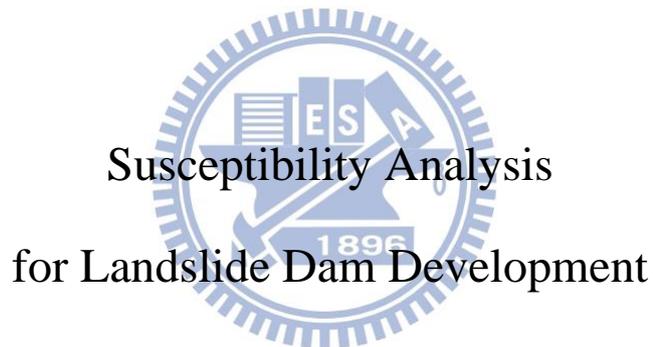


國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

堰塞湖形成潛感分析



研究生：鄭伊婷

指導教授：廖志中 博士

中華民國一〇二年十月

堰塞湖形成潛感分析

Susceptibility Analysis for Landslide Dam Development

研 究 生：鄭伊婷

Student : Yi-Ting Cheng

指導教授：廖志中 博士

Advisor : Dr. Jyh-Jong Liao

國 立 交 通 大 學
土 木 工 程 學 系
碩 士 論 文

A Thesis

Submitted to Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Chiao Tung University

In Partial Fulfillment of the Requirements

for the Degree of

Master

in

Civil Engineering

October 2013

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國一〇二年十月

堰塞湖形成潛感分析

學生：鄭伊婷

指導教授：廖志中 博士

國立交通大學土木工程學系碩士班

摘要

國內近年來由於地震或颱風豪雨於山區河流形成許多堰塞湖，堰塞湖的天然壩若是潰決，壩體土石與堰塞湖湖水一起往下游流動會對下游造成嚴重的災害。以防災角度而言，若能了解堰塞湖形成之潛感(機率)與形成之位置將有助於未來可能形成堰塞湖地區加強相關的防災工作。本研究目的即在於蒐集及建立較為完整之堰塞湖目錄，建立適當方法求取量化之機率代表堰塞湖形成潛感(機率)並且繪製堰塞湖形成潛勢圖詮釋堰塞湖形成之位置。

本研究蒐集各種山崩與堰塞湖相關文獻與圖資，進入地理資訊系統整合資料並建立山崩與堰塞湖目錄，根據目錄挑選適當山崩與堰塞湖案例建立山崩後堰塞湖形成之相關因子，包含山崩因子、運移因子及水文因子。由相關因子中透過相關性分析選出影響因子，並將因子資料輸入統計分析軟體進行羅吉斯迴歸，算出山崩後堰塞湖形成潛感模式。此山崩後堰塞湖形成潛感模式驗證的結果，透過分類誤差矩陣驗證整體正確率約 80.6%，ROC 曲線之 AUC 為 0.893，表示本研究之

山崩後堰塞湖形成潛感模式可有效代表山崩後堰塞湖形成與否的預測。後續亦根據條件式機率精神，將山崩潛感模式與山崩後堰塞湖形成潛感模式互相搭配以得到堰塞湖形成潛感模式。

本研究也選擇適當的堰塞湖潛感分析單元，作為堰塞湖形成潛感模式運算及繪製堰塞湖形成潛勢圖之基礎，引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式及經濟部中央地質調查所(2009)之土石流、岩屑崩滑及岩體滑動潛感模式，代入本研究所建立之山崩因子圖層與山崩後堰塞湖因子圖層計算其堰塞湖潛感分析單元內各類型山崩潛感與山崩後堰塞湖形成潛感，兩者套疊運算後，即可得到堰塞湖形成潛勢圖。目前本研究以高屏溪流域為例進行堰塞湖形成潛感運算及堰塞湖形成潛勢圖繪製，可提出適當的三種山崩型態之堰塞湖形成潛感模式並且繪製出合理的堰塞湖形成潛勢圖。

關鍵字：堰塞湖、天然壩、堰塞湖目錄、山崩後堰塞湖形成潛感、堰塞湖形成潛感、堰塞湖形成潛勢圖、羅吉斯迴歸

Susceptibility Analysis for Landslide Dam Development

Student : Yi-Ting Cheng

Advisor : Dr. Jyh-Jong Liao

Department of Civil Engineering

National Chiao Tung University

ABSTRACT

In Taiwan, earthquakes or rainfalls caused many natural dam lakes. If these dams break, the debris will flow to downstream and become terrible disasters. Susceptibility analysis for landslide dam formation may be helpful for the disaster prevention. This study aims to collect and establish a more complete inventory of landslide dam, establish an appropriate method to evaluate the probability of forming landslide dam and prepare the potential landslide dam forming map.

In this study, literatures related to landslide dams were reviewed and a landslide dam inventory was created from the data retrieved from the cases in the literatures. Based on the inventory, a susceptibility model of landslide dam formation after slope failure was proposed by logistic regression. 31 appropriate landslide cases with landslide dam formed and 31 corresponding landslide cases without landslide dam formed were selected from the inventory for the model regression. The parameters adopted for the model include landslide types, transporting factors and hydrological factors. The proposed model was verified by the other 10 cases in the inventory. The results show that the overall accuracy rate is 80.6% and the AUC of the ROC curves is 0.893; it reflects the facts that the proposed model is good enough for evaluating the susceptibility of

landslide dam formation after slope failure.

Based on the existing assessment models for landslides, including debris flow, debris slide (shallow landslide) and rock slide, and the susceptibility proposed by Tsai (2012) and the Central Geological Survey (2009), the susceptibility of landslide of the Kao-Ping River catchment could be calculated. Also, the susceptibility of landslide dam formation after slope failure was determined from the proposed model for the Kao-Ping River catchment. Then, the susceptibility of landslide dam development was determined by combining two sets of susceptibility mentioned above for the Kao-Ping River catchment. The potential landslide dam forming map along the river was also presented.

Keywords: landslide dam, landslide dam inventory, susceptibility analysis for landslide dam development, logistic regression



誌謝

在交大土木六年的時光裡，學到了許多珍貴的知識也交到很多好朋友，謝謝系上所有老師的栽培以及許多同學們的陪伴。感謝廖志中老師給我這個機會研究有關防災的重要議題，也在大學與研究所期間教導我許多專業知識，並且給予研究方面許多的指導。感謝潘以文老師時常給我重要的研究建議，讓我有不同的方向審視自己的研究。

感謝口試委員田永銘老師、壽克堅老師、董家鈞老師及王泰典老師悉心提點我研究的問題以及該改進的地方，使我的研究論文以及研究成果能更加完善。

在研究所期間，我們潘廖大家庭全部人對我的照顧以及幫助非常重要，謝謝明萬、慧蓉、國維、聰吉、偉欽、楚鈞、詩凰、汝鴻、志強、泓佑、前昱、潤翰、淵明學長姐的幫忙以及照顧。以及大地組同學們婉容、暉凱、王靖、柏諭、翊桓、志峯、友誠、澄郁、昶笙、韻如、軒豪、子賢、易昌、湘銘、承祐、志清一起學習、一起研究、一起互相打氣的一切。潘廖的學弟們建文、孝存、俊廷、浚偉、翊文、宥達的所有全力協助。

家人對我在做研究時的支持與鼓勵也很重要，謝謝爸爸、媽媽、弟弟給予我最好最棒最溫暖的家庭，還有我家兩隻可愛的小貓小乖和小胖，你們成就了這個家也造就了現在的我。

感謝最好的交大土木朋友們陪伴我度過人生最重要的大學與研究所時光，泥鰍、欽欽、師傅、麗萍、小波、海倫、品好、版主、又菱、小慧、珮蓁，謝謝妳們和我一起住或和我一起大吃。還有交大土木男孩們丁一、石哥、蛋糕、蔡男、桓緯、菜鳥、麵包，謝謝你們常常找我出去玩或大吃。還有附中的同學們，修答、咩咩、阿台、藍藍，麗中的同學，阿尿、黑鮪、采婕、大頭、牙牙、豆豆，妳們是我一輩子的好朋友。

有太多人一路上給於我最大的幫助，沒能逐一述說，請見諒，總而言之，謝謝你們，有你們才有現在的阿村。



目 錄

摘要.....	I
ABSTRACT.....	III
誌謝.....	V
目 錄.....	VII
表目錄.....	X
圖目錄.....	XII
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3 研究流程.....	4
第二章 文獻回顧.....	7
2.1 堰塞湖的形成.....	7
2.1.1 坡面崩塌.....	18
2.1.2 河道堵塞.....	24
2.2 堰塞湖形成潛感相關研究.....	27
2.2.1 天然壩形成性指標.....	27
2.2.2 天然壩穩定性指標.....	28
2.2.3 天然壩形成預測.....	32
2.3 羅吉斯迴歸方法相關應用.....	37
第三章 研究方法.....	38
3.1 使用軟體介紹.....	38
3.1.1 ArcGIS 軟體簡介.....	38
3.1.2 SPSS 軟體簡介.....	43
3.2 條件式機率.....	44
3.3 羅吉斯迴歸方法.....	47
3.3.1 線性迴歸模型.....	47
3.3.2 羅吉斯迴歸模型.....	52
3.4 因子篩選方法.....	58
3.4.1 次數分布圖.....	58
3.4.2 判別子.....	58
3.4.3 相關係數.....	59
3.5 驗證方法.....	60
3.5.1 分類誤差矩陣.....	60
3.5.2 ROC 曲線.....	61
3.6 堰塞湖形成潛勢圖繪製方法.....	63
3.6.1 斜坡單元.....	63

3.6.2	崩坍區圈繪	71
3.6.3	堰塞湖潛勢分析單元	75
3.6.4	堰塞湖形成潛勢圖繪製	77
第四章	潛感分析目錄建立	79
4.1	研究區概述	79
4.1.1	台灣地質與河川	79
4.1.2	台灣氣候	81
4.2	文獻與圖資蒐集	86
4.2.1	衛星影像	86
4.2.2	數值地形模型	87
4.2.3	地質圖	88
4.2.4	雨量與流量資料	88
4.2.5	河川資料	88
4.3	山崩目錄	89
4.4	堰塞湖目錄	92
4.5	潛感分析因子建立	94
4.5.1	山崩因子	96
4.5.2	運移因子	99
4.5.3	水文因子	105
第五章	堰塞湖形成潛感分析	110
5.1	山崩後堰塞湖形成潛感分析的案例選取	110
5.2	山崩後堰塞湖形成潛感分析因子篩選	112
5.2.1	次數分布圖	112
5.2.2	相關係數	117
5.2.3	類別選取	118
5.2.4	因子選取結果	118
5.3	山崩後堰塞湖形成潛感分析(羅吉斯迴歸)	120
5.3.1	分析模型建立	120
5.3.2	迴歸因子正規化	122
5.3.3	羅吉斯迴歸結果	123
5.3.4	羅吉斯迴歸結果討論	127
5.4	堰塞湖形成潛感-以高屏河流域為例	129
5.4.1	山崩潛感	130
5.4.2	土石流形成潛感	138
5.4.3	岩屑崩滑潛感	142
5.4.4	岩體滑動潛感	144
5.4.5	堰塞湖形成潛感運算	145
5.5	堰塞湖形成潛勢圖	148

5.5.1	土石流堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例.....	149
5.5.2	岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例.....	153
5.5.3	岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例.....	158
5.5.4	堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例.....	161
第六章	結論與建議.....	163
6.1	結論.....	163
6.2	建議.....	165
	參考文獻.....	167
	附錄 1.....	175
	附錄 2.....	176
	附錄 3.....	180
	附錄 4.....	181
	附錄 5.....	181



表目錄

表 2-1 集集地震所形成之堰塞湖(陳樹群, 1999)	10
表 2-2 莫拉克颱風期間台灣地區形成 16 座堰塞湖	14
表 2-3 不同延時各雨量站雨量頻率分析結果表	15
表 2-4 邊坡崩塌(Landslide)型態分類(Varnes, 1978)	19
表 2-5 整理自 Nakamura et al.(2000)之河道堵塞過程描述	26
表 2-6 清水溪草嶺地區堰塞湖形成特徵分析	34
表 2-7 清水溪草嶺地區堰塞湖形成潛勢分析結果	34
表 3-1 山崩後堰塞湖形成潛感分類誤差矩陣	60
表 4-1 瑞竣科技公司提供之高解析度衛星影像(瑞竣科技)	86
表 4-2 本研究蒐集之數值地形模型比較	87
表 4-3 經濟部中央地質調查所之 WMS 山崩目錄	90
表 4-4 行政院農委會水土保持局 2012 年蘇拉颱風重大土石災情報告資料簡表	91
表 4-5 本研究建立之堰塞湖形成潛感分析因子	95
表 4-6 本研究使用之相關影像(瑞竣科技)	97
表 4-7 山崩體積資料(陳毅青, 2012)	98
表 5-1 山崩面積因子統計圖表	113
表 5-2 山崩體積因子統計圖表	113
表 5-3 路徑長度因子統計圖表	113
表 5-4 路徑相對坡高因子統計圖表	114
表 5-5 路徑平均坡度因子統計圖表	114
表 5-6 路徑平均曲率因子統計圖表	114
表 5-7 路徑平均粗糙度因子統計圖表	115
表 5-8 河道寬度因子統計圖表	115
表 5-9 集水區面積因子統計圖表	115
表 5-10 事件流量因子統計圖表	116
表 5-11 事件雨量因子統計圖表	116
表 5-12 河道坡度因子統計圖表	116
表 5-13 山崩後堰塞湖形成潛感因子相關係數表	119
表 5-14 羅吉斯迴歸模型案例資料表	121
表 5-15 迴歸因子正規化列表	122
表 5-16 山崩後堰塞湖形成潛感因子係數表	123
表 5-17 莫拉克之後預測資料誤差分類矩陣	125
表 5-18 訓練資料與預測資料誤差分類矩陣	125
表 5-19 山崩後堰塞湖形成潛感驗證潛感值小於 0.5 之案例簡表	128
表 5-20 高屏溪流域高山區山崩潛感分析因子係數	133

表 5-21 高屏溪流域淺山區山崩潛感分析因子係數..... 134
表 5-22 莫拉克颱風山崩潛感值與崩壞比關係圖(蔡雨澄，2012)..... 135
表 5-23 高屏溪、東港溪及知本河流域土石流潛感分析因子係數.... 141



圖目錄

圖 1-1 研究流程圖	6
圖 2-1 世界各國堰塞湖位置分佈圖	7
圖 2-2 世界各國板塊位置分布圖	8
圖 2-3 我國近期堰塞湖分佈圖	9
圖 2-4 集集地震等震度圖	9
圖 2-5 莫拉克颱風期間台灣地區形成堰塞湖位置分佈圖	11
圖 2-6 莫拉克颱風期間	11
圖 2-7 莫拉克颱風各降雨延時雨量與世界極端降雨量比較圖	12
圖 2-8 產生堰塞湖之觸發機制統計(Ermini & Casagli, 2003)	16
圖 2-9 堰塞湖形成誘因分佈長條圖(經濟部水利署, 2004)	16
圖 2-10 堰塞湖形成誘因個數分佈圖(童煜翔, 2008)	17
圖 2-11 邊坡崩塌(Landslide)移動型態示意圖(Varnes, 1978)	18
圖 2-12 山崩土石流分類(經濟部中央地質調查所, 2009)	20
圖 2-13 形成堰塞湖滑動種類(Schuster & Costa, 1986)	21
圖 2-14 形成堰塞湖崩落物移動種類(修改自 Schuster, 1993)	22
圖 2-15 產生堰塞湖之山崩機制統計(Ermini & Casagli, 2003)	22
圖 2-16 台灣 68 筆堰塞湖之山崩型態統計	23
圖 2-17 士文溪堰塞湖航空相片圖(陳昆廷等人, 2010)	24
圖 2-18 各種崩塌及其運移過程所經歷的步驟示意圖	25
圖 2-19 以 I_b 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)	29
圖 2-20 以 I_f 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)	29
圖 2-21 無因次阻塞指標(DBI)定義圖(Ermini & Casagli, 2003)	30
圖 2-22 堰塞湖形成位置預測建議評估流程圖(經濟部水利署, 2004) ..	32
圖 2-23 堰塞湖形成判定流程圖(林務局, 2011)	35
圖 3-1 ArcMap 進行影像地圖套疊作業流程圖	39
圖 3-2 ArcMap 建立堰塞湖形成因子流程圖	41
圖 3-3 ArcMap 繪製堰塞湖潛勢圖流程圖	41
圖 3-4 條件式機率運算圖	44
圖 3-5 以條件機率方式呈現出堰塞湖下游致災的機(Korup, 2005)	45
圖 3-6 災害事件中山崩事件(L)與堰塞湖事件(D)之關係圖	46
圖 3-7 羅吉斯函數曲線示意圖(王濟川、郭志剛, 2003)	53
圖 3-8 四種曲線以下面積不同之 ROC 曲線(Park et al., 2004)	61
圖 3-9 斜坡縱斷面之坡變點示意圖(Giles & Franklin, 1998)	64
圖 3-10 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖(簡瑋廷, 2011)	64
圖 3-11 集水區重疊法示意圖(Xie et al., 2004)	65
圖 3-12 以手動延伸所做的斜坡單元劃分範例	66

圖 3-13	高屏溪、東港溪及知本溪等流域 100 年重現期距降雨量	68
圖 3-14	高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖	69
圖 3-15	高屏溪流域岩體滑動潛勢圖	70
圖 3-16	高屏溪流域重大崩塌區分布圖	72
圖 3-17	本計畫各類型之深層崩塌潛勢區位判釋流程圖	73
圖 3-18	土石流潛感分析單元與斜坡單元關係示意圖	76
圖 3-19	堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(土石流或岩屑崩滑型態)	77
圖 3-20	堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(岩體滑動型態)	77
圖 4-1	台灣地體構造圖(何春蓀, 1982).....	80
圖 4-2	台灣主要河流分布圖(經濟部水利署, 2011).....	80
圖 4-3	台灣北中南東四縣市逐月雨量氣候平均值之變化圖	81
圖 4-4	高屏溪流域地形圖(中央地質調查所, 2009)	83
圖 4-5	高屏溪流域地質圖(中央地質調查所, 2009)	84
圖 4-6	臺灣河川逕流量分布圖(經濟部水利署, 2011).....	85
圖 4-7	荖濃站歷年平均流量圖(經濟部水利署, 2011).....	85
圖 4-8	WMS 山崩目錄所屬流域分布圖	90
圖 4-9	本研究堰塞湖目錄案例世界各洲分布比例圖	92
圖 4-10	台灣堰塞湖堰塞湖案例分布圖(1862 年~2013 年, 68 筆).....	93
圖 4-11	運移因子運算步驟	99
圖 4-12	高屏溪流域谿線圖	100
圖 4-13	運移路徑、溪線、堵塞點位置示意圖	101
圖 4-14	運移相對坡高運算示意圖	102
圖 4-15	以 3×3 環域網格進行坡度運算示意圖	103
圖 4-16	以 3×3 環域網格進行曲率運算示意圖	103
圖 4-17	以 3×3 圓形環域網格進行地形粗糙度運算示意圖	104
圖 4-18	水系級序分級示意圖	105
圖 4-19	Strahler 水系分級示意圖	106
圖 4-20	河道寬度判釋示意圖	106
圖 4-21	以堵塞點方圓 500m 提取河道坡度示意圖	108
圖 4-22	八方流向代表碼示意圖(Arc GIS Resources).....	109
圖 4-23	八種入流坡向示意圖	109
圖 5-1	山崩後堰塞湖形成潛感分析案例山崩型態	111
圖 5-2	羅吉斯迴歸模型案例資料流域分布	121
圖 5-3	訓練資料與預測資料之 ROC 曲線	126
圖 5-4	堰塞湖形成潛感運算流程圖	129
圖 5-5	高屏溪流域分區示意圖(蔡雨澄, 2012)	132
圖 5-6	高屏溪流域莫拉克颱風事件山崩潛感機率圖	137
圖 5-7	高屏溪、東港溪及知本溪流域土石流發生比擬合曲線	139

圖 5-8 岩屑崩滑潛勢圖繪製流程	142
圖 5-9 高屏溪流域土石流堰塞湖形成潛勢圖繪製流程	149
圖 5-10 高屏溪流域土石流形成潛勢圖	151
圖 5-11 高屏溪流域土石流堰塞湖形成潛勢圖	152
圖 5-12 高屏溪流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖繪製流程	153
圖 5-13 高屏溪流域山崩潛感機率圖	155
圖 5-14 高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖	156
圖 5-15 高屏溪流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖	157
圖 5-16 高屏溪流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖繪製流程	158
圖 5-17 高屏溪流域岩體滑動潛勢圖	159
圖 5-18 高屏溪流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖	160
圖 5-19 高屏溪流域堰塞湖形成潛勢圖	161
圖 5-20 高屏溪流域荖濃溪上游布唐布那斯溪堰塞湖	162



第一章 緒論

1.1 研究動機

堰塞湖(Natural Dam Lake)為河水受天然壩(Landslide Dam)阻擋，導致河水於河道上游地區形成迴水或湖泊。而天然壩為堵塞於河道上之土石，此堵塞土石可能是來自於地震崩塌之堆積物、降雨所觸發各類型山崩崩落土石、火山爆發時的熔岩碎屑、冰川堆積物或人為活動所造成。

我國 35 萬年前陽明山竹子湖地區曾因七星山爆發所噴發之岩漿堵住山坳口，阻隔溪水形成長 750 公尺，寬 320 公尺，深 15 公尺之堰塞湖，後續期間因為湖水侵蝕造成缺口後水逐漸流出，乾涸的湖底地現今成為人們生活的聚落(經濟部水利署，2002-2004；鄧屬予等，2004；台灣大百科全書)。

近幾年在國內發生較大型之堰塞湖為集集地震時的草嶺潭堰塞湖與九份二山堰塞湖，還有 2009 年莫拉克颱風造成台灣南部旗山溪、荖濃溪等多條河川形成十多處堰塞湖，這些堰塞湖天然壩若是潰決將會對下游地區帶來洪水氾濫及土石災害，其後果可能非常嚴重，例如小林村的滅絕應為堰塞湖潰決所造成。

目前國內對於堰塞湖相關研究越來越多，從集集地震後開始對於堰塞湖進行許多災害調查與研究(陳樹群，1999；蔡光榮等人，2000)、

交通大學執行經濟部水利署於 2002 年之研究計畫『草嶺堰塞湖斷層追蹤與地震調查評估研究』及 2002-2004 年之研究計畫『堰塞湖引致災害防治對策之研究』。而莫拉克颱風之後對於類似小林村堰塞湖這種快速潰壩致災害之堰塞湖亦成為各界學者的研究對象(李錫堤等人，2009；李昫珊等人，2010；臧運忠等人，2012)，近年來也有推算堰塞湖天然壩穩定性之相關研究(童煜翔，2008；Dong et al., 2009；Dong et al., 2011)。

目前亦有許多對於堰塞湖形成區域的水文條件、地質條件與地形條件等的相關研究(Schuster & Costa, 1986; Schuster, 1993; Korup, 2002; Ermini & Casagli, 2003; 蔡義誌等人，2011)以及山崩後土石運移是否導致天然壩形成之數值模擬分析研究(行政院農委會林務局，2011)，以及關於堰塞湖形成狀況之相關研究(經濟部水利署，2002-2004)，但就其對於堰塞湖形成機率量化之相關研究目前仍較少。

因為堰塞湖形成與否乃河道之水文特性與坡面塊體移動系統性之互制作用(Ermini & Casagli, 2003)，與水文條件、地質(包含岩性與構造)條件與地形條件有關(Casagli & Ermini, 1999; Clerici & Perego, 2000; 廖志中等人，2003)。若能以各種水文、地質、地形等相關資料推算出有關於堰塞湖形成的時機、地點、成因等將有助於之後堰塞湖的相關防災工作。

1.2 研究目的

根據 2002-2004 年間經濟部水利署之研究計畫『堰塞湖引致災害防治對策之研究』以及多年來國內外學者的實際應用及學術研究，累積了許多堰塞湖案例目錄以及相關堰塞湖的形成預測之建議流程。

本研究目的即在於建立堰塞湖分析資料庫(包含山崩目錄、堰塞湖目錄)，並以資料庫內容提出適當的分析方法以計算堰塞湖形成潛感機率，利用堰塞湖形成潛感繪製堰塞湖形成潛勢圖，欲求能以量化之機率代表堰塞湖形成潛感值並且以易表達之堰塞湖形成潛勢圖詮釋堰塞湖形成之位置。



1.3 研究流程

本研究的研究流程如圖 1-1 所示，共為六大主要步驟—蒐集資料、山崩與堰塞湖目錄、山崩與堰塞湖因子建立、堰塞湖形成潛感分析、成果與驗證及堰塞湖形成潛勢圖繪製，每一步驟都有各自細項詳細工作，各步驟包含之工作內容如下所述：

1. 蒐集資料

本研究購置解析度約 1~2 米之福衛二號衛星影像、捷鳥衛星影像及 WorldView 影像並蒐集林務局農林航空測量所之 40 米數值地形模型、Aster 所提供之 30 米數值地形模型、經濟部中央地質調查所之 1/50000 流域地質圖、水利署及中央氣象局之雨量與流量資料、水利署之河川資料及各種山崩與堰塞湖之相關文獻與圖資。

2. 山崩與堰塞湖目錄

將各種山崩與堰塞湖之相關文獻與圖資輸入地理資訊系統進行整理並建檔儲存，以山崩後是否形成堰塞湖為標準將資料分為堰塞湖目錄(山崩後有形成堰塞湖者)與山崩目錄(山崩後未形成堰塞湖者)。

3. 山崩與堰塞湖因子建立

由山崩與堰塞湖目錄當中挑選適當山崩與堰塞湖案例，由地理資訊系統之地形運算及水文運算建立山崩後堰塞湖形成相關因子，依照對於山崩後堰塞湖形成過程其因子共分為三類—山崩因子、運移因子與水文因子。

4. 堰塞湖形成潛感分析

以山崩後堰塞湖形成之相關因子建立羅吉斯迴歸模型，並以統計分析軟體進行羅吉斯迴歸即可得到山崩後堰塞湖形成潛感，再引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式及經濟部中央地質調查所(2009)之土石流、岩屑崩滑及岩體滑動潛感模式，兩者結合即可得到堰塞湖形成潛感。

5. 成果與驗證

以預測資料及全部資料對於山崩後堰塞湖形成之羅吉斯迴歸模式進行分類誤差矩陣驗證及 ROC 曲線繪製。

6. 堰塞湖形成潛勢圖繪製

建立適當的堰塞湖形成潛勢單元，以此單元為基礎套疊不同山崩型態之山崩潛感與以此單元之山崩後堰塞湖形成潛感兩者結合，可得到堰塞湖形成潛勢單元所對應之下游河道之堰塞湖形成潛勢，並以此繪製堰塞湖形成潛勢圖。

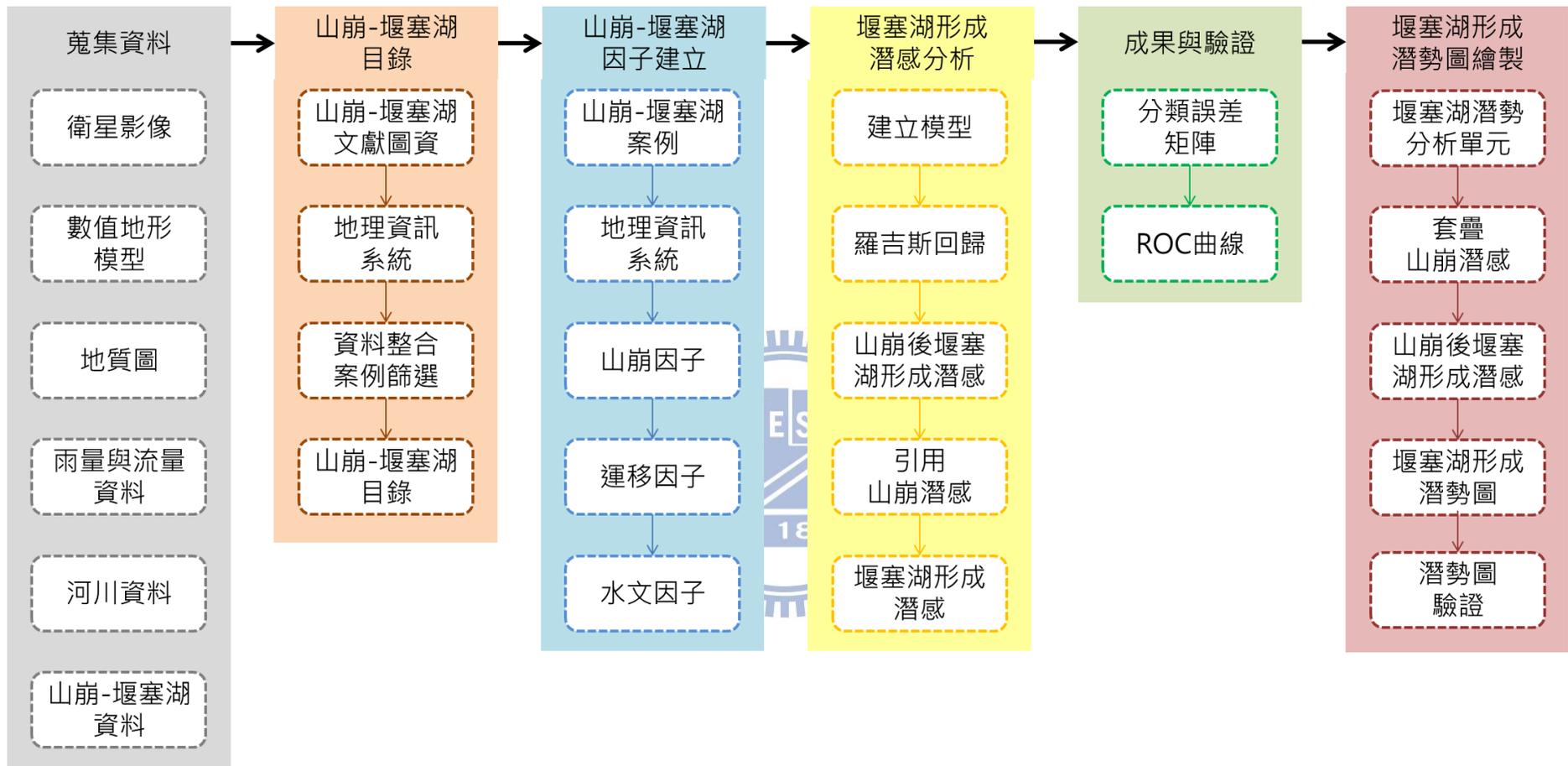


圖 1-1 研究流程圖

第二章 文獻回顧

為了解堰塞湖形成過程與相關特性，本研究蒐集國內外與堰塞湖形成相關文獻，以及有關於堰塞湖形成潛感方面之相關研究成果，整理如下列章節所敘述。

2.1 堰塞湖的形成

回顧堰塞湖相關文獻，Korup (2002)認為堰塞湖之形成分布與古地震、第四紀之環境變遷以及防災均極有相關性。

堰塞湖常見於世界各國的山區，如圖 2-1 及圖 2-2 所示，堰塞湖的分布大多沿著板塊邊界分布，可由此推測堰塞湖之形成可能和板塊活動所引發的地震及火山活動相關 (Ermini & Casagli, 2003)。



圖 2-1 世界各國堰塞湖位置分佈圖

(Ermini & Casagli, 2003，標示 350 個案例)



圖 2-2 世界各國板塊位置分布圖

(吳泓昱、張白中，2010；電腦繪圖：姚裕評)

根據上圖 2-2，台灣則是位於歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊交界處，屬於環太平洋地震帶，因此經常發生因地震引起之地滑、崩塌，造成崩落土石堵塞河道形成堰塞湖，例如 1999 年的集集地震導致全台灣各地形成大小不一的堰塞湖（陳樹群，1999），當時形成之堰塞湖的組成及處置摘要如表 2-1 所示。

觀察圖 2-3、圖 2-4 與表 2-1，由集集地震當時的等震度圖與地震形成之堰塞湖(圖 2-4 中 1~10 號)可發現堰塞湖的形成與地震有相關，震度越高地區在地震發生時越容易有堰塞湖形成。

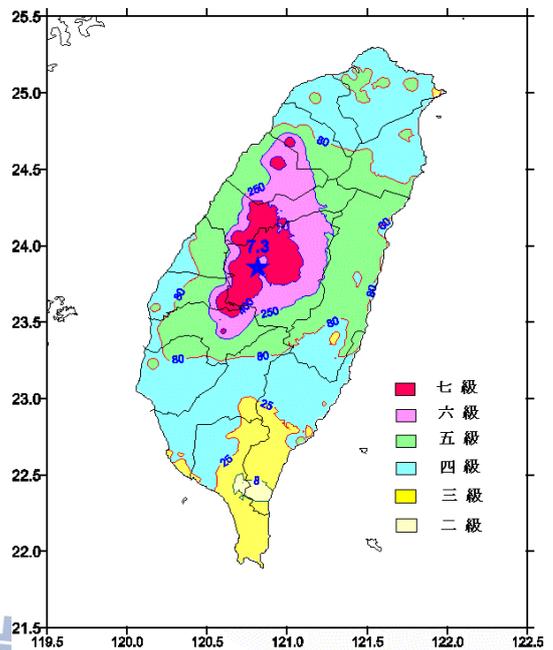


編號	堰塞湖名稱	編號	堰塞湖名稱
1	草嶺潭	8	沙連河
2	九份二山	9	石盤溪
3	大安溪內灣段	10	生毛樹溪
4	頭汴坑溪一江橋	11	東埔蚋溪
5	頭汴坑溪龍寶橋	12	侯硠大粗坑溪
6	早溪	13	立霧溪
7	雪山坑溪	14	新武呂溪

(不包含莫拉克颱風造成)

圖 2-3 我國近期堰塞湖分佈圖

(經濟部水利署，2002)



中央氣象局地震測報中心 第043號有感地震報告

發震時間： 88年9月21日1時47分15.9秒

震央位置： 北緯 23.85°

東經 120.82°

震源深度： 8.0 公里

芮氏規模： 7.3

相對位置： 南投日月潭地震站西偏南 10.0 公里

圖 2-4 集集地震等震度圖

(中央氣象局)

表 2-1 集集地震所形成之堰塞湖(陳樹群，1999)

名稱	位置	壩體	誘發原因	蓄水容積	處置方式
草嶺新潭	濁水溪支溪清水溪，介於雲林古坑鄉與嘉義梅山鄉之間，集水面積162km ²	長 5000m；寬 600m；高 50m(上游)、110m(下游)；土方量 12600 萬 m ³	崛番山順向坡崩滑	4600 萬 m ³	保留原址設溢洪道，需注意再次順向坡滑動
九份二山	南投國姓鄉，南港溪支流木屐蘭溪上游之澀仔坑溪與韭菜湖溪匯流處。	長 1500m；高 140m；土方量 7000 萬 m ³	斷層經過，崁斗山順向坡崩滑，崩塌與堆積面積 180 公頃	澀仔坑 80 萬 m ³ ，韭菜湖 130 萬 m ³	壩體遠大於蓄水容積，無危險性
大安溪內灣段	大安溪中游，位於卓蘭鎮內灣與上新交界處	長 300m；高 10m。	車籠埔斷層隆起。	地勢平坦，迴水段長	挖出 50m 寬之主河槽
頭汴坑溪(一江橋)	大里溪上游頭汴坑溪一江橋上游 500m	長 250m；寬 50m；高 150m；土方量 187 萬 m ³ 。	虎頭山地滑。		已開挖排水道，並持續開挖擴大寬度
頭汴坑溪(龍寶橋)	龍寶橋上游 200 m	長 50m；高 5 m，寬 50m。	斷層隆起。	極小，類似池塘	挖出主河槽
早溪	大里溪支流早溪，觀音橋至南陽橋間。	長 600m；寬 30m；高 6m；土方量 1.8 萬 m ³	部分河道完全為山崩土石所掩埋。		88 年 10 月 5 日下午完工。挖出主河槽
雪山坑溪	大安溪支游雪山坑溪，達觀村雪山花園農場處。	長 60m；寬 50m；高 15m。	兩側山坡同時崩塌	二個堰塞湖，合計 16 萬 m ³	均已自然溢流，無災害發生之虞
沙漣河	大甲溪支流，位於東勢鎮興隆橋下游 50m，接近石岡水庫。	長 150m；寬 50m。	車籠埔斷層隆起(依當地居民描述，該水倒流 1-2 天)		人工開挖
石盤溪(9 月 26 日 6.8 級地震所產生)	南投縣鹿谷鄉永隆村石盤溪上游的線浸山區(臺大實驗林第 10 林班內。)	長 600m；寬 30-40m。	崩塌	二個堰塞湖，大者約 0.6 公頃，小者約 0.3 公頃	集水區僅約 1km ² ，無危險，部份已自然溢流
生毛樹溪	清水溪支流	極小	崩塌		已自然溢流，無災害發生之虞

2009 年 8 月 8 日莫拉克颱風侵台帶來大量降雨，其中最大降雨落在阿里山地區，且累積降雨量高達 2884 毫米(如下圖 2-6 所示)；也因此，莫拉克颱風的劇烈降雨，使台灣山區之降雨無法適度宣泄，進而產生土石鬆軟、邊坡滑動及堰塞湖等嚴重災情，並於台灣南部及東部形成 16 座堰塞湖(如圖 2-5 及表 2-2 所示)。

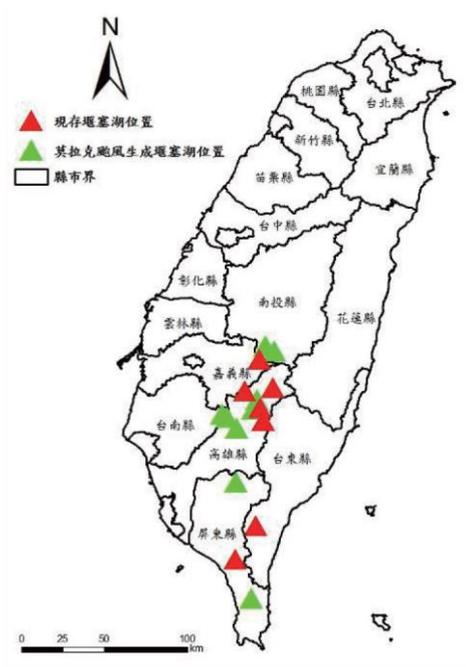


圖 2-5 莫拉克颱風期間台灣地區

形成堰塞湖位置分佈圖

(陳昆廷等人，2010)

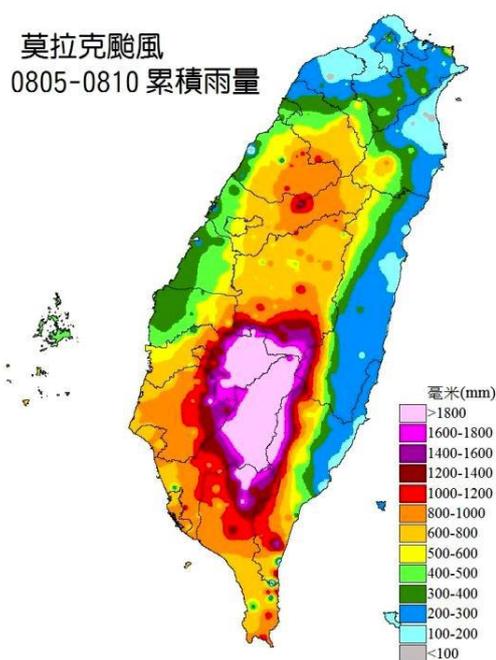


圖 2-6 莫拉克颱風期間

累積雨量圖

(中央氣象局)

由上圖 2-5 及圖 2-6 亦可觀察到降雨與堰塞湖形之間也有相關性，累積降雨量較大之高雄縣山區堰塞湖形成數量最為密集。

當時莫拉克颱風多種延時之降雨量已創下台灣歷史紀錄；總計莫拉克颱風在降雨延時 24 小時達到 1000 毫米者有 31 站，其中，最大發

生在嘉義縣阿里山鄉阿里山站（1623.5 毫米）；降雨延時 48 小時達到 1500 毫米者有 23 站，最大雨量仍發生在嘉義縣阿里山鄉阿里山站（2361 毫米）；降雨延時 72 小時達到 2000 毫米者有 12 站，仍以阿里山鄉阿里山站（2748 毫米）為最大。其中，24 及 48 小時降雨量甚至逼近世界降雨量極值（分別為 1825 毫米及 2467 毫米），如下圖 2-7 所示。（經濟部水利署，2009）

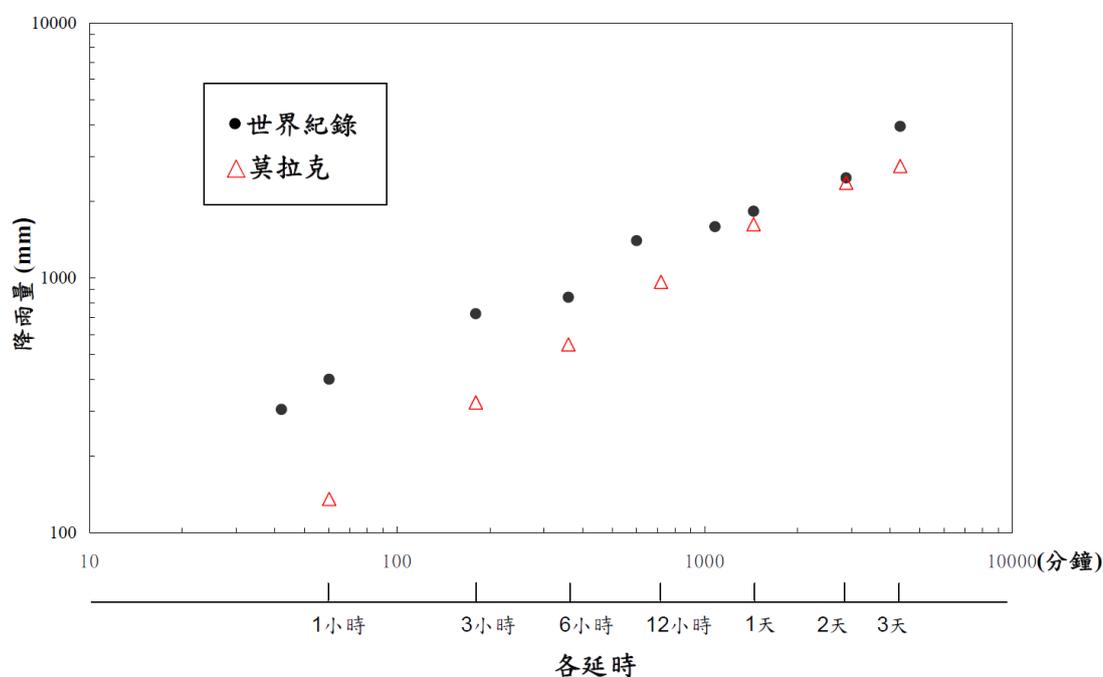


圖 2-7 莫拉克颱風各降雨延時雨量與世界極端降雨量比較圖

（經濟部水利署，2009）

經濟部水利署(2009)亦進行莫拉克颱風暴雨量頻率分析，以水利署測站觀測之不同延時雨量資料對應該站過去歷史記錄進行頻率分析；而中央氣象局測站之頻率分析部分，則利用鄰近水利署測站之輔助。

頻率分析係採用對數皮爾遜第三型分布 (Log-Pearson Type III Distribution, LPT3)，將莫拉克颱風之觀測雨量代入水文頻率分析方程式中可求到水文頻率因子，進一步可反推出莫拉克雨量對應之重現期，本研究摘述經濟部水利署(2009)台灣南部流域之暴雨量頻率分析結果如表 2-3 所示。

暴雨量頻率分析係以經濟部水利署(2009)過去 24、48 及 72 小時等三種延時之歷史記錄為基礎，並以各流域治理規劃之分析年限為基準，如表 2-3 分析結果顯示曾文溪、鹽水溪、二仁溪、高屏溪、東港溪、四重溪流域，有多站降雨量重現期超過 200 年以上，甚至有高達 2000 年重現期以上。

近百年來全台降雨量屬減少趨勢，惟近年來又有增加之現象，平地略有增加，以秋季增加較多，近 70 年來，南部及山區稍有減少，以冬季減少為多，整體看台灣之降雨量並不像氣溫有一致性增加之趨勢，降雨時數則均呈減少，表示降雨強度是屬於增強的狀況(林昀靜和盧孟明，2010)，若台灣地區降雨強度持續增強將會造成台灣形成堰塞湖的機會也相對增加，因此堰塞湖形成的相關防災工作也愈顯重要。

表 2-2 莫拉克颱風期間台灣地區形成 16 座堰塞湖(陳昆廷等人，2010)

編號	名稱	所屬流域	崩塌地面積(ha)	上游集水區面積(ha)	累積雨量(mm)	最大降雨強度(mm/hr)	型態*
1	和社溪(神木村)堰塞湖	陳有蘭溪	27.4	7763	774.1	39.2	C
2	郝馬戛班溪(神木村)堰塞湖	陳有蘭溪	48.73	575	1064.7	71.5	B
3	沙里仙溪(同富村)堰塞湖	陳有蘭溪	9.91	4770.38	1593.3	56.1	C
4	平坑(關山村)堰塞湖	曾文溪	21	1127	1794.2	90.4	C
5	小林村堰塞湖	旗山溪	250.3	35944.8	2277.4	75.7	C
6	旗山溪(那瑪夏鄉)堰塞湖	旗山溪	14.37	21238	2144.7	101.9	B
7	荖濃溪(寶來村)堰塞湖	荖濃溪	26.25	62671	2433.9	95.6	C
8	拉克斯溪(梅蘭村)堰塞湖	荖濃溪	20.81	180	2284.5	75.8	A
9	寶來溪(寶山村)堰塞湖	荖濃溪	25.61	137	2018.4	97.9	B
10	荖濃溪(梅山村)堰塞湖	荖濃溪	41.72	16215	2166	114.9	B
11	荖濃溪(梅山口)堰塞湖	荖濃溪	-	39530	1604.5	93.8	C
12	荖濃溪(復興村)堰塞湖	荖濃溪	-	48872.6	1959.4	77.3	C
13	士文溪(春日鄉)堰塞湖	士文溪	20.21	3315.71	1230.6	55.5	B
14	大社溪(大社村)堰塞湖	高屏溪	-	4971.4	1397.8	55.1	C
15	汝仍溪(牡丹村)堰塞湖	四重溪	7.15	1520	2693.1	111.9	C
16	太麻里溪(包盛社)堰塞湖	太麻里溪	29.46	6500	712.7	41.4	B

*根據成功大學防災研究中心現地調查及航空相片、福衛二號衛星影像判釋結果，莫拉克颱風期間台灣地區共形成 16 座堰塞湖，由堰塞湖存在之狀況可概略分為：(A)未潰壩(B)部分潰壩，仍存在(C)已潰壩，不存在等三種堰塞湖型態(如表 2-2)，其中(A)未潰壩者共計 1 座，(B) 部分潰壩，仍存在者共計 6 座，(C) 已潰壩，不存在者共計 9 座。

表 2-3 不同延時各雨量站雨量頻率分析結果表(經濟部水利署，2009)

流域	雨量測站	鄉鎮名稱	24 小時		48 小時		72 小時		累積雨量	資料長度(年)
			實測雨量	相當重現期(年)	實測雨量	相當重現期(年)	實測雨量	相當重現期(年)		
曾文溪	西阿里關	台南縣南化鄉	1084	>2000	1571	276	1764	159	1790	17
	南化(2)	台南縣南化鄉	826	>2000	1140	>2000	1256	1747	1295	17
	北寮	台南縣南化鄉	770	>2000	1063.5	>2000	1221.5	1390	1254	17
	曾文	臺南縣楠西鄉	1088.5	489	1643.5	>2000	1913.5	>2000	1948	26
	馬頭山	嘉義縣大埔鄉	1378.5	>2000	1989	>2000	2263	>2000	2277.5	26
	小公田	嘉義縣番路鄉	1125.5	>2000	1230.5	>2000	1334.5	>2000	1355.5	26
鹽水溪	崎頂	臺南縣龍崎鄉	611	236	780.5	101	827.5	39	845.5	41
二仁溪	古亭坑	高雄縣田寮鄉	652	935	907	362	971	175	992	43
	木柵	臺南縣歸仁鄉	723	>2000	955	>2000	1029	>2000	1059	43
	古亭坑	高雄縣田寮鄉	584	229	829	177	892.5	100	913.5	43
	沙崙	臺南縣歸仁鄉	596	193	787.5	108	830.5	40	843	41
	木柵	高雄縣內門鄉	827.5	>2000	1105	>2000	1190.5	>2000	1220.5	43
高屏溪	屏東(5)	屏東縣屏東市	667	141	886	124	947	159	959	38
	美濃(2)	高雄縣美濃鎮	507	>2000	749	>2000	828	>2000	871	19
	屏東	屏東縣屏東市	666	140	906	143	974.5	197	990	38
	溪埔	高雄縣大樹鄉	729.5	271	994.5	265	1057.5	378	1076.5	38
	旗山	高雄縣旗山鎮	621	>2000	813	>2000	854.5	>2000	881	15
	尾寮山	屏東縣三地門	1414.5	>2000	2215.5	>2000	2564	>2000	2701	21
	甲仙	高雄縣甲仙鄉	1077.5	>2000	1601	>2000	1856	>2000	1916	25
	古夏	屏東縣三地門鄉	683.5	>2000	946	>2000	1061.5	>2000	1127	25
	美濃	高雄縣美濃鎮	633.5	>2000	878	>2000	955.5	>2000	989.5	15
	里港	屏東縣里港鄉	710.5	>2000	955.5	>2000	1018	>2000	1039.5	15
	上德文	屏東縣三地門鄉	1185.5	>2000	1968	>2000	2194.5	>2000	2255	25
	新園	屏東縣鹽埔鄉	578	148	757.5	>2000	806.5	565	830.5	25
	月眉	高雄縣杉林鄉	744	>2000	1081	>2000	1205	>2000	1246.5	19
吉東	高雄縣美濃鎮	547.5	>2000	728	>2000	789	>2000	820.5	19	
大津	高雄縣六龜鄉	738.5	>2000	1072	>2000	1241	>2000	1314	21	
東港溪	來義	屏東縣萬巒鄉	828.5	101	1167.5	1534	1289	>2000	1339	18
四重溪	石門	屏東縣牡丹鄉	791	>2000	1110	389	1154	195	1160	39
	牡丹	屏東縣牡丹鄉	816	>2000	1132.5	>2000	1162.5	>2000	1166.5	69
林邊溪	來義	屏東縣萬巒鄉	828.5	101	1167.5	1534	1289	>2000	1339	18
知本溪	金峰	台東縣金峰鄉	743.5	25	890.5	50	908.5	74	908.5	28

根據前面所敘述可了解到國內近年來由於降雨或地震造成了許多堰塞湖天然壩形成。根據 Ermini & Casagli(2003)對形成堰塞湖的觸發機制做統計(如下圖 2-8 所示)，也可看出降雨或地震是觸發堰塞湖形成的大部分主要原因。

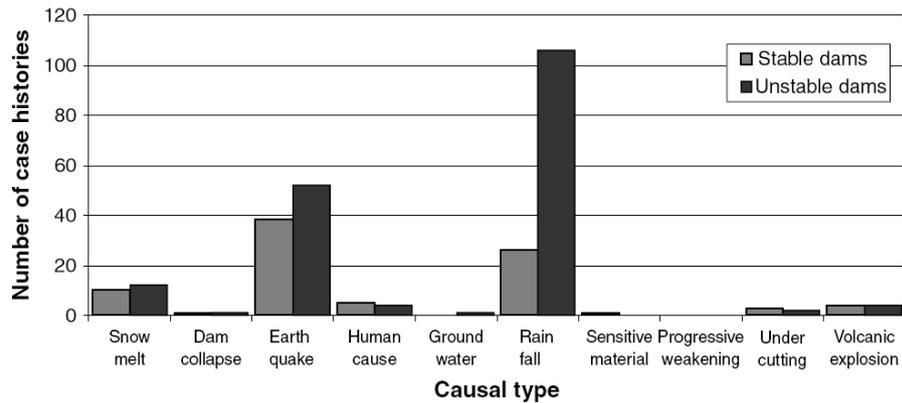


圖 2-8 產生堰塞湖之觸發機制統計(Ermini & Casagli, 2003)

經濟部水利署於 2004 年亦根據世界堰塞湖案例統計其誘因結果如下圖 2-9 所示，以降雨形成堰塞湖數量最多，約佔 46%，其次為地震所引致，約佔 36%。

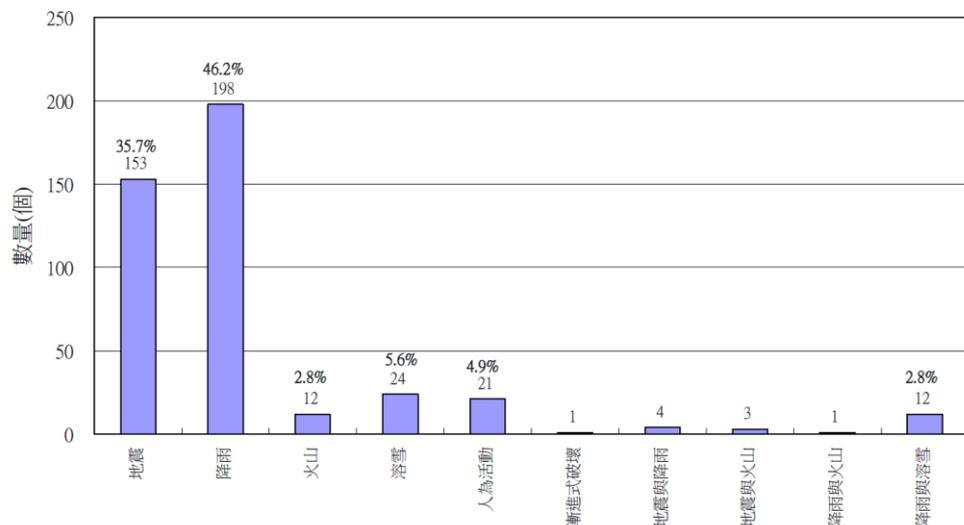


圖 2-9 堰塞湖形成誘因分佈長條圖(經濟部水利署，2004)

童煜翔(2008)利用日本 56 筆案例對形成堰塞湖的觸發機制做統計，如圖 2-10，也顯示了降雨和地震為多數堰塞湖形成中的重要觸發原因。

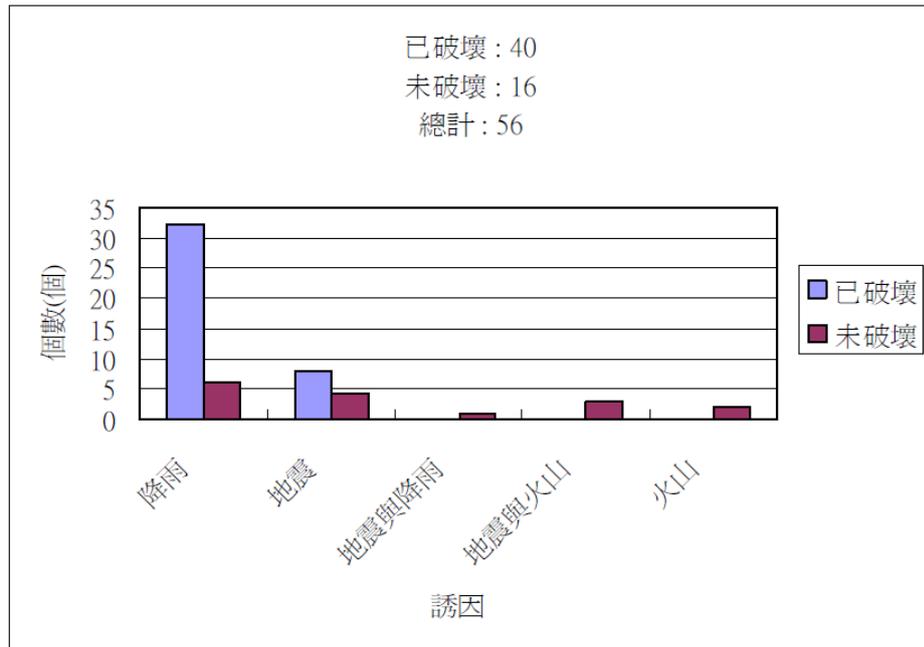


圖 2-10 堰塞湖形成誘因個數分佈圖(童煜翔，2008)

依照上述各種堰塞湖形成相關文獻，可大致了解降雨所觸發之堰塞湖在世界、台灣及日本所形成的堰塞湖中佔有很高的比例，推測其降雨導致的坡面崩塌是對於堰塞湖形成最重要的條件之一。

如同匡尚富(1994)指出堰塞湖的形成條件：發生坡面崩塌然後其崩塌土能到達河床及對岸，到達河床之崩塌土體不會因河流來水作用而流動化形成泥石流而被帶走，也就是當時河流的挾沙能力與沖刷能力較小，不能將崩塌土體瞬間沖失。坡面崩塌的崩落土石是堰塞湖形成條件中最首要之條件。

2.1.1 坡面崩塌

延續前面章節所敘述，坡面崩塌的崩落土石為堰塞湖形成的首要條件。若能了解山崩發生的原因、型態及崩落土石的特性將有助於了解堰塞湖形成的相關條件。在台灣山崩大多發生於颱風豪雨期間，受到地形、地質構造、地質材料、地下水等不同條件影響都會導致坡面崩塌。Varnes(1978)根據沿斜坡向下移動的材料及方式，將山崩分為墜落(falls)、傾翻(topples)、滑動(slides)、側滑(spreads)與流動(flows)等五大基本類型，兩種以上基本類型組合而成的斜坡運動則稱為複合型山崩(如圖 2-11)。發生移動的物質可分為岩盤(bedrock)和工程土壤(engineering soils)兩種，其中工程土壤又可細分為顆粒較粗的土石(debris)和顆粒較細的土壤(earth)，如表 2-4 所示。

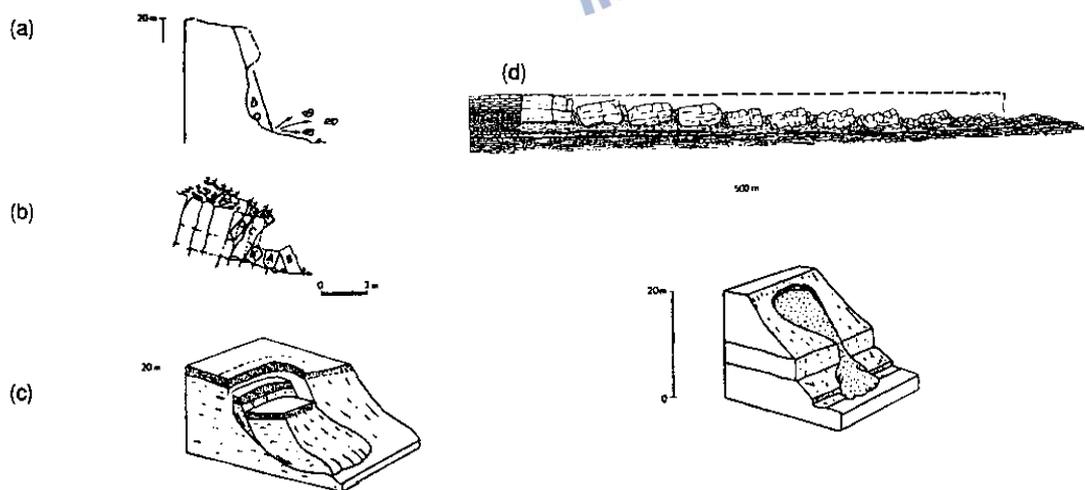


圖 2-11 邊坡崩塌(Landslide)移動型態示意圖(Varnes, 1978)

其中(a)為墜落(Falls)，(b)為傾覆(Topples)，(c)為滑動(Slides)，(d)為側落(Spreads)，(e)為流動(Flows)

表 2-4 邊坡崩塌(Landslide)型態分類(Varnes, 1978)

移動型態 Type of Movement		塊體種類 Type of Material		
		岩盤 Bedrock	工程土壤 Engineering Soils	
			粗粒為主	細粒為主
墜落 Falls		岩石墜落 Rock fall	土石墜落 Debris Fall	土壤墜落 Earth Fall
傾覆 Topples		岩石傾覆 Rock Tumble	土石傾覆 Debris Tumble	土壤傾覆 Earth Tumble
滑動 Slides	轉動 Rotational	岩石坍落 Rock Slump	土石坍落 Debris Slump	土壤坍落 Earth Slump
	移動 Translational	岩塊滑動 Rock Block Slide 岩石滑動 Rock Slide	土石塊滑動 Debris Block Slide 土石滑動 Debris Slide	土塊滑動 Earth Block Slide 土壤滑動 Earth Slide
側落 Lateral Spreads		岩石側落 Rock Spread	土石側落 Debris Spread	土壤側落 Earth Spread
流動 Flows		岩石流動 Rock Flow (深蠕動 Deep Creep)	土石流動 Debris Flow	土壤流動 Earth Flow
複合運動 Complex		複合兩種或兩種以上之運動方式		

經濟部地質調查所(2003-2005；2007-2010)運用衛星影像判釋許多台灣河流流域內各主要颱風及地震歷史事件前後之崩塌地變化情形，建置國內北部、中部及南部地區之山崩目錄時，則是將其依照上述Varnes(1978)山崩型態簡化分類為四大類：落石、岩屑崩滑、岩體滑動、土石流等，如下圖 2-12 所示。

山崩土石流分類表 [*] (Classification of Landslide and Debris Flow)			
移動方式 (Type of Movement)		移動物質 (Type of Material)	
		基岩 (Bedrock)	工程土壤 (Engineering Soils)
			岩屑(Debris)
墜落 (Fall)		落石 (Rock Fall)	岩屑崩滑 (Debris Slide)
傾翻 (Topple)			
滑動(Slide)	平滑 (Translational)	岩體滑動 (Rock Slide)	
	旋滑 (Rotational)		
流動 (Flow)			

^{*}本表係依Varnes(1978)之移動方式與移動物質類別加以簡化

圖 2-12 山崩土石流分類(經濟部中央地質調查所，2009)

根據上述，各種山崩型態的定義大致是根據崩落土石運動模式及崩落土石之材料性質進行分類，對於堰塞湖形成過程而言，土石運動模式將會影響到後續土石是否能抵達河床堵塞河道形成天然壩，若能了解堰塞湖形成和山崩型態之間的關係，也將有助於了解影響堰塞湖形成的因素。

而在山崩型態與堰塞湖形成方面，Schuster & Costa(1986)統計世界各國 181 處堰塞湖案例，將所蒐集之形成堰塞壩的山崩型態依據上述 Varnes(1978)之山崩型態進行分類如圖 2-13 所示。

大部分堰塞湖(接近 50%)是由坡面崩塌之山崩(landslide)造成，其次為岩石與土石崩滑以及岩石與土壤之坍塌與滑動。

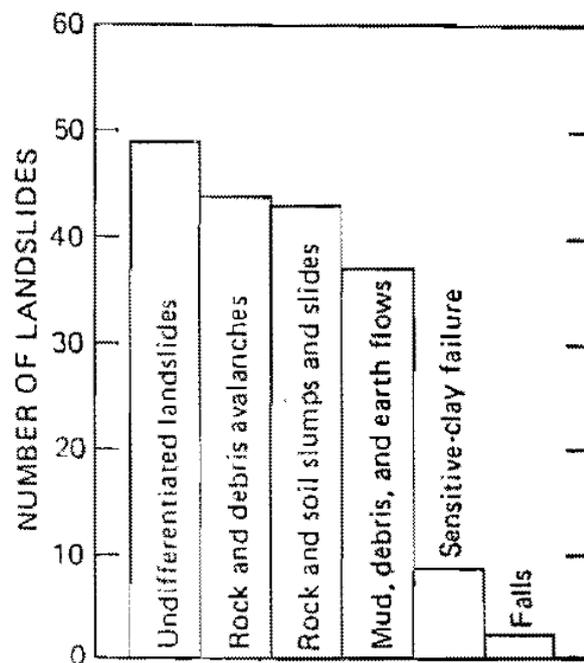


圖 2-13 形成堰塞湖滑動種類(Schuster & Costa, 1986)

Schuster(1993)將統計資料重新整理並將案例數量增加，結果發現因邊坡塊體移動而使河流阻塞的成因中，以岩石或土壤滑動較普遍，約佔 50%；由土石流與泥石流所造成約佔 25%；由岩石或碎屑崩落所造成約佔 19%；其他 6%則由靈敏性粘土破壞等所造成，如圖 2-14 所示。

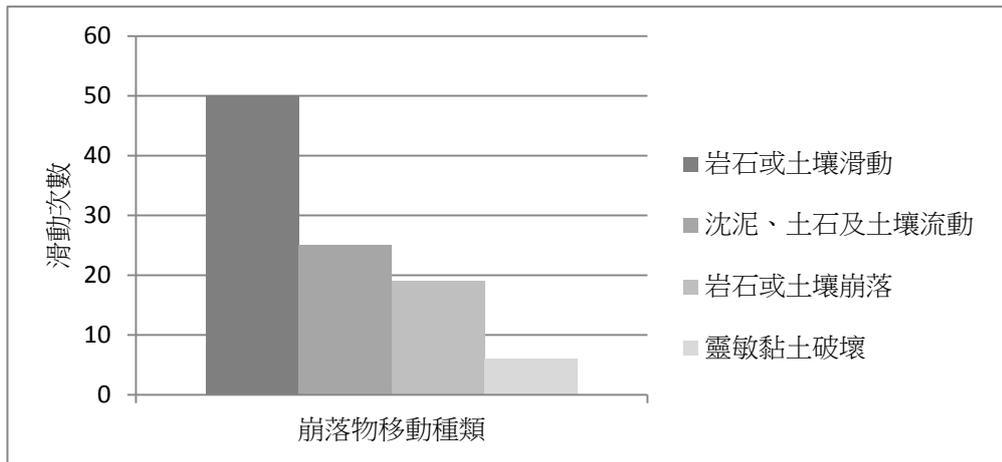


圖 2-14 形成堰塞湖崩落物移動種類(修改自 Schuster, 1993)

Ermini & Casagli(2003)亦對形成堰塞湖的山崩型態做統計，如下

圖 2-15 所示，其中以平移滑動(Translational Slide)山崩型態造成之堰塞湖比例最高，其次為岩石崩滑(Rock avalanche)，第三高則為土石流(Debris Flow)型態。

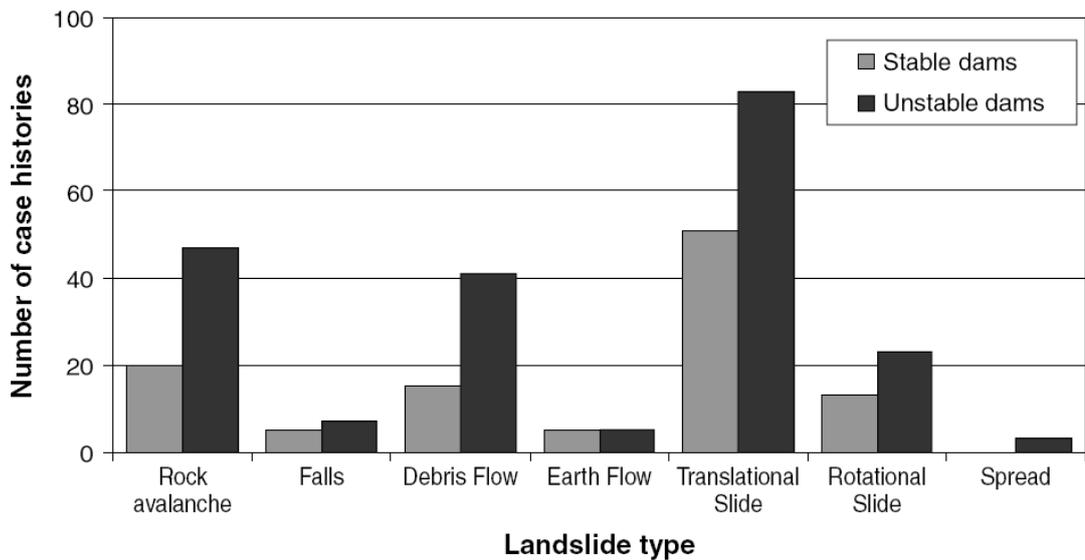


圖 2-15 產生堰塞湖之山崩機制統計(Ermini & Casagli, 2003)

為了解台灣觸發堰塞湖之山崩型態，本研究將目前所蒐集之 68 筆台灣堰塞湖案例(1862~2013)山崩型態按照上述經濟部中央地質調查所(2009)之山崩型態分類進行統計，其統計結果如下圖 2-16 所示。其中岩屑崩滑佔全部已知山崩型態之堰塞湖裡面比例最高，其次為岩體滑動再來是混合類型及土石流型態，而混合型為兩種以上山崩型態同時發生導致堰塞湖形成。

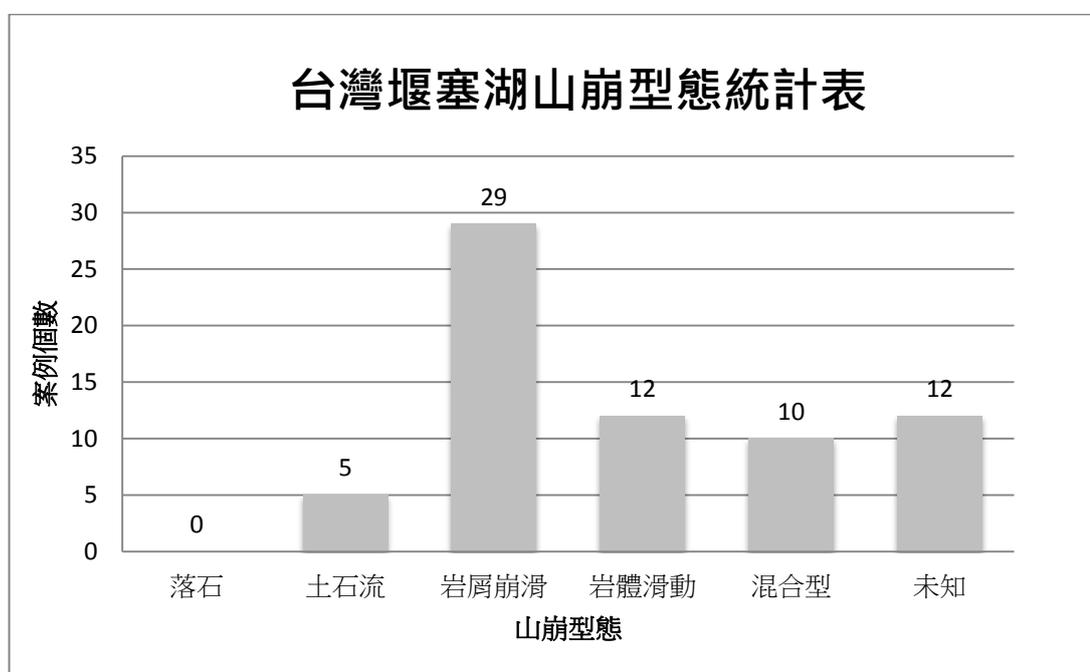


圖 2-16 台灣 68 筆堰塞湖之山崩型態統計

2.1.2 河道堵塞

降雨引致之坡面崩塌若堵塞(block)於峽谷、河道就會形成天然壩，並在壩體後方產生大量迴水(backwater)，如下圖 2-17 所示，屏東縣春日鄉潮州事業區 20 林班與原住民保留地交接處之士文溪，河岸邊坡因降雨誘發大規模地滑(圖 2-17 中黃色圈選之崩塌地範圍)其崩落土石阻斷士文溪河道形成堰塞湖，該堰塞湖湖面約 6.7 公頃。日後若是壩體破壞，下游地區將會受到洪水淹沒造成巨大災害，例如 2009 年莫拉克小林村災害。

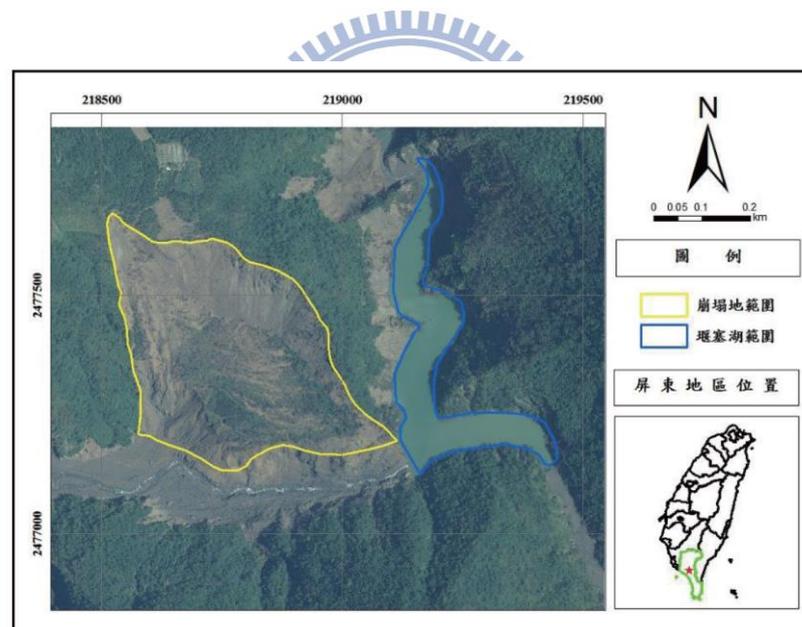


圖 2-17 士文溪堰塞湖航空相片圖(陳昆廷等人，2010)

因此若能進一步分析山崩後崩落土石運移最終是否會停留於河道，再搭配河道水文機制對於崩落土石的影響，對於天然壩形成與否就可以有初步的推測。

Nakamura et al.(2000)以日本和美國為研究區，蒐集許多現地資料探討山崩與各種水文條件之間的互制作用，將山崩初步分成土壤流動(earth flow)及土石滑動(debris slide)兩大類，就其運移過程所經歷的步驟整理出概念模型，如下圖 2-18 所示。

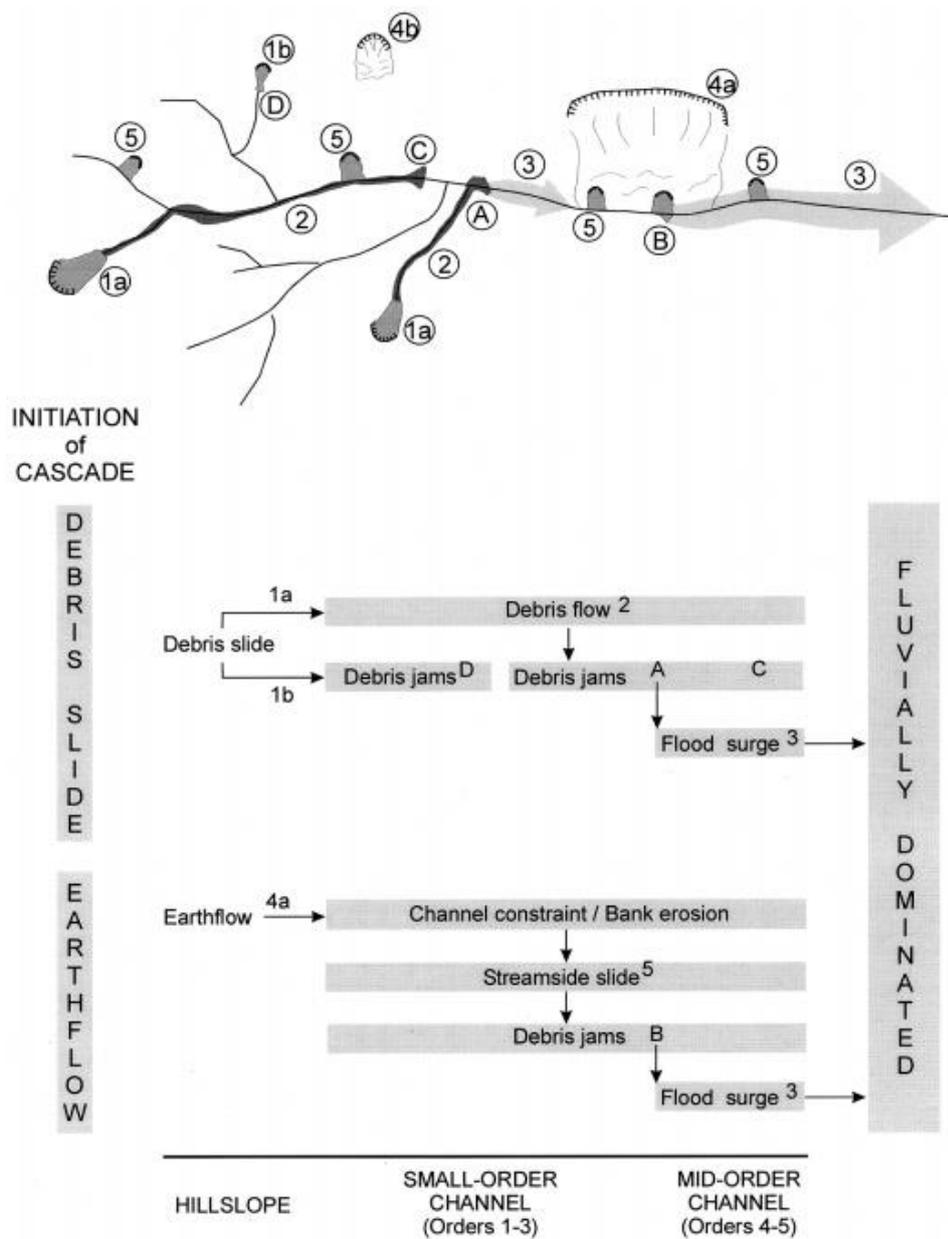


圖 2-18 各種崩塌及其運移過程所經歷的步驟示意圖

(Nakamura et al, 2000)

根據圖 2-18，本研究將 Nakamura et al.(2000)之概念模型中，其崩落土石可能形成河道堵塞(Dam Jam)處之相關描述加以整理如下表 2-5 所示：

表 2-5 整理自 Nakamura et al.(2000)之河道堵塞過程描述

初始崩塌類型	堵塞處(可見)	堵塞過程描述	水系級序
土石滑動 (debris slide)	接觸河道處(D)	崩落土石一接觸河道後便停留	1~3
	由支流與主流交匯約成 90 度處(A)	崩落土石順支流而下遇到交匯處直接衝擊對面山坡形成天然壩，其崩落的土石並不會順著主流的河水往下游流動，但之後天然壩會因為洪水而被破壞	3~5
	河道坡度變化臨界點(C)	當堆積處之原河道坡度改變過大(大於 70 度)或變緩，崩落土石將會停留在坡度改變之臨界點附近	4, 5
土壤流動 (earth flow)	坡趾接近河道處(B)	當流動土方 $>1000 m^3$ 且具有坡趾滑動潛能時，會在河道處形成臨時天然壩，形成後壩體易遭沖毀，將會對下游造成巨大災害	1~5

由表 2-5 可得知河道與崩落土石之間關係將會影響崩落土石是否堵塞於河道上之重要條件，而 Clerici & Perego 於 2000 年也整理崩落土石於河道堵塞之相關因素包括：崩落土石移動速度、河寬、流量、崩積材料、天然壩幾何形狀及堰塞湖大小與水深。根據經濟部水利署(2004)蒐集堰塞湖形成有關自然條件當中即包含與河道水文相關之門檻條件(當河床坡度緩於 1/500 者不易形成堰塞湖、堰塞湖所在溪流平均流量大多在 5CMS 以下)都代表了河道特性對於堰塞湖形成之重要性。

2.2 堰塞湖形成潛感相關研究

經濟部水利署於 2004 年提出對於堰塞湖形成位置與時機之相關建議，在有足夠精度之地形、地質與水文資料的情況下可以概略推測堰塞湖之形成位置及其量體，而堰塞湖形成時機預測與山崩發生時機預測有關。目前國內亦有許多與上述建議相關之堰塞湖形成潛感研究，本研究將所蒐集之相關資料在下列章節詳細描述。

2.2.1 天然壩形成性指標

Swanson et al. (1985)提出滑動體坡趾(toe)滑動速度與河道寬之比值(ACR, Annual Constriction Rate) >100 時將有機會形成天然壩，而且 ACR 亦是檢核堰塞湖形成與否的參考門檻；匡尚富(1994)亦提出當傾角為 30 度以上且有表土層之坡面容易發生崩塌，故在大比例尺的地形圖上可依此找出可能會形成天然壩的地點。

Korup(2005)更利用地形指標進行紐西蘭 South Westland 堰塞湖之危害度評估，其利用 25 米數值地形資料進入地理資訊系統虛擬天然壩的形成(Roving Virtual Landslide Dams, RVLD)，在紐西蘭境內兩條河流上，選擇地形指標邊坡坡度大於 50 度且邊坡高程落差大於 1000 公尺之河谷，建立虛擬之天然壩堵塞於河道進行後續評估。

此類型指標除了能簡單快速找到堰塞湖形成之預測位置，也描述了堰塞湖形成與河道之水文條件、崩塌之地形條件有高度相關性。

2.2.2 天然壩穩定性指標

堰塞湖形成受到許多不同因子影響，而且影響堰塞湖存在性之因子亦常為影響其形成性之因子(經濟部水利署，2004)。

因此本研究也蒐集了許多與堰塞湖存在性及與堰塞湖存在性相關之天然壩穩定性相關文獻。

柴賀軍等人(2001)認為堰塞湖天然壩之穩定性是由其物質組成、幾何形狀、堰塞湖入流量等因素所決定。

Casagli & Ermini (1999)利用天然壩體積 V_d 分別對集水區面積 A_b 及湖體積 V_l 正規化後並取對數，則可得到兩個簡單關係式：

$$I_b = \log\left(\frac{V_d}{A_b}\right) \quad (2-1)$$

$$I_l = \log\left(\frac{V_d}{V_l}\right) \quad (2-2)$$

其中， A_b 為集水面積， V_d 是天然壩體積， V_l 為堰塞湖體積。

並成功以 I_b 及 I_l 兩指標劃分義大利 67 個堰塞湖案例為穩定及不穩定狀態(如圖 2-19 及圖 2-20 所示)。

Ermini & Casagli(2003)進一步考慮壩高對壩體穩定性的負面效應，以世界 84 筆堰塞湖案例資料，歸納出堰塞湖天然壩穩定性，稱為無因次阻塞指標(Dimensionless Blockage Index, DBI)，其定義為：

$$DBI = \log\left(\frac{A_b \times H_d}{V_d}\right) \quad (2-3)$$

其中， A_b 為集水面積， H_d 是天然壩壩高， V_d 為天然壩體積。

根據 Ermini & Casagli(2003)堰塞湖案例統計結果(如圖 2-21 所示)，當 $DBI < 2.75$ ，則天然壩為穩定狀態， $DBI > 3.08$ 則為不穩定狀態，介於 2.75 與 3.08 之區間之天然壩者則為過渡區。

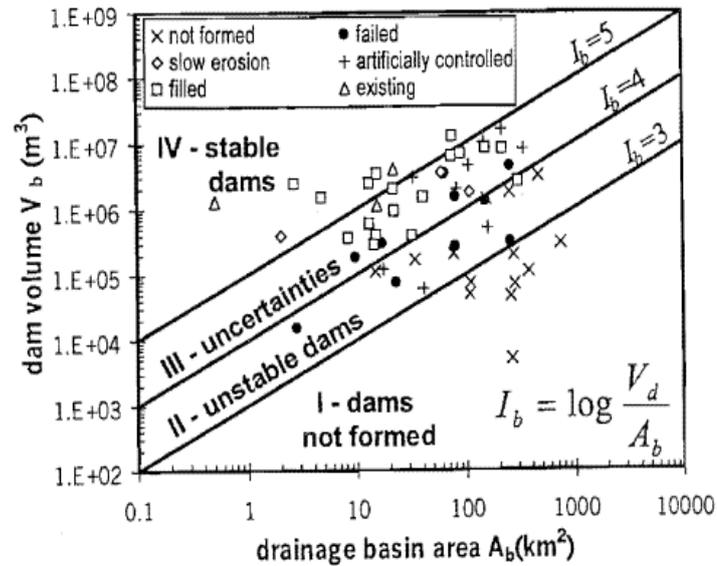


圖 2-19 以 I_b 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)

$I_b > 5$ 為未破壞之天然壩， $5 > I_b > 4$ 屬不確定區域

$4 > I_b > 3$ 為已破壞之天然壩， $I_b < 3$ 不形成

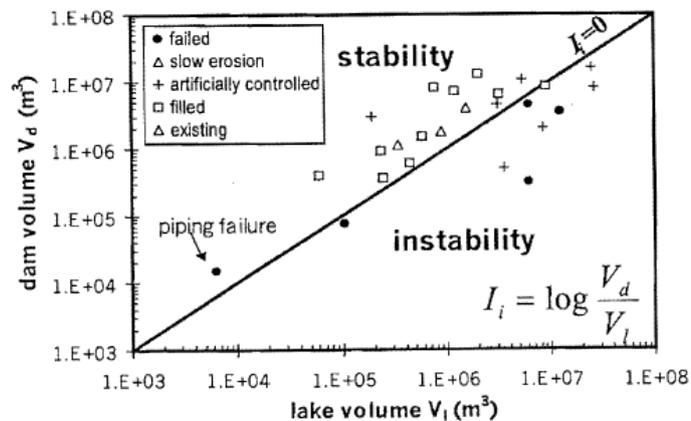


圖 2-20 以 I_i 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)

$I_i > 0$ 為未破壞之天然壩， $I_i < 0$ 為已破壞之天然壩

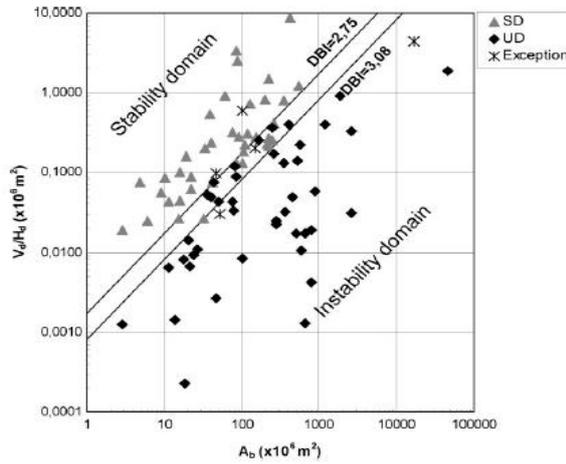


圖 2-21 無因次阻塞指標(DBI)定義圖(Ermini & Casagli,2003)

圖中菱形代表已破壞之天然壩，三角形代表未破壞之天然壩，星號則為特殊案例。而分析結果為 $DBI < 2.75$ 天然壩多為未破壞， $DBI > 3.08$

天然壩大多已破 $3.08 > DBI > 2.75$ 為不確定區域

Korup(2004)同樣利用 I_b 、 I_i 及 DBI 針對紐西蘭的堰塞湖案例進行分析，結果發現上述三個指標並不能有效的區分天然壩之穩定性，相同的方法並不適用於不同區域。亦認為其堰塞湖資料的準確性過低也是導致如此不佳的區分結果的原因之一；同時 Korup(2004)再提出三個

無因次指標如下：

$$I_s = \log\left(\frac{H_d^3}{V_l}\right) \quad (2-4)$$

$$I_\alpha = \log\left(\frac{H_d^2}{A_c}\right) \quad (2-5)$$

$$I_\gamma = \log\left(\frac{H_d}{H_r}\right) \quad (2-6)$$

其中 H_d 為壩高、 V_l 為湖體積、 A_c 為集水區面積、 H_r 為堵塞點至上游頂之高程差。但其分析結果仍不佳，不確定區域範圍仍然很廣。

童煜翔(2008)探討其 Korup(2004)天然壩穩定性判斷結果不佳的原因可能為堰塞湖資料的不準確、調查之參數不一致以及堰塞湖之形成至破壞的過程並非如此簡單的單變量關係式。

Ermini & Casagli(2003); Korup(2004)則認為若能再加入其他地形參數及建立大量、準確的堰塞湖資料庫，將會使統計分析更具有意義，且利用多變量分析方法進行更嚴謹的量化分析將更能有效判斷堰塞湖天然壩之穩定性。

如同 Dong et al.(2009; 2011)使用尖峰流量、壩長、壩寬、壩高，以及集水面積等堰塞湖相關因子，利用判別分析方法及羅吉斯迴歸方法進行迴歸分析並提出天然壩穩定性之量化分析如下列公式所示。

$$D_s = -2.94\log(P) - 4.58\log(H) - 4.17\log(W) + 2.39\log(L) - 2.52 \quad (2-7)$$

$$D_s = -2.62\log(A) - 4.67\log(H) + 4.57\log(W) + 2.39\log(L) + 8.26 \quad (2-8)$$

$$D_s = -2.13\log(A) - 4.08\log(H) + 2.94\log(V) + 4.09 \quad (2-9)$$

$$L_s = -2.55\log(P) - 3.64\log(H) + 2.99\log(W) + 2.73\log(L) - 3.87 \quad (2-10)$$

$$L_s = -2.22\log(A) - 3.76\log(H) + 3.17\log(W) + 2.82\log(L) + 5.93 \quad (2-11)$$

$$L_s = -4.48\log(A) - 9.31\log(H) + 6.61\log(V) + 3.69 \quad (2-12)$$

其中 D_s 為判別分析方法所得到之穩定性潛感值， L_s 為羅吉斯迴歸方法所得到之穩定性潛感值， P 為尖峰流量， H 為壩高， W 為壩寬， L 為壩長， A 為集水區面積。

由上述許多學者所使用之天然壩穩定性相關指標，可歸納出壩體幾何形狀、集水區面積及尖峰流量是影響天然壩穩定性的重要關鍵。

2.2.3 天然壩形成預測

除了前面章節 2.2.1 及 2.2.2 各種天然壩形成與穩定性指標，經濟部水利署(2004)提出預測堰塞湖之建議流程如下圖 2-22 所示，其分析評估概念主要分三部分：

1. 預測山崩形成天然壩之幾何與力學特徵(與河道特徵有關)
2. 河道特徵分析(包括水文與地文特徵)
3. 天然壩與河道幾何特徵預測與分析成果，與堰塞湖存在之門檻值進行比較，利用地理資訊系統便於套疊分析之優點，完成堰塞湖形成與規模之預測。

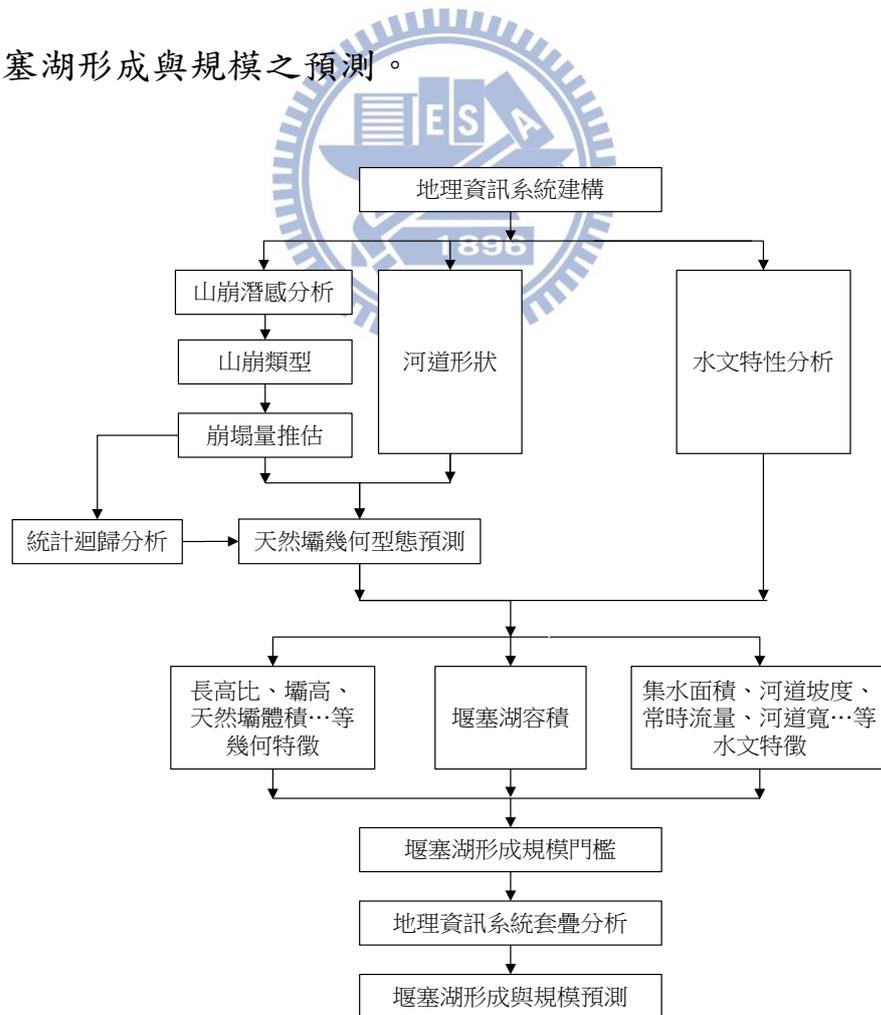


圖 2-22 堰塞湖形成位置預測建議評估流程圖(經濟部水利署,2004)

根據圖 2-22，天然壩幾何與力學特徵即是在分析山崩潛勢較高之區位。應將考慮不同誘因所造成之崩塌潛勢；其崩落土石之不同運動型態與組成材料之山崩，其對天然壩是否足形成潛能亦有所不同，因此亦應研判可能之崩塌型式，下一步即應推估可能崩塌量。再依照地形資料以及推估之崩塌量，進行河道形狀分析並推估其形成之天然壩幾何形狀。而在河道特徵分析方面勢利用地理資訊系統建立相關資料庫，進行相關河道特徵分析(包含集水區面積、河道坡度、河道寬、常時逕流量等)。最後根據天然壩幾何與力學特徵與河道特徵分析之結果，搭配天然壩形成與存在之規模門檻於地理資訊系統內套疊分析即可得到潛在形成堰塞湖之區域(摘述自經濟部水利署，2004)。

根據上述方法與流程建議經濟部水利署(2004)以草嶺與九份二山順向坡為例，試算確認此二處確實易形成堰塞湖，其成果如下表 2-6 及表 2-7 所示。

然而在實際堰塞湖形成情況當中，其他山崩型態岩屑崩滑或土石流之崩塌也會導致堰塞湖形成，且在運算方面，崩塌量體估計不易，崩落土石運移與最終堆積型態估計也較難以透過簡單運算得到。

因此可能需要透過之前所敘述之地形指標與河道水文指標描繪出整個堰塞湖形成潛感之輪廓。

表 2-6 清水溪草嶺地區堰塞湖形成特徵分析(經濟部水利署,2004)

堰塞湖形成特徵		特徵分析值(921 地震後之實測值)
天然壩 幾何特徵	體積	$1.99 \times 10^8 \text{ m}^3$ ($1.20 \times 10^8 \text{ m}^3$)
	高度	60~240m(50~110m)
	長度	2,700m(5,000m)
	寬度	1,400m(600m)
堰塞湖容積		$4.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ ($4.6 \times 10^7 \text{ m}^3$)
河道特徵	河床坡度	1/40
	平均流量	2.3cms
	集水面積	162 km^2



表 2-7 清水溪草嶺地區堰塞湖形成潛勢分析結果(經濟部水利署,2004)

研判項目	分析所得特徵值	建議門檻值	是否超過規模門檻
滑動塊體體積	$1.99 \times 10^8 \text{ m}^3$	$>10000 \text{ m}^3$	是
天然壩寬度	1,400m	$<1000 \text{ m}$	否
天然壩長高比	11~45	>3	是
河床坡度	1/40	$>1/500$	是
平均流量	2.3cms	$<5 \text{ cms}$	是

林務局(2011)針對深層崩塌引致堰塞湖形成進行評估，提出堰塞湖形成潛勢評估方法，其流程圖如下圖 2-23 所示。

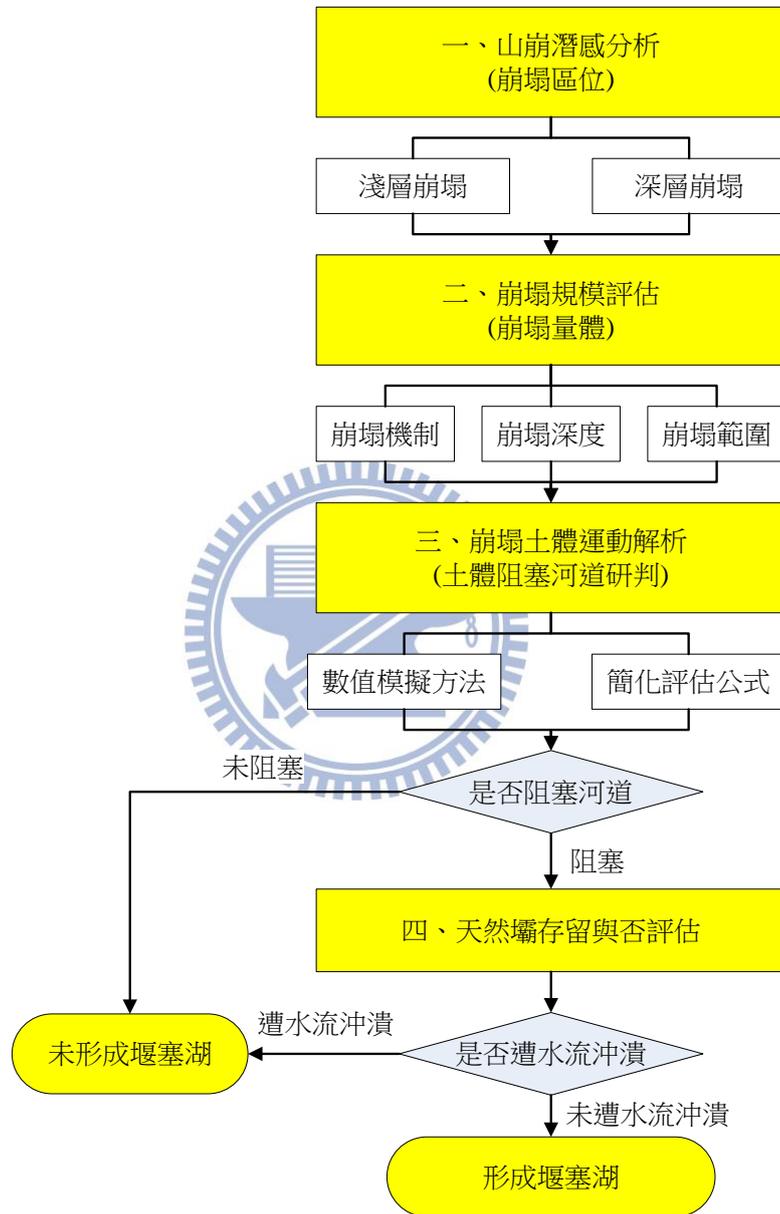


圖 2-23 堰塞湖形成判定流程圖(林務局，2011)

先是利用崩塌解析方法探討邊坡破壞發生之機制，依照地形特徵、地質調查、地質鑽探與崩塌條件評估分析估算可能之崩塌規模(範圍及深度)，並利用簡化公式評估計算崩塌土體之停止條件與運動距離或數值模擬法分析崩塌運動之過程，模擬邊坡破壞土體起動後之運動及堆積過程，並以小林村為對象進行驗證，經歷史災害資料驗證顯示，其判釋方法與模擬分析模式具合理性及適用性(摘述自林務局，2011)。

但由於預測過程中所需之各種因子及相關資料取得較為不易(例如：崩塌土體平均粒徑、崩塌土體孔隙率等)故若要進行較廣大範圍之堰塞湖形成潛感預測將會比較難以進行。



2.3 羅吉斯迴歸方法相關應用

比利時數學家 Verhulst(1838)為修正人口論時，推導出目前應用廣泛之羅吉斯迴歸曲線，其應用層面廣泛包含有醫學、社會科學等，近年來也被許多學者應用於山崩及堰塞湖壽命研究領域。

Carrara et al.(1991)利用地理資訊系統及各種統計模式評估山崩造成的災害。Atkinson & Massari(1998)針對義大利中部地區，建立山崩和各因子間的關係，以羅吉斯迴歸計算山崩潛感值及繪製山崩潛感圖。Chung & Fabbri(1999)以哥倫比亞地區里約熱內盧之 Chincina 地區之山崩案例的災前因子透過羅吉斯迴歸進行山崩潛感預測。Lee & Min(2001)對於韓國 Yongin 地區，使用岩性、地表地形、水系形狀...等因子建立羅吉斯迴歸模型，計算其山崩潛感值。Dai & Lee(2002)研究香港大嶼山的山崩，以地理資訊系統、羅吉斯迴歸作分析，最後計算出山崩潛感值及繪製山崩潛感圖。Ohlmacher & Davis(2003)進行美國堪薩斯州東北地區的山崩利用羅吉斯迴歸方法進行相關山崩研究，最後繪製出山崩潛感圖。Dong et al.(2011)以 43 筆日本堰塞湖資料，建立包含尖峰流量或集水區面積、壩高、壩長及壩寬四個參數之羅吉斯迴歸統計模型，並且以 84 筆全球堰塞湖案例建立包含集水區面積、壩高、壩體積三個參數之羅吉斯迴歸統計模型，以上述羅吉斯迴歸統計模型建立預測堰塞壩穩定性之量化模式。

第三章 研究方法

整理上述第二章相關堰塞湖形成研究，本研究將以條件式機率為框架，輔以羅吉斯迴歸方法，進行山崩後堰塞湖形成潛感分析(山崩後堰塞湖形成機率)，並將其結果加以驗證之後；由中央地質調查(2009)及蔡雨澄(2012)所完成的山崩潛感與山崩後堰塞湖形成潛感，結合得到此區域對應之堰塞湖形成潛感再繪製堰塞湖形成潛勢圖。本研究所使用的相關研究軟體、使用方法以及驗證方法將在下列章節敘述。

3.1 使用軟體介紹

本研究為將山崩、堰塞湖的文獻與圖資作有系統整理，利用地理資訊系統(geographic information system, GIS)軟體進行資料彙整、建立後續迴歸分析所需之堰塞湖形成因子以及繪製堰塞湖形成潛勢圖；也利用統計分析系統程式進行羅吉斯迴歸運算及相關成果驗證。本研究所使用軟體及使用之相關功能將在下列章節介紹。

3.1.1 ArcGIS 軟體簡介

地理資訊系統具備整合各類不同空間資料的能力(DoE, 1987)，可有效處理各種空間資訊：進行擷取、儲存、分析具有地理區位特性的事物與現象(Aronoff, 1989)，以及透過套疊不同空間資料及空間分析功能可以將原始的空間資料(spatial data)轉換成為支援空間決策之相關資訊(Parent & Church, 1987)。

本研究使用美國 ESRI 公司所開發之商用地理資訊系統軟體—ArcGIS。ArcGIS 是美國 ESRI 公司開發之地理資訊軟體系統產品的總稱，整個 ArcGIS 以功能定位區分成桌上型 GIS(Desktop GIS)、GIS 開發工具(Developer Tools)、伺服器型 GIS(Server GIS)及行動型 GIS(Mobile GIS)四大應用範圍(陳錦媽、黃國展，2013)。

本研究所使用之軟體為 ArcGIS Desktop 10.0，其當中包含有 ArcCatalog、ArcMap、ArcGlobe、ArcToolbox 和 ModelBuilder 子軟體。

本研究利用 ArcMap 進行有關影像地圖作業的部分：山崩、堰塞湖的文獻與圖資整合。如下圖 3-1 所示，將山崩及堰塞湖原始文獻分為有相關影像可對照及無相關影像可對照的兩組後，將文獻資料和有相關影像之資料於 ArcMap 進行套疊並且儲存為空間資料檔案(shp)；若為無相關影像之資料，本研究會利用購買之衛星影像進行套疊後亦存為空間資料檔案。

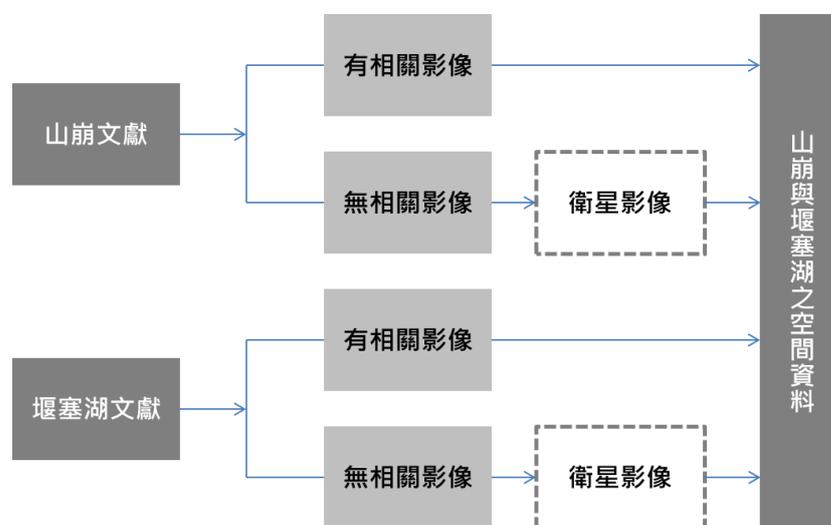


圖 3-1 ArcMap 進行影像地圖套疊作業流程圖

ArcGIS 的資料型態，包括地理實體有關的空間資料(例如上述之 shp)以及描述這些地理實體的屬性資料。空間資料(spatial data)主要有點狀圖例(point feature)、線狀圖例(line feature)及面狀圖例(area or polygon feature)三種型態；而屬性資料(attribute data)則描述了空間資料的內涵。舉例來說，道路為真實世界常見的地理實體；在地理資訊系統的空間資料中則記錄這條道路的座標、位置及空間的形狀，而屬性資料便記錄它的車道數、車道寬度、路面型式、交通流量、路名等資訊(張郇生，2004)。

除了進行資料統整，本研究亦將 ArcToolbox 及 ArcHydro 嵌入 ArcMap 進行空間資料處理和分析，以建立後續迴歸分析所需之堰塞湖形成因子以及繪製堰塞湖形成潛勢圖，如下圖 3-2 及圖 3-3。

根據圖 3-2 本研究先是將選定欲分析之山崩及堰塞湖案例之空間資料(shp)進入地理資訊系統與數值地形模型(DTM)進行套疊整合後，利用 ArcHydro 與 ArcToolbox 的功能進行相關運算，即可得到堰塞湖形成的相關因子(山崩因子、運移因子及水文因子，堰塞湖形成的相關因子之建立過程與步驟將會於章節 4.5 詳細介紹)。

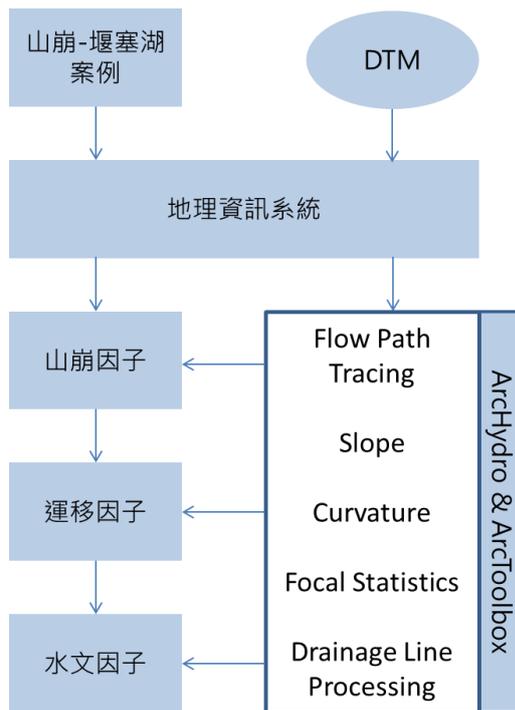


圖 3-2 ArcMap 建立堰塞湖形成因子流程圖

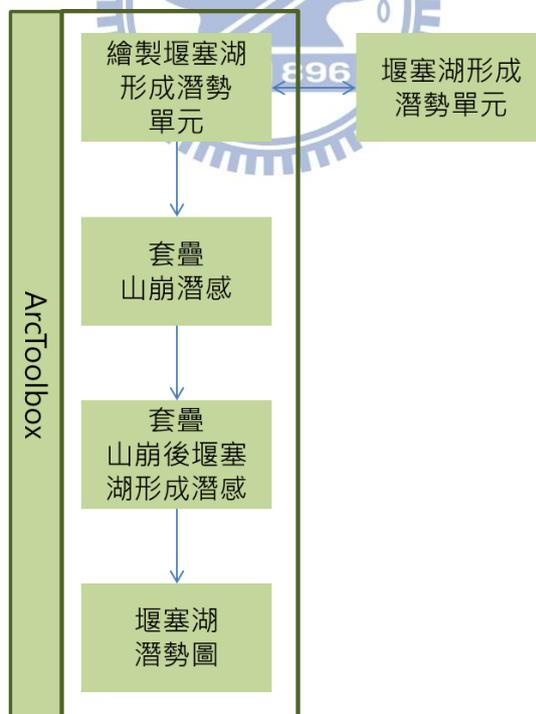


圖 3-3 ArcMap 繪製堰塞湖潛勢圖流程圖

其中 ArcHydro 為美國 ESRI 公司所開發之水文運算模組，可由 ArcGIS 官網免費下載安裝，ArcHydro 主要是提供水文運算功能及相互連結水文屬性資料之功能。本研究透過 ArcHydro 水文運算功能其中之一的 Flow Path Tracing，依照數值地形模型運算出其相關因子。

而 ArcToolbox 為 ArcGIS 之子軟體，為一系列地理資料分析及處理(geoprocessing)模組，可以創造、操作和編輯各種不同空間資料和屬性資料，本研究主要使用 ArcToolbox 中的 Slope、Curvature、Focal Statistics(焦點統計模組)和 Drainage Line Processing 進行堰塞湖形成相關因子建立。

圖 3-3 所描述的即是繪製堰塞湖形成潛勢圖的過程：本研究先是根據不同山崩型態(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)之堰塞湖形成潛勢單元繪製方法繪製堰塞湖形成潛勢單元後，將堰塞湖形成潛勢單元資料輸入 ArcGIS 成為空間資料，再套疊相對應山崩型態之山崩潛感圖層與本研究所作之山崩後堰塞湖形成潛感圖層，以 ArcToolbox 的連結(join)功能將兩者潛感相結合並作圖為堰塞湖形成潛勢圖(其堰塞湖形成潛勢圖之繪製過程與步驟將會於章節 3.6 詳細介紹)。

3.1.2 SPSS 軟體簡介

SPSS 統計分析軟體原名為「社會科學統計套裝軟體」(Statistical Package for Social Science)的簡稱，由於使用者已現不侷限在社會科學界，2000 年根據縮寫改名為「統計產品與服務解決方案」(Statistical Product and Service Solutions)，為 IBM 公司推出的一系列用於統計學分析運算的軟體產品。

由於 SPSS 簡易操作的介面，且相容於 PC 個人電腦，推出以來一直深受不同領域學者和研究者的喜愛(吳明隆、涂金堂，2011)。

故本研究選取 SPSS 作羅吉斯迴歸及驗證成果之統計分析軟體，使用其分析模組內的二元羅吉斯迴歸功能及相關分析模組進行山崩後堰塞湖形成潛感迴歸以及相關因子的相關係數計算，亦利用 SPSS 之統計圖模組繪製各類因子次數分布圖，最後利用 SPSS 繪製 ROC 曲線以驗證其分析結果之正確率。(羅吉斯迴歸方法詳細說明於章節 3.3，相關係數計算詳細說明於章節 3.4.3，次數分布圖說明於 3.4.1，驗證方法之 ROC 曲線詳細定義與介紹於章節 3.5.2)

3.2 條件式機率

條件式機率為事件 A 在另外一個已經發生的事件 B 條件下發生的機率，表示為 $P\langle A|B\rangle$ 。在機率理論中，詳細的數學定義為：

在同一樣本空間 Ω 當中有許多不為零的子集合 A, B(B_1, B_2, B_3) 如下圖 3-4，由樣本空間 Ω 中的 B 子集合提取元素機率為 $P(B)$ ，此元素也在 A 子集合之條件機率即為

$$P\langle A|B\rangle = \frac{P(A \cap B)}{P(B)} \quad (3-1)$$

以下圖 3-4 為例進行條件式機率運算：因為子集合 A 完全包含子集合 B_1 故其條件式機率為 $P\langle A|B_1\rangle = 1$ ；子集合 B_2 與子集合 A 只有部分有交集故根據式(3-1)其條件式機率為 $P\langle A|B_2\rangle = \frac{P(A \cap B_2)}{P(B_2)} = 0.3$ ；最後毫無交集的 A 與 B_3 其機率為 $P\langle A|B_3\rangle = 0$ 。

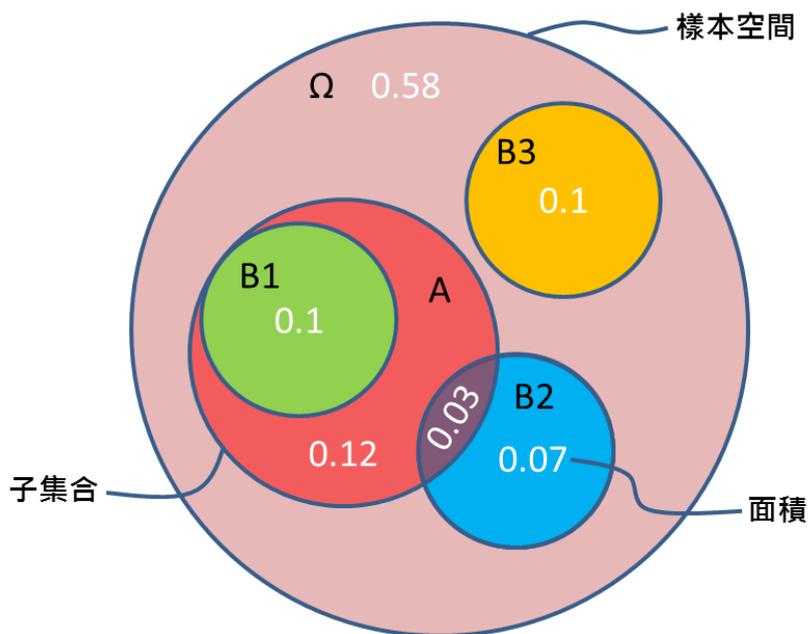


圖 3-4 條件式機率運算圖

根據上述條件式機率之精神 Korup(2005)提出之堰塞湖潰壩後對下游致災的條件式機率模型：

$$P(\text{OUT}) = P(\text{H}) \times P\langle \text{B} | \text{H} \rangle \times P\langle \text{O} | \text{B} \rangle \times P\langle \text{D} | \text{O} \rangle \quad (3-2)$$

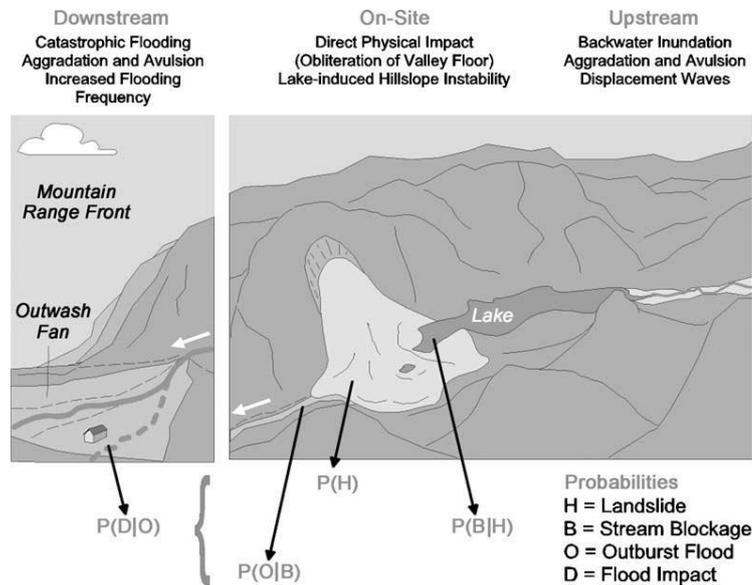


圖 3-5 以條件機率方式呈現出堰塞湖下游致災的機(Korup, 2005)

式(3-2)中， $P(\text{OUT})$ 代表堰塞湖對下游致災之機率； $P(\text{H})$ 為山崩發生的機率； $P\langle \text{B} | \text{H} \rangle$ 在已經發生山崩的條件下堰塞湖形成的機率； $P\langle \text{O} | \text{B} \rangle$ 為堰塞湖形成後其天然壩潰決的機率； $P\langle \text{D} | \text{O} \rangle$ 表示天然壩潰決之後對下游產生災害的機率。

根據圖 3-5 以堰塞湖對下游造成災害形成的必要條件而言，是必須在山崩已經發生且崩落土石堵塞河道形成堰塞湖，然後堰塞湖天然壩體必須潰決，並且潰決之土石運移至下游導致災害發生；一連串的情境條件皆發生，各種上述情況之條件機率相乘之積即是堰塞湖對下游致災之機率 $P(\text{OUT})$ 。

依據此種條件式機率模型的精神，本研究亦建立了山崩後形成堰塞湖的條件式機率模型：

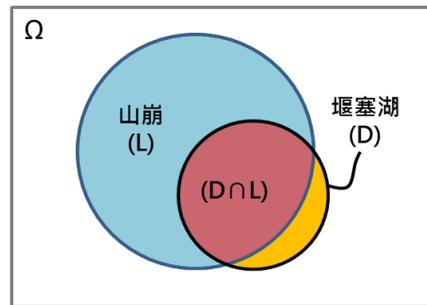


圖 3-6 災害事件中山崩事件(L)與堰塞湖事件(D)之關係圖

假設在自然界發生的災害事件樣本空間 Ω 中，發生山崩之機率為 $P(L)$ (如圖 3-6 中藍色圓)，產生堰塞湖之機率為 $P(D)$ (如圖 3-6 中黑色圓)；同時為山崩又是堰塞湖的災害事件的機率為 $P(D \cap L)$ (如圖 3-6 中紅色區域)。參考章節 2.1 所敘述，降雨所造成各種形式之山崩所觸發之堰塞湖比例最高，故本研究先排除其他非山崩因素所造成堰塞湖之案例(如圖 3-6 中橘色區域)，假定同時發生山崩又觸發堰塞湖的機率為 $P(D \cap L)$ 大略等同於產生堰塞湖之機率為 $P(D)$ 。

在此理論假設下，本研究方法即為透過適當的迴歸分析方法求取在山崩已經發生的條件之下造成堰塞湖之機率 $P(D|L) = \frac{P(D \cap L)}{P(L)}$ ，然後根據現有已知的山崩發生機率 $P(L)$ ，兩機率相乘所得之積即為同時發生山崩與堰塞湖機率之 $P(D \cap L)$ 。由本研究所推求之 $P(D|L)$ 與 $P(L)$ 相乘之結果 $P(D \cap L)$ 即是本研究所假設的堰塞湖形成之機率 $P(D)$ 。

3.3 羅吉斯迴歸方法

在統計學上，羅吉斯迴歸(logistic regression)為依照類別型應變數(categorical dependent variable)進行預測的類似線性迴歸模型；羅吉斯迴歸模型(logistic regression model)為對數線性模型中的一種特殊形式(Feinberg, 1985；Agresti, 2002)，下列章節將會詳細描述本研究選擇羅吉斯迴歸為求取山崩後形成堰塞湖機率(如同 3.2 所述之 $P(D|L)$)的方法之原因及其他相關研究方法之介紹。

3.3.1 線性迴歸模型

線性迴歸模型(linear regression model)為線性迴歸方程式透過最小平方法(ordinary least square)對一個或多個自變數(independent variable)和應變數(dependent variable)之間關係進行建模的迴歸分析方法。當只有一個自變數時為簡單線性迴歸(simple linear regression)而超過一個自變數時為多元迴歸(multiple linear regression)。

下列將以簡單線性迴歸模型為例子說明線性迴歸方程式之運算過程(修改自王濟川與郭志剛，2003)。

假設目前有一批樣本資料包含自變數 $x = x_1, x_2, x_1 \dots x_n$ 與應變數 $y = y_1, y_2, y_1 \dots y_n$ ，其簡單線性迴歸模型(simple linear regression model)為：

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (3-3)$$

式(3-3)中 y_i 是第 i 個觀察應變數， x_i 是第 i 個觀察自變數， β_0 與 β_1 為迴歸模型的參數， ε_i 為隨機誤差項。假設式(3-3)有一批樣本資料包含自變數 $x = x_1, x_2, x_1 \dots x_n$ 與應變數 $y = y_1, y_2, y_1 \dots y_n$ ，令其誤差項 ε 的平均值或期望值為 0，此模型的期望值為

$$E(y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-4)$$

應變數之期望值與自變數呈線性關係，此即為簡單線性迴歸方程式 (simple linear regression equation)。

式(3-4)當中的 β_0 與 β_1 兩參數為未知數，需透過估計迴歸方程式 (estimated regression equation) 中的樣本統計量 b_0 及 b_1 以最小平方法估算之：

$$\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i \quad (3-5)$$

其中 \hat{y}_i 為應變數第 i 個觀測值的估計值或預測值 (fitted value)， b_0 為參數 β_0 的估計值或預測值， b_1 為參數 β_1 的估計值或預測值。

使用樣本資料中的自變數 x_i 、樣本統計量 b_0 及 b_1 推算應變數 y_i 的估計值 \hat{y}_i ，使得應變數和其估計值的殘差之平方和 (sum square error, SSE) 為最小數值，此為最小平方法 (least squares method) 或普通最小平方法 (ordinary least squares method, OLS)。即

$$Q = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - b_0 - b_1 x_i)^2 \quad (3-6)$$

為最小值，亦即 $\frac{\partial Q}{\partial b_0} = 0$ 且 $\frac{\partial Q}{\partial b_1} = 0$ ，則

$$b_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2} \quad (3-7)$$

$$b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x} \quad (3-8)$$

其中， \bar{x} 及 \bar{y} 為自變數及應變數之平均值。

若將式(3-5)中，應變數預測值 \hat{y}_i 假設為堰塞湖發生之機率，與堰塞湖形成相關的因子假設為自變數 x_i ； $\hat{y}_i = 1$ 時堰塞湖形成， $\hat{y}_i = 0$ 時堰塞湖未形成，其估計迴歸方程式期望值為

$$E\langle \hat{y}_i | x_i \rangle = b_0 + b_1 x_i \quad (3-9)$$

因為預測值 \hat{y}_i 只會是 1 或 0，故

$$E\langle \hat{y}_i | x_i \rangle = P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle \quad (3-10)$$

可解釋為第 i 個堰塞湖形成之條件機率，即為線性機率模型(linear probability model, LPM)，其代表意義為自變數 x_i 每增加一個單位會使得事件發生的機率相對增加一個固定的量(Kmenta,1986；Long,1997)。

所以堰塞湖形成的機率為

$$P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle = b_0 + b_1 x_i \quad (3-11)$$

而堰塞湖未形成的機率為

$$P\langle \hat{y}_i = 0 | x_i \rangle = 1 - (b_0 + b_1 x_i) \quad (3-12)$$

接著評估其預測值之殘差值 e_i ：

當 $\hat{y}_i = 0$ 時

$$e_i = \hat{y}_i - (b_0 + b_1 x_i) = -b_0 - b_1 x_i \quad (3-13)$$

當 $\hat{y}_i = 1$ 時

$$e_i = \hat{y}_i - (b_0 + b_1 x_i) = 1 - b_0 - b_1 x_i \quad (3-14)$$

令 $F(e_i)$ 為殘差的密度函數，假設

當 $\hat{y}_i = 0$ 時

$$F(e_i) = f_i \quad (3-15)$$

當 $\hat{y}_i = 1$ 時

$$F(e_i) = 1 - f_i \quad (3-16)$$

則殘差之期望值為

$$E(e_i) = f_i(-b_0 - b_1x_i) + (1 - f_i)(1 - b_0 - b_1x_i) = 0 \quad (3-17)$$

所以

$$f_i = 1 - (b_0 + b_1x_i) \quad (3-18)$$

按照定義殘差之變異數為：

$$\begin{aligned} \text{Var}(e_i) &= f_i(-b_0 - b_1x_i)^2 + (1 - f_i)(1 - b_0 - b_1x_i)^2 \\ &= (1 - b_0 - b_1x_i)(-b_0 - b_1x_i)^2 + (b_0 + b_1x_i)(1 - b_0 - b_1x_i)^2 \\ &= (b_0 + b_1x_i)(1 - b_0 - b_1x_i) = P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle \times P\langle \hat{y}_i = 0 | x_i \rangle \end{aligned} \quad (3-19)$$

根據式(3-19)可看出殘差值的變異數 $\text{Var}(e_i)$ 與條件機率預測值有

關，殘差值與應變數 \hat{y}_i 值變動有相關，也就是不同的自變數 x_i 會有不同的變異數。在統計中，稱為變異數的異質性(heteroscedasticity)。

這樣的線性機率模型的估計和預測存在主要三個問題(王濟川與郭志剛，2003)：

1. 由於在線性機率模型中殘差的異質性，參數估計值的變異數將會是偏移的，對於任何假設檢定都是無效。
2. 倘若自變數 x_i 值極大或極小時，機率 $E(y_i)$ 可能會超出 0 至 1 的區間。

3. 因為樣本迴歸方程式是線性的，即無論 x_i 取什麼值，其迴歸係數 b_0 與 b_1 都是常數。

而且線性迴歸模型還有其自身之假設及限制條件：

1. 自變數之間不能為完全線性組合(exact linear combination)。
2. 不同自變數所產生之誤差應互相獨立、不相關及無自我相關(non-autocorrelation)。
3. 誤差等分散性假設(homoscedasticity)或其變異數齊一性。
4. 若為多元迴歸模型應為多元共線性(multicollinearity)。
5. 應變數應該來自於一個呈常態分配分布之母群體。其誤差項也應呈現常態分配分布。



根據上述總結，本研究考慮到堰塞湖的形成與不形成屬於類別型的應變數，且其堰塞湖形成之因子與殘差之間的相關性以及堰塞湖形成之機率應不只是單純的線性函數分布，本研究將選擇更為被廣泛應用(如 2.3 所述)並適合於類別型應變數之迴歸方法—羅吉斯迴歸方法作為後續山崩後堰塞湖形成之機率的迴歸分析方法。

3.3.2 羅吉斯迴歸模型

基於數學觀點，當分析資料之應變數為類別型(二元類別型)，Cox(1970)認為羅吉斯迴歸為極富彈性且容易使用的函數。故本研究欲以羅吉斯迴歸建立一個精簡且擬合(fit)的合理的模型；可用來預測應變數與一組預測變數之間的關係。

羅吉斯迴歸模型為一種以類別型應變數及許多自變數形成的對數性函數模型，其值域在 0 至 1 之間，模型曲線為 S 形狀且類似隨機變數的累積分布曲線。

王濟川、郭志剛(2003)敘述簡單羅吉斯迴歸模型的運算過程：

假設理論上存在的連續應變數 y_i^* 代表某事件發生的可能性，其值域為 $-\infty$ 至 $+\infty$ ，當該變數的值跨越臨界值 c (譬如 $c=0$)，事件即會發生。而 y_i 是實際觀察到的應變數， $y_i=1$ 代表事件發生， $y_i=0$ 代表事件未發生，解釋此函數的自變數為 x_i 。假設應變數與自變數之間為線性關係：

$$y_i^* = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (3-20)$$

式(3-20)中 $y_i^* \geq c$ 時事件發生 $y_i=1$ ，當 $y_i^* < c$ 時事件不發生 $y_i=0$ ；

β_0 與 β_1 為迴歸模型的參數， ε_i 為隨機誤差項。

所以 $y_i=1$ 之機率則為：

$$\begin{aligned} P\langle y_i=1 | x_i \rangle &= P\langle \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i > 0 | x_i \rangle \\ &= P\langle \varepsilon_i > -\beta_0 - \beta_1 x_i | x_i \rangle \end{aligned} \quad (3-21)$$

假設式(3-21)中的誤差項 ε_i 為羅吉斯分布或標準常態分布，由於羅吉斯分布與常態分布皆具對稱性，為了取得一個羅吉斯迴歸模型之累積分布函數曲線(cumulative distribution function)，須設定為一個變數的機率需要小於一個特定值，因此必須改變式(3-21)中不等號的方向改寫：

$$\begin{aligned} P\langle \varepsilon_i > -\beta_0 - \beta_1 x_i | x_i \rangle &= P\langle \varepsilon_i \leq \beta_0 + \beta_1 x_i | x_i \rangle \\ &= F(\beta_0 + \beta_1 x_i) \end{aligned} \quad (3-22)$$

式(3-22)中 F 為 ε_i 的累積分布函數。累積分布函數的形式取決於式(3-21)中 ε_i 的假設分布：若假設 ε_i 為羅吉斯分布，可得到羅吉斯迴歸模型，誤差項之變異數 $\varepsilon_i = \pi^2/3 \approx 3.29$ ；若假設 ε_i 為標準常態分布，可得到 probit 模型(Long, 1997)，誤差項之變異數 $\varepsilon_i = 1$ 。然而羅吉斯迴歸模型可使得累積分布函數 F 成為一個較簡單的公式如下：

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = P(\varepsilon_i \leq \beta_0 + \beta_1 x_i) = \frac{1}{1 + e^{-\varepsilon_i}} \quad (3-23)$$

式(3-23)即為羅吉斯函數，具有 S 型的分布，其函數圖形如圖 3-7，其中誤差項 ε_i 的值域為 $-\infty$ 至 $+\infty$ 。

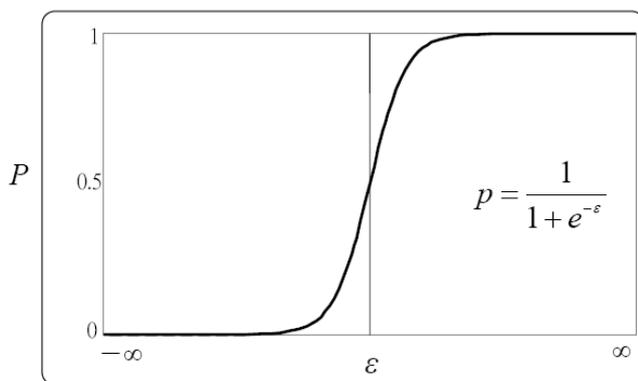


圖 3-7 羅吉斯函數曲線示意圖(王濟川、郭志剛，2003)

根據圖 3-7 及式(3-23)，當 ε_i 趨近於 $+\infty$ 時，羅吉斯函數值為 1；

當 ε_i 趨近於 $-\infty$ 時，羅吉斯函數值為 0：

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-\infty}} = 1 \quad (3-24)$$

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-(-\infty)}} = 0 \quad (3-25)$$

根據式(3-22)，羅吉斯函數可改寫羅吉斯迴歸模型的公式為

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-Z}} \quad (3-26)$$

$$Z = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-27)$$

Z 為影響事件發生機率因子的線性迴歸方程式，在這裡為簡化以一元迴歸為例，同樣的原則也適用於多元迴歸。其中 β_0 與 β_1 為迴歸模型的參數， x_i 為描述此方程式的自變數。

若將式(3-26)假定為本研究於 3.2 所定義之山崩後形成堰塞湖的條件機率 $P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = P_i$ ，其中 P_i 就是第 i 個山崩後形成堰塞湖案例發生的機率，是由自變數 x_i 構成的非線性函數(non-linear function)，其堰塞湖形成機率之羅吉斯迴歸模型如下：

山崩後形成堰塞湖的條件機率為

$$P_i = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \beta_1 x_i)}} = \frac{e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \quad (3-28)$$

山崩後未形成堰塞湖的條件機率為

$$1 - P_i = 1 - \left(\frac{e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \right) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \quad (3-29)$$

式(3-28)與式(3-29)的非線性函數可轉換成線性函數型式：

若定義山崩後形成堰塞湖之機率與未形成之機率比值為發生比

(the odds of experiencing an event)：

$$\frac{P_i}{1-P_i} = e^{\beta_0 + \beta_1 x_i} \quad (3-30)$$

因為條件機率 P_i 值域為 1 至 0 之間，所以發生比一定為正值，而且沒有上界。將發生比作自然對數轉換就能夠得到一個線性函數：

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-31)$$

式(3-31)為羅吉斯式(logist form)，亦寫作 $\logit(y)$ 。羅吉斯式轉換後將會有許多可利用的線性迴歸模型的性質。

而當我們進行迴歸所需之當自變數增加為 k 個，式(3-28)可擴展為：

$$P_i = \frac{e^{\beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki}}}{1 + e^{\beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki}}} \quad (3-32)$$

式(3-32)的 $P_i = P\langle y_i = 1 | x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki} \rangle$ 即為在給定一系列(k 個)自變數 $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$ 時的事件發生條件機率。

其相應的羅吉斯式為

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki} \quad (3-33)$$

式(3-31)之 $\text{logist}(y)$ 與自變數 x_i 有關，值域為 $-\infty$ 至 $+\infty$ ，當發生比從 1 減少到 0 時， $\text{logist}(y)$ 為負值且絕對值越來越大；當發生比從 1 增加到 $+\infty$ 時， $\text{logist}(y)$ 為正值且值越來越大，機率估計值超過機率值域的問題就不復存在。也就是當自變數對於山崩後形成堰塞湖之發生比的作用是增加時，也會同時增加山崩後形成堰塞湖之機率。儘管線性迴歸的特性也可應用於羅吉斯迴歸模型，但要兩者之間還是有不同的地方：

1. 線性迴歸的應變數 y_i 與自變數 x_i 之間是線性關係；而羅吉斯迴歸中應變數 y_i 與自變數 x_i 之間是非線性關係，雖然此非線性關係可以被轉換為線性關係。
2. 線性迴歸模型當中通常假設應變數 y_i 為常態分布，但羅吉斯迴歸模型中，應變數的測量值 y_i 為二項式分布。
3. 在羅吉斯式中，線性迴歸模型中有的殘差項在此並不存在。

羅吉斯迴歸模型自身有一些基本假設條件和限制與線性迴歸模型相似：

1. 其觀察值必須來自於隨機樣本。
2. 應變數 y_i 為 k 個自變數 $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$ 的函數。
3. 羅吉斯迴歸及線性迴歸都相同對多元共線性(multicollinearity)敏感，其自變數之間若為多元共線性會導致標準誤差膨脹。

而羅吉斯迴歸模型和線性迴歸模型之假設條件相異之處為：

1. 羅吉斯迴歸的應變數 y_i 為二元類別型變數，只取 0 或 1。
2. 羅吉斯迴歸沒有對於自變數分布相關的假設條件，其自變數是連續變數、類別型變數或是虛擬變數(dummy variable)皆可以使用在羅吉斯迴歸模型中，也不需假設自變數之間為多元常態分布(multinomiality)；但是根據 Tabachnick 及 Fidell(1996)指出羅吉斯迴歸模型中，自變數如果存在多元常態分布除了能夠增加其模型的功效也能提高求解之穩定性。
3. 線性迴歸模型模型中要假設等分散性假設(變異數齊一性)，但羅吉斯迴歸不需此假設條件。

總結上述，羅吉斯迴歸模型除適合於山崩後形成與未形成堰塞湖的二元類別應變數模擬，且對於形成堰塞湖的相關因子為自變數的限制條件較少，故本研究選擇羅吉斯迴歸模型進行後續迴歸分析。

3.4 因子篩選方法

為求以客觀方法於眾多山崩後堰塞湖形成案例中挑選出影響形成之重要因子，本研究將繪製相關因子之次數分布圖及進行因子之間之相關性分析，詳細方法如下所述。

3.4.1 次數分布圖

本研究先將山崩後堰塞湖形成相關因子分為形成堰塞湖及未形成堰塞湖兩組後，繪製各因子之兩組不同次數分布曲線，比較其分布差異可供為後續迴歸分析時因子重要性之參考。其兩者分布差異越大，代表形成堰塞湖及未形成堰塞湖兩組表現在此因子之特性差異越不相近，分布差異越大對於後續進行迴歸之結果會較為合理。

3.4.2 判別子

經濟部中央地質調查所(2009)在運用判別分析與羅吉斯迴歸分析進行山崩潛感運算之前，使用判別子(discriminator)來判斷輸入因子的顯著性(Davis, 2002)，本研究引用其方法進行山崩後堰塞湖形成因子篩選。判別子主要的概念是將該因子進行分組(形成堰塞湖及未形成堰塞湖兩組)後的平均值差除上該因子的綜合變異共變異數：

$$D = \frac{\overline{DAM} - \overline{NODAM}}{S} \quad (3-34)$$

其中， D 為判別子， \overline{DAM} 為形成堰塞湖組因子資料之平均值， \overline{NODAM} 為未形成堰塞湖組因子資料之平均值， S 為綜合變異共變異數。

上述可得到該因子的標準化差異值，針對此差異值可來比較各因子在分析中的顯著性(經濟部中央地質調查所，2009)。也就是將式(3-34)取絕對值後，其值越大代表該因子之差異越大，若兩組資料差異越大對於本研究進行羅吉斯迴歸亦有更加的顯著性，故本研究引用此方法與次數分布圖一起進行後續因子篩選。

3.4.3 相關係數

除了以次數分布圖及判別子對因子進行客觀篩選，相關係數可代表全部因子之間之相關性。如相關係數越高，及代表兩因子之間於迴歸分析中有重複性影響與兩因子之間有可替代性。

積差相關(product-moment correlation)適用於二個變數均為連續變數。共變數(covariance)除以二個變數的標準差值就稱為積差相關係數或皮爾遜積差相關係數(product-moment correlation coefficient)，其公式如下(吳明隆、涂金堂，2011)：

$$r_{xy} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x}) \sum_i (y_i - \bar{y})}{n S_x S_y} \quad (3-35)$$

其中， r_{xy} 為因子 x 與因子 y 之相關係數， \bar{x} 和 \bar{y} 為因子 x 與因子 y 之平均值， S_x 為因子 x 之標準差， S_y 為因子 y 之標準差， n 為資料或案例個數。若是某因子數量較少或有其他因素需要別的因子替代時，可透過與之相關細數最高之因子進行替代；反之，兩個因子之間相關性太高也會使迴歸模型偏向於因子重複性高之結果。

3.5 驗證方法

本研究為驗證山崩後形成堰塞湖之潛感結果的合理性，將利用分類誤差矩陣及 ROC 曲線加以分析。

3.5.1 分類誤差矩陣

分類誤差矩陣(classification error matrix)是統計學中模型評估的標準方法，亦稱為混淆矩陣(confusion matrix)，透過將預測資料及實際資料放置在矩陣列及矩陣行的位置，即可得到「誤判」(False positive)、「真肯定」(True positive)、「誤否定」(False negative)和「真否定」(True negative)四種判斷結果組成之矩陣(Kohavi & Provost, 1998)，如表 3-1 所示，並以山崩後堰塞湖形成潛感為例說明如下：

表 3-1 山崩後堰塞湖形成潛感分類誤差矩陣

分類誤差矩陣		預測資料	
		形成	未形成
實際資料	形成	N_1 (真肯定)	N_2 (誤判)
	未形成	N_3 (誤否定)	N_4 (真否定)

山崩後形成堰塞湖預測正確率為

$$N_1 / (N_1 + N_3) \quad (3-36)$$

山崩後未形成堰塞湖預測正確率為

$$N_4 / (N_2 + N_4) \quad (3-37)$$

總體正確率為

$$(N_1 + N_4) / (N_1 + N_2 + N_3 + N_4) \quad (3-38)$$

3.5.2 ROC 曲線

ROC，接收者操作特徵曲線（Receiver Operating Characteristic），廣泛應用於統計決策理論、雷達訊號能力評估、心理學研究等方面 (Metz et al., 1998)。

ROC 曲線 (Swets, 1988) 為分類誤差矩陣 (表 3-1) 當中的「誤判」(1-specificity/false-positive rates, FPR) 所佔之比例 $N_2/(N_2+N_4)$ 為 x 軸與「真肯定」亦為敏感度 (sensitivity) 所佔之比例 $N_1/(N_1+N_3)$ 為 y 軸所繪出的曲線 (如圖 3-8)。若判釋結果正確率越高，其切線斜率越高、曲線下面積 (area under curve, AUC) 越大。

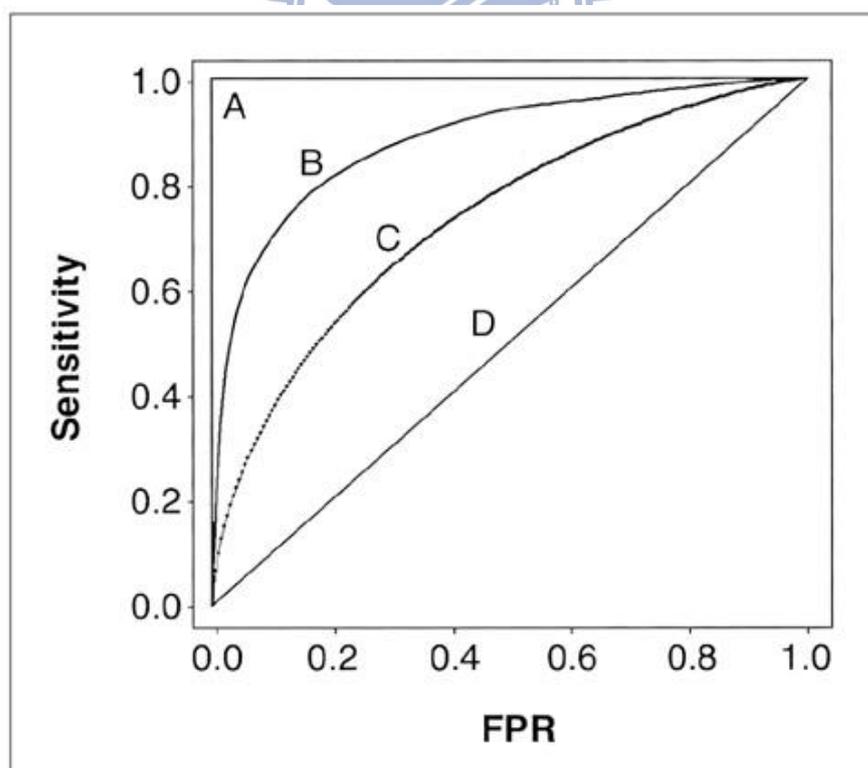


圖 3-8 四種曲線下面積不同之 ROC 曲線 (Park et al., 2004)

以圖 3-8 和表 3-1 說明 AUC 之意義：當中 A 曲線代表其預測山崩後堰塞湖形成之能力非常完美，所以其 ROC 曲線下面積為 1，而 D 曲線(和對角線一樣)其曲線下面積為 0.5 代表此種預測方法對於預測山崩後堰塞湖形成及預測山崩後堰塞湖未形成的能力是一樣的，而曲線 B 和曲線 C 則是介於這兩種極端當中，B 曲線預測山崩後堰塞湖形成之能力較曲線 C 好。



3.6 堰塞湖形成潛勢圖繪製方法

本研究將山崩後堰塞湖形成潛感與中央地質調查所(2009)及蔡雨澄(2012)所完成的山崩潛感結合以獲得堰塞湖形成潛感，本研究以高屏溪流域為例，藉由堰塞湖的形成機率沿河段繪製堰塞湖形成潛勢圖。其參考經濟部中央地質調查所繪製山崩潛勢圖之方法，製作堰塞湖形成潛勢圖。其山崩潛勢圖相關繪製方法與本研究所使用之方法詳細敘述如下：

3.6.1 斜坡單元

經濟部中央地質調查所(2009)參考義大利(Carrara, 1983)之山崩潛勢分析概念，以斜坡單元(slope unit)作為山崩潛勢分析之基本單元(如圖 3-9 及圖 3-10)。

圖 3-13、圖 3-14 和圖 3-15 所示，分別為高屏溪、東港溪及知本溪流域之土石流潛感機率圖、高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖和高屏溪流域岩體滑動潛勢圖，皆不是以傳統之數值地形模型網格形式繪製潛勢圖，而是透過不同定義的潛感分析單元進行繪製。

斜坡單元基本上有兩種不同定義(以下摘述自簡璋延, 2011)：

1. 以斜坡縱斷面上被變坡點(slope break)分割斜坡之最小單元 (Giles & Franklin, 1998)。如圖 3-9 為例說明，Downslope Profile 折線為斜坡之縱斷剖面線，而 Breaks of Slope 折線為根

據數值地形計算之坡度變化值(slope gradient)，當坡度變化值大於 1 或小於-1 時即定義為變坡點，圖 3-9 中共有三個被變坡點(黑色正方形)將斜坡分為 A、B、C、D 四個斜坡單元。

2. 侵蝕基準以上的整個斜坡系統，即集水區的水系兩側斜坡各被視為一個斜坡單元，此種方法常被運用於山崩災害研究(Carrara et al., 1991; Xie et al., 2004)。如圖 3-10 所示，以一級河集水區為例，一級河道左右兩側斜坡(紅色區域與綠色區域)為兩個斜坡單元。

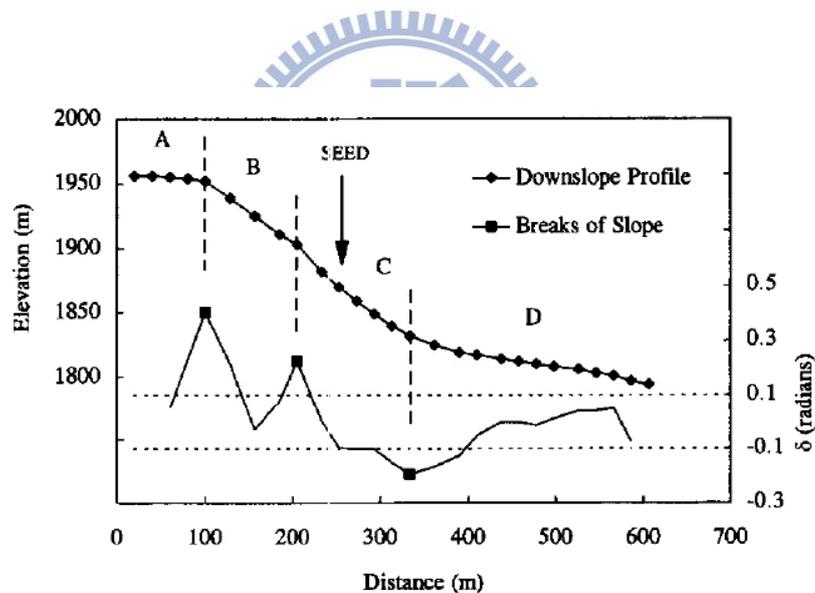


圖 3-9 斜坡縱斷面之坡變點示意圖(Giles & Franklin, 1998)

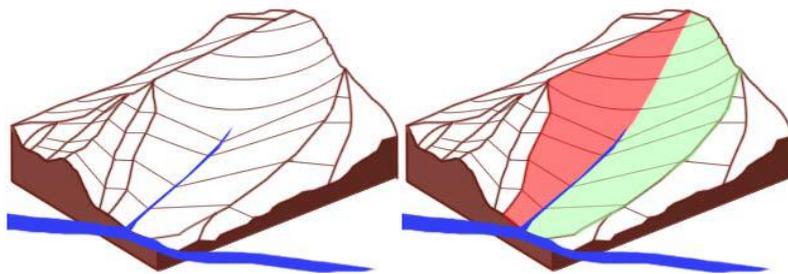


圖 3-10 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖(簡瑋廷，2011)

而在山崩災害相關的研究方面，斜坡單元之分割方法大略有以下數種(摘述自簡瑋延，2011)：

1. 集水區重疊法

以數值地形模型進行集水區分析，可依照稜線自動圈繪出集水區範圍。再將數值高程模型之高低值反轉後，則可將原水系可反轉為稜線，並與鄰近的水系(反轉為稜線)圈繪成反轉後之集水區 (Xie et al., 2004)。將原集水區與反轉後集水區套疊進行分割即可將原集水區分割為左右兩斜坡單元。如圖 3-11 是集水區重疊法的分割示意圖。此方法之缺點為過程較複雜，反轉後之數值高程模型亦不見得可順利的得到集水區。

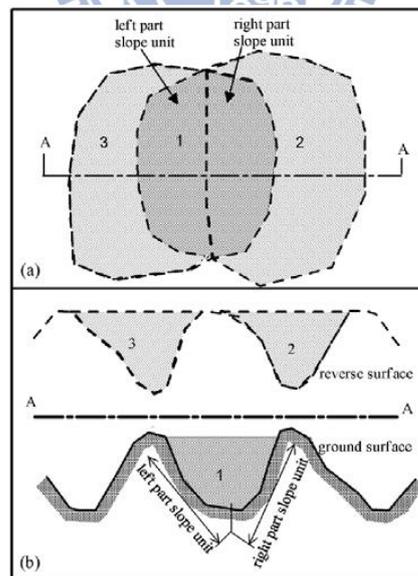


圖 3-11 集水區重疊法示意圖(Xie et al., 2004)

(範圍 1 為原集水區，範圍 2 與 3 為反轉後之集水區，

利用 2 與 3 將 1 切割為左右兩半)

2. 主流延伸法

透過水文演算法(例如 ArcGIS 的 ArcHydro 模組)將數值地形模型計算獲取其水系及稜系。水文演算模組可以完成很好的水系及集水區分析，但無法將其水系往上游延伸與稜線相接，只能透過手動延伸(如圖 3-12 所示)將主流進一步往上游延伸到稜線。此問題以現有的地理資訊系統中並無既定功能可以直接使用，必須發展模組嵌入系統中運用（經濟部中央地質調查所，2007）。

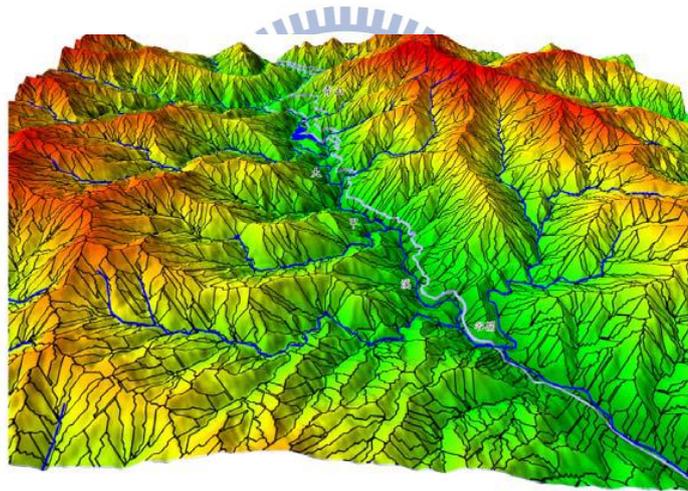


圖 3-12 以手動延伸所做的斜坡單元劃分範例

（經濟部中央地質調查所，2007）

3. 源頭切割法

考量到溪流源頭處常發生向源侵蝕，故溪流源頭處宜單獨劃設一斜坡單元。則每處一級河集水區就可切割為三個斜坡單元，供山崩災害分析及坡地地質敏感區劃設之用。此方法的優點是

它可劃分出三區(集水區內溪流源頭區與溪流左右岸兩區)，並將最容易發生崩塌的源頭區單獨劃分出來(經濟部中央地質調查所，2007)。其源頭切割法之繪製方法為：以自動化斜坡單元切割程式(鄭錦桐等人，2010)將一級河集水區切割為三個斜坡單元，該程式先讀入數值地形模型並計算水系之流網，再以水系之流網及水系門檻值，產生水系；隨後訂定一級河的起迄點，圈繪流入一級河起點的網格為源頭斜坡單元，圈繪流入一級河左岸的網格為左半斜坡單元及圈繪流入一級河右岸的網格為右半斜坡單元。

4. 影像切割法

近年來有一些研究開始使用影像切割法 (image segmentation) 來分割集水區 (Soille, 2004)。對於特殊目的的影像切割問題，事前必須先準備特殊的影像以供切割。例如集水區分割前，必須先準備由數值地形模型轉換的灰階影像，再以影像切割法進行分割。此方法可以分割集水區及分割比集水區還小之小區塊(例如順向坡單元的劃分)。此方法的優點在於可將一小集水區按需求劃分出更多具有相同或相近坡向的斜坡單元。但此方法目前尚未被運用於斜坡單元劃分中(經濟部中央地質調查所，2007)。

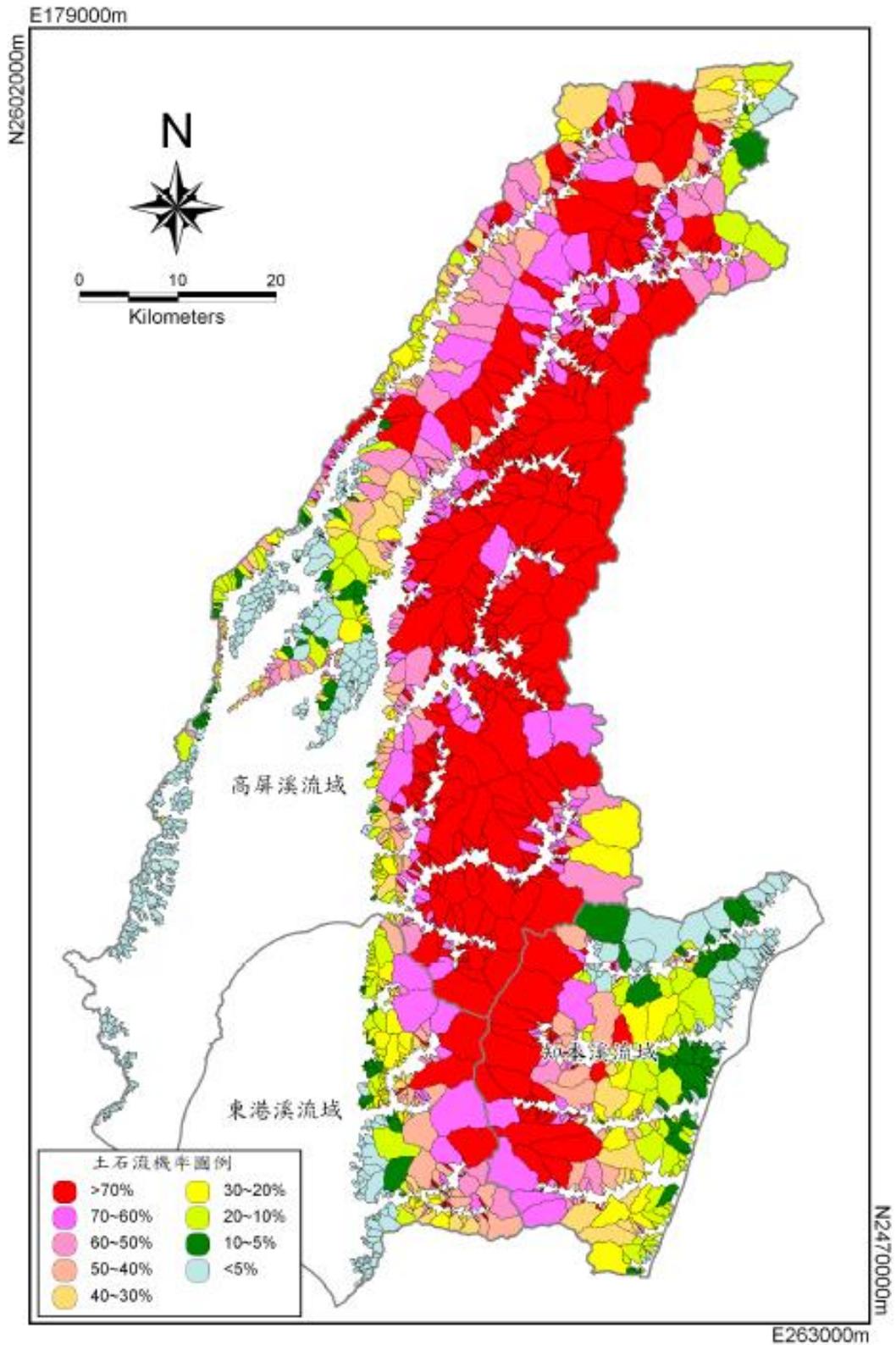


圖 3-13 高屏溪、東港溪及知本溪等流域 100 年重現期距降雨量

土石流潛感機率圖(中央地質調查所，2009)

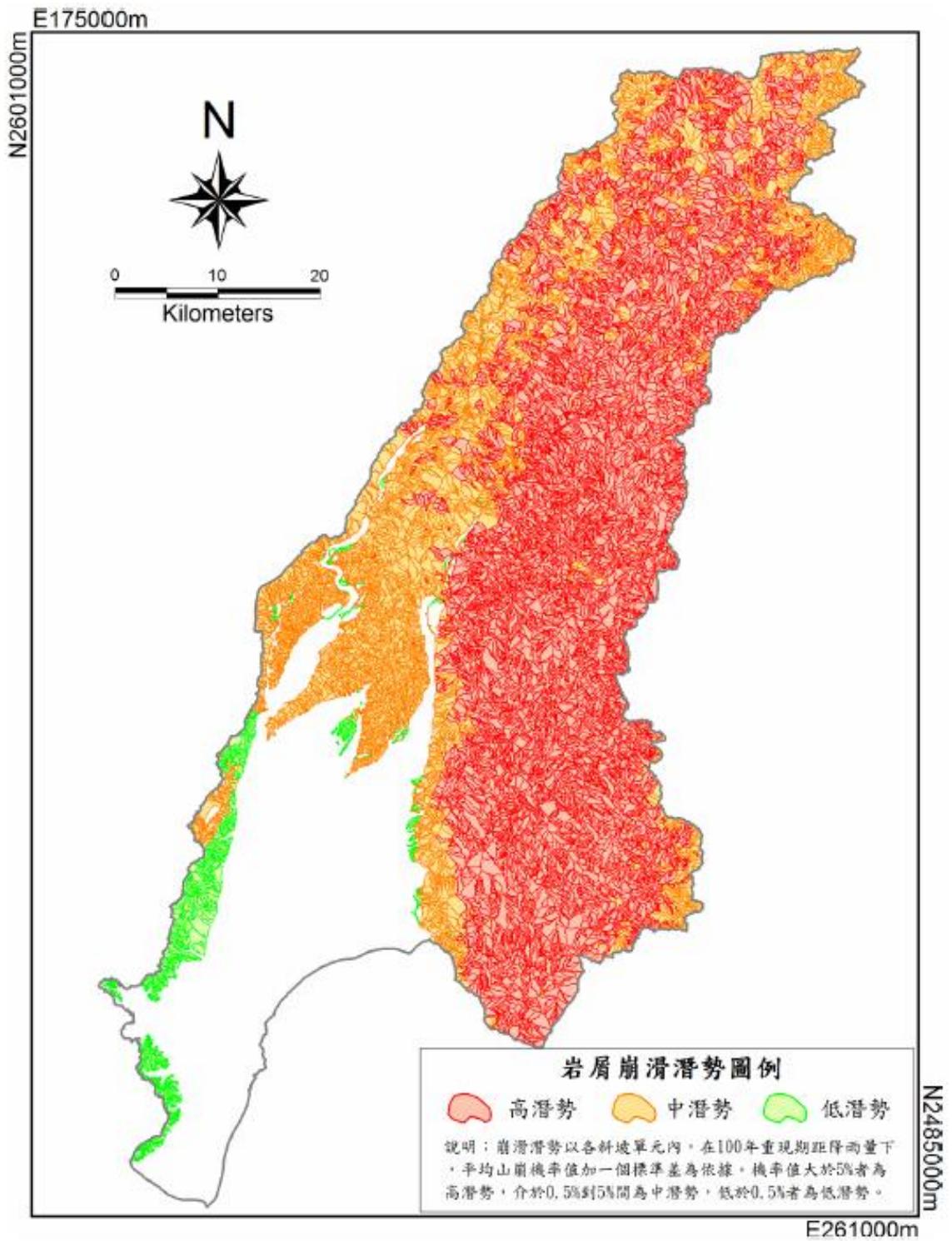


圖 3-14 高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖

(中央地質調查所，2009)

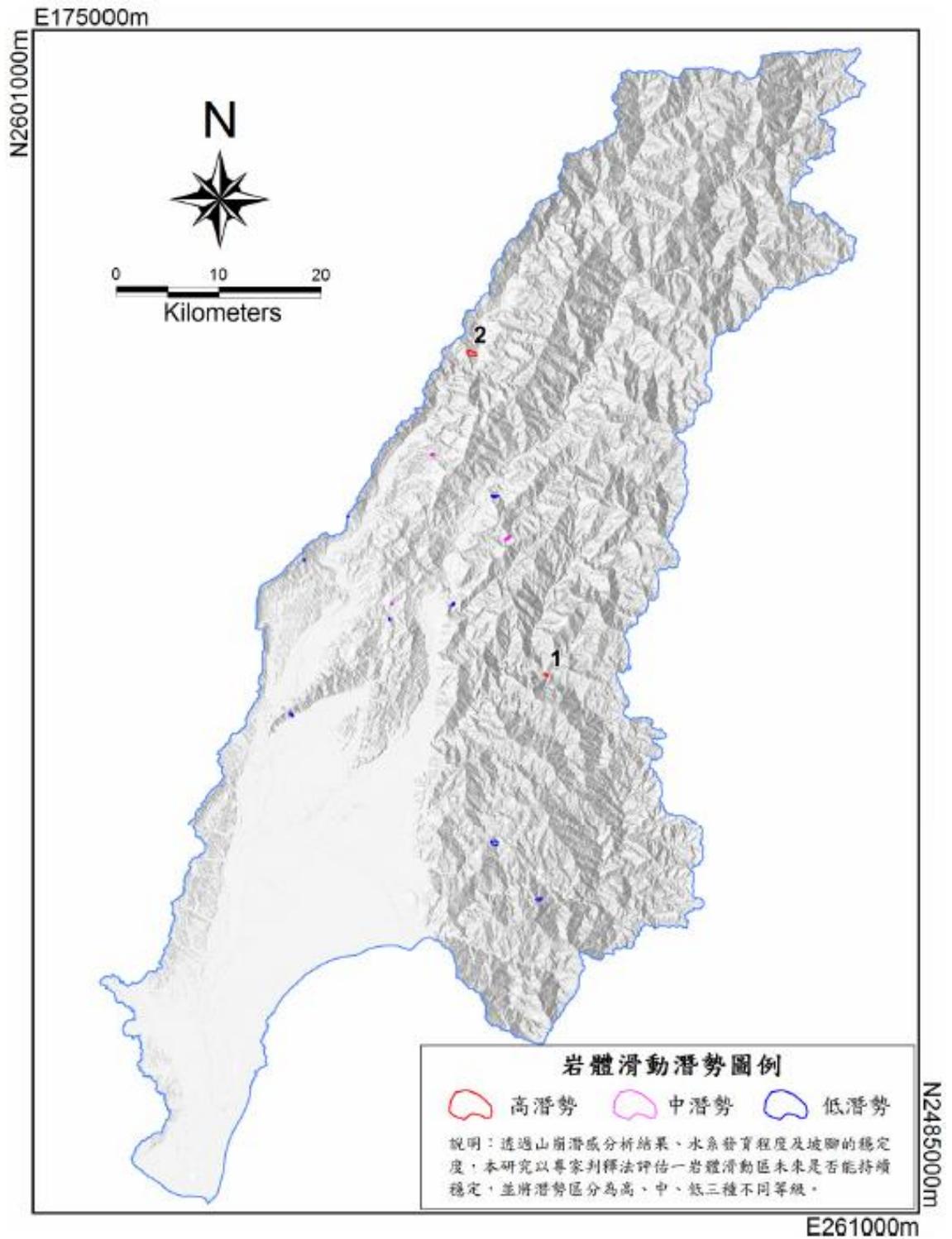


圖 3-15 高屏溪流流域岩體滑動潛勢圖

(中央地質調查所，2009)

3.6.2 崩坍區圈繪

根據本研究所蒐集之 68 筆台灣堰塞湖文獻，有 21 筆山崩面積紀錄，其平均山崩面積範圍約 68 公頃，顯示導致堰塞湖之山崩大多是一次性的大型崩塌或同集水區內許多崩塌一起發生並且崩落土石匯流往下游移動，大量土石運移至河道導致堵塞。考慮此山崩特性，本研究參考中央地質調查所於 2009 年之「易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置計畫」及成大研究發展基金會於 2011 年之「國有林深層崩塌致災潛勢調查評估」所提出重大崩塌區及深層崩塌潛勢區之繪製方法，作為堰塞湖潛勢分析單元之繪製方法的重要依據。

● 重大崩塌區

重大崩塌區的圈繪是根據山崩與土石流調查及發生潛勢評估成果，推估過去曾發生重大崩塌的地點及未來可能發生重大崩塌之高潛勢山崩發生區，再配合現地查證，圈繪重大崩塌區及評估其可能山崩型式（經濟部中央地質調查所，2009）。

圈繪之作業流程，先是根據中央地質調查所透過衛星影像判釋之歷年(1988-2009)山崩目錄與山崩潛勢評估成果資料（經濟部中央地質調查所，2009），初步圈出歷史上曾發生崩塌面積大於 10 公頃的地點及發生頻度高、未來仍有大量土砂輸出之高潛勢山崩區，於野外勘查後，確認其「重大崩塌區」合理之範圍，其圈繪結果如圖 3-16 所示。

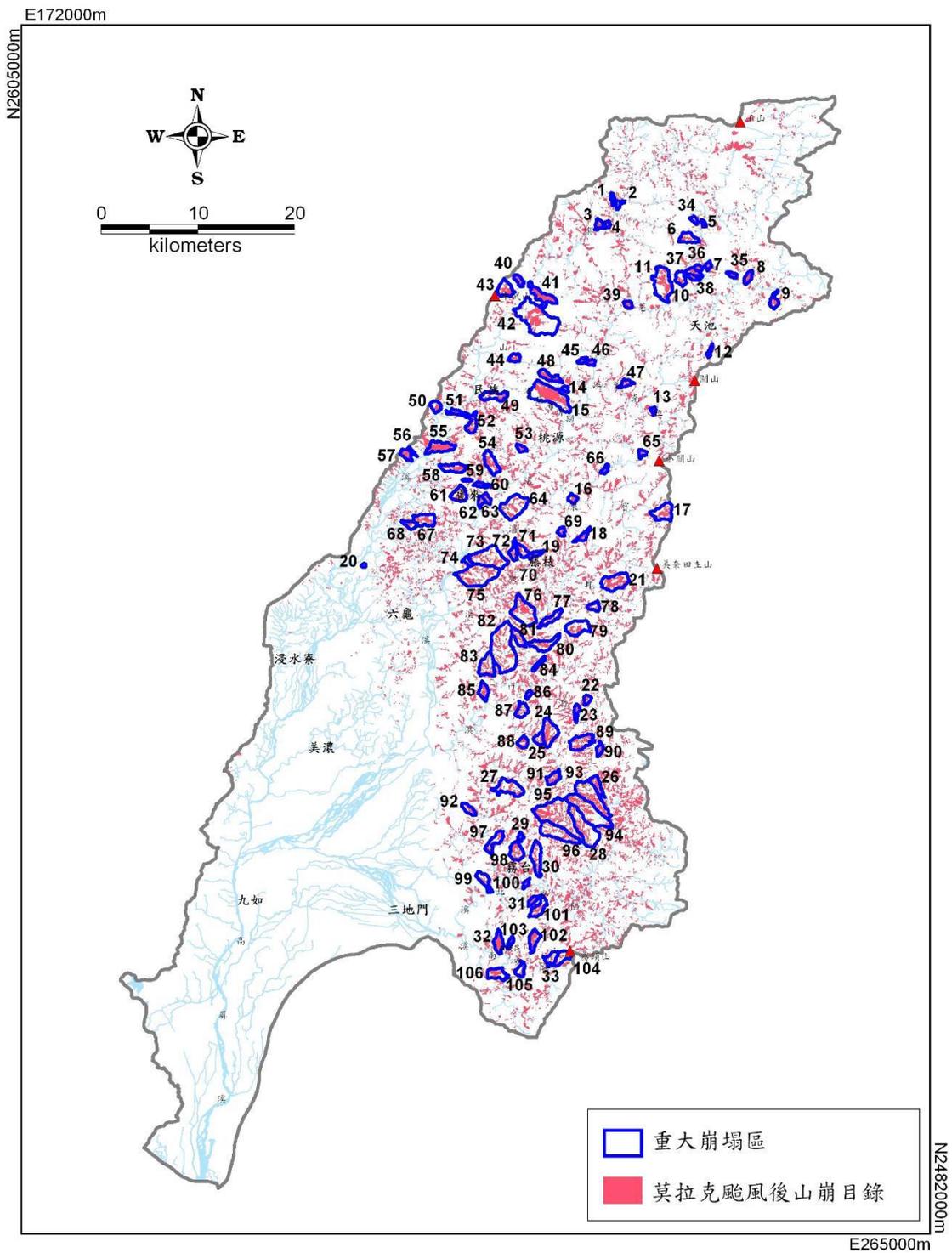


圖 3-16 高屏溪流域重大崩塌區分布圖

(中央地質調查所，2009)

如圖 3-16 所示，高屏溪流域所圈選出之重大崩塌區共 101 處，分為單一大型崩塌地與群聚型崩塌地兩種類型。其中，以原有重大崩塌區評估準則所圈繪者為 33 處（圖 3-16 中編號 1-33），主要皆因岩盤風化破碎、坡度陡峭，在歷經 2004 年敏督利颱風、2005 年海棠颱風及 2009 年莫拉克颱風的暴雨沖刷下，均仍維持破碎崩塌的現況。而在 2009 年莫拉克颱風後所新增之重大崩塌區為 73 處（圖 3-16 中編號 34-106），主要分布在莫拉克颱風總降雨量 1800 毫米以上地區（經濟部中央地質調查所，2009）。

● 深層崩塌潛勢區

林慶偉教授接受行政院農委會林務局委託(2012)調查潛在崩塌面積大於 10 公頃者，利用航照與數值地形產製之日照陰影圖與坡度圖等資料進行判釋，結合有利崩塌發生之各項地質與地形因子分析等方式，有系統找出各類型之深層崩塌潛勢區位。

本研究整理其四類深層崩塌潛勢區位及其判釋方法說明如下：

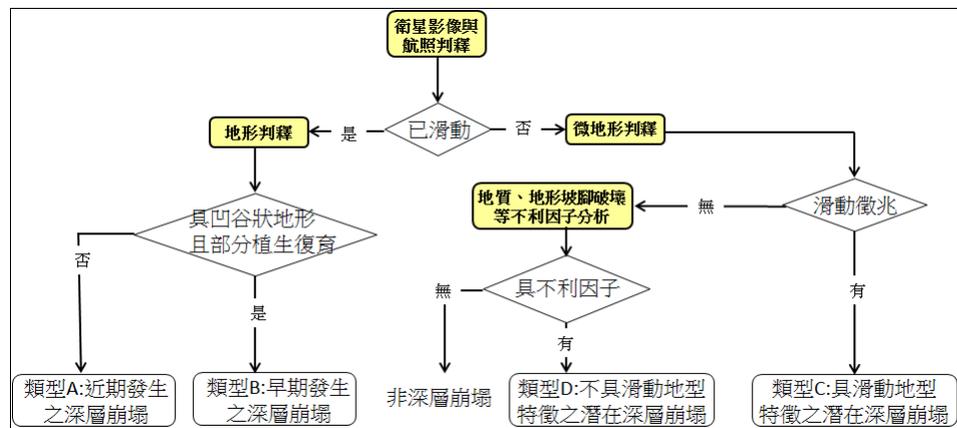


圖 3-17 本計畫各類型之深層崩塌潛勢區位判釋流程圖

1. 近期發生之深層崩塌(圖 3-17 類型 A):有明顯裸露特徵之區域，因已經產生大規模崩塌，坡面上土石較少，因此崩塌再發生性相對低。
2. 早期發生之深層崩塌(圖 3-17 類型 B):航照判釋有崩塌之地形特徵，植生特性較未崩塌區不同，以草本與矮灌木為主，相較於類型 A 之深層崩塌，為相對穩定之類型。
3. 潛在深層崩塌(圖 3-17 類型 C):利用高精度 Lidar 資料產製之日照陰影圖和坡度圖搭配航照等資料進行圓弧型(或潛變型)破壞之地形特徵進行判釋圈繪。
4. 不具崩塌地形特徵之潛在深層崩塌(圖 3-17 類型 D):以地質概念模式判釋，利用順向坡、岩體弱面及地質構造與坡腳破壞因子，於山崩高潛感區(含極高潛感區)中，找出不具崩塌地形特徵之潛在深層崩塌發生區域。

3.6.3 堰塞湖潛勢分析單元

根據章節 3.6.1 及 3.6.2 所描述之斜坡單元繪製方法與大型崩坍區圈繪方法，本研究根據不同山崩型態(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)繪製適當的堰塞湖形成潛勢單元：土石流—集水區單元、岩屑崩滑—集水區單元、岩體滑動—岩體滑動範圍。其三種類型之堰塞湖潛勢分析單元繪製方法如下所述：

● 土石流類型之堰塞湖潛勢分析單元

本研究直接引用經濟部中央地質調查所(2009)所繪製之土石流潛感分析單元(大小同集水區分析單元)套疊其土石流發生機率(經濟部中央地質調查所，2009)為土石流類型之堰塞湖潛勢分析單元。

● 岩屑崩滑類型之堰塞湖潛勢分析單元

本研究直接引用經濟部中央地質調查所(2009)所繪製之集水區分析單元套疊山崩潛感(蔡雨澄，2012)結果，為岩屑崩滑類型之堰塞湖潛勢分析單元。

原本根據經濟部中央地質調查所(2009)之岩屑崩滑潛勢圖(如圖 3-14)是按照斜坡單元計算在 100 年重現期距雨量下，該斜坡單元發生山崩之面積為岩屑崩滑潛感。斜坡單元較集水區分析單元小，一個集水區分析單元可包含一個或兩個以上之斜坡單元(如圖 3-18 所示)，而本研究考慮到後續分析所使用之數值地形精度運算問題，目前以經濟

部中央地質調查所(2009)所繪製之集水區分析單元來代替後續運算及繪製潛勢圖。

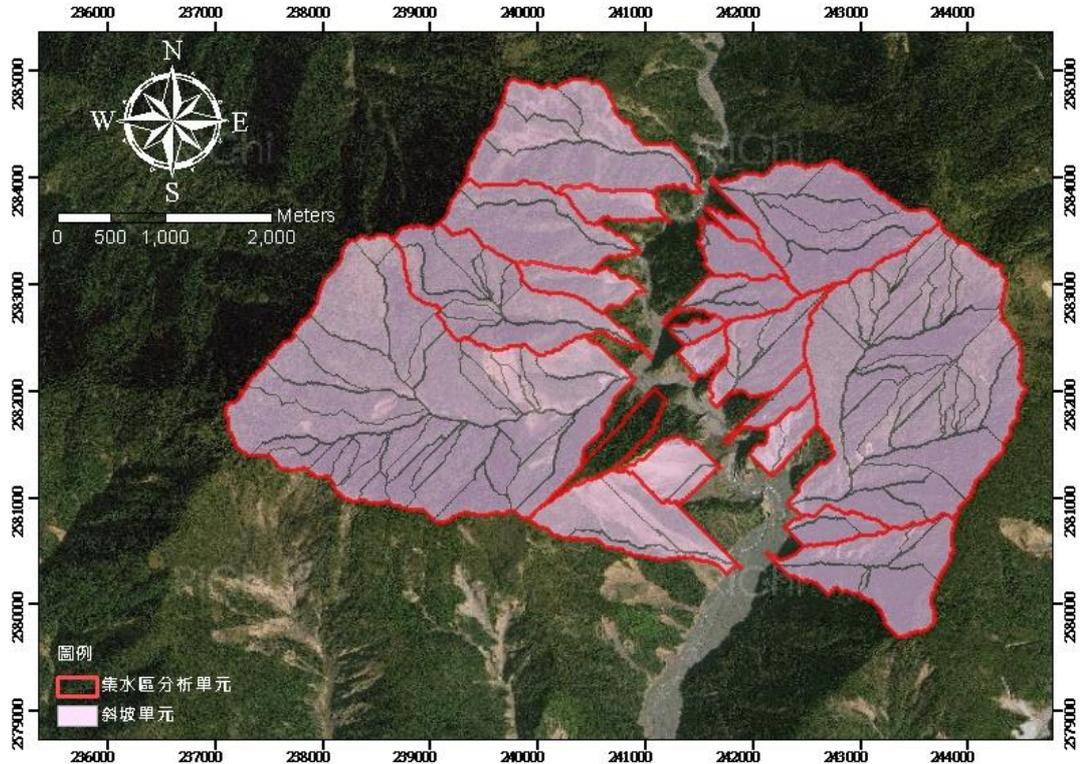


圖 3-18 土石流潛感分析單元與斜坡單元關係示意圖

● 岩體滑動類型之堰塞湖潛勢分析單元

本研究直接引用經濟部中央地質調查所(2009)所繪製之岩體滑動範圍及其岩體滑動潛勢(經濟部中央地質調查所, 2009)套疊, 為岩體滑動類型之堰塞湖潛勢分析單元。

圈繪完成三種類型之堰塞湖潛勢分析單元且搭配其對應山崩類型發生之機率後, 即可套疊山崩後堰塞湖形成潛感, 計算出堰塞湖潛勢分析單元之堰塞湖形成潛感, 繪製堰塞湖形成潛勢圖。

3.6.4 堰塞湖形成潛勢圖繪製

根據本研究所完成之山崩後堰塞湖形成潛感分析，將會有三種不同山崩型態之山崩後堰塞湖形成機率(將在章節 5.3.4 說明)，故本研究可繪製三種堰塞湖形成潛勢圖，其流程如下圖 3-19 及圖 3-20 所示：

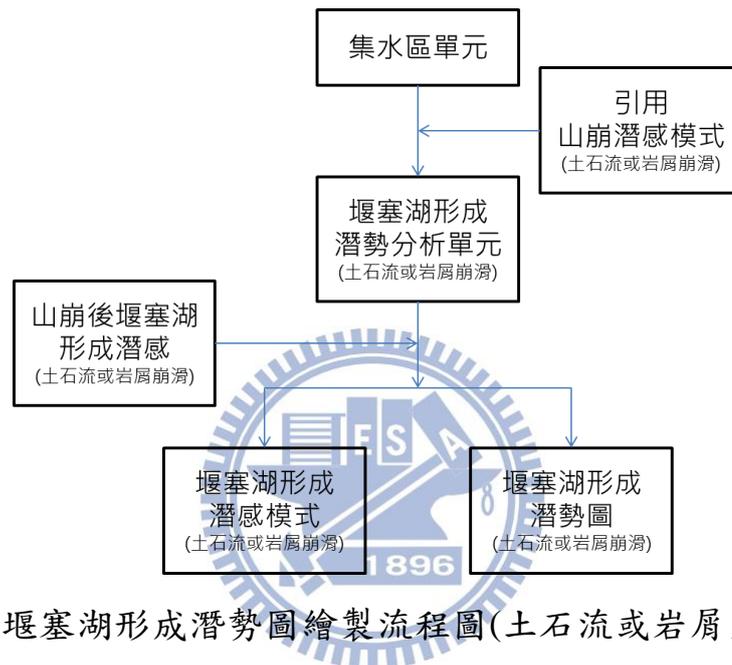


圖 3-19 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(土石流或岩屑崩滑型態)

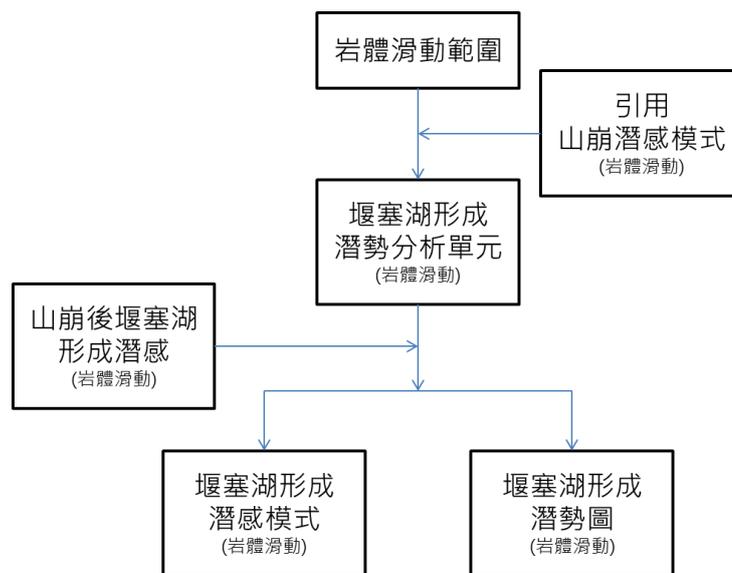


圖 3-20 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(岩體滑動型態)

如圖 3-19 及圖 3-20，本研究所建立之堰塞湖形成潛勢圖繪製流程為：

1. 先依照山崩型態選擇適當的堰塞湖潛勢分析單元並且套疊該山崩型態之山崩潛感模式。
2. 將同樣山崩型態之堰塞湖潛勢分析單元與山崩後堰塞湖形成潛感圖層進行套疊。
3. 將同一分析單元內之山崩機率乘上山崩後堰塞湖形成機率得到堰塞湖形成機率。
4. 藉由後續章節 4.5 所建立之運移路徑與堵塞點位置找到堰塞湖潛勢分析單元對應之下游河道堵塞點作為該分析單元之堰塞湖形成機率位置。
5. 於河道堵塞點取上下游 500 公尺為堰塞湖形成潛勢影響範圍，繪製河道上之堰塞湖形成潛勢圖。

繪製完成的三種不同山崩型態之堰塞湖形成潛勢圖，可以相互進行套疊，找出各河段當中堰塞湖形成機率之最大值，作為該河段之堰塞湖形成機率。

第四章 潛感分析目錄建立

為進行堰塞湖形成潛感分析，本研究蒐集大量堰塞湖相關文獻資料與圖資，並以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)將資料統合整理，再利用相關資料建立後續回歸所需之因子。詳細蒐集之資料與建立因子之過程將在下列章節詳細敘述。

4.1 研究區概述

本研究以蒐集國內山崩與堰塞湖相關資料為主，故本研究選取國內曾經發生堰塞湖的較完整案例及中央地質調查所與水土保持局已有的山崩目錄作為後續分析回歸對象，建立潛感分析模式，最後將以高屏河流域為案例進行潛勢分析並繪製堰塞湖潛勢圖範圍。

4.1.1 台灣地質與河川

台灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界帶(如圖 4-1 所示)，屬於板塊隱沒帶，其中菲律賓海板塊每年以 82 公釐朝西北方向擠壓歐亞大陸板塊(Yu et al., 1997)，至今台灣本島仍以每年 5 公釐向上抬升當中(Liew et al., 1993)。

如此的地質條件造就了台灣本島的狹長形狀，南北長東西短，河流多為東西向流動，且河流因為地形陡峭，流動速度快，降雨後陸地漫流水快速入海造成台灣河流長度不長，其中最長的河流濁水溪也只有 186 公里，其他台灣主要河流如圖 4-2 所示。

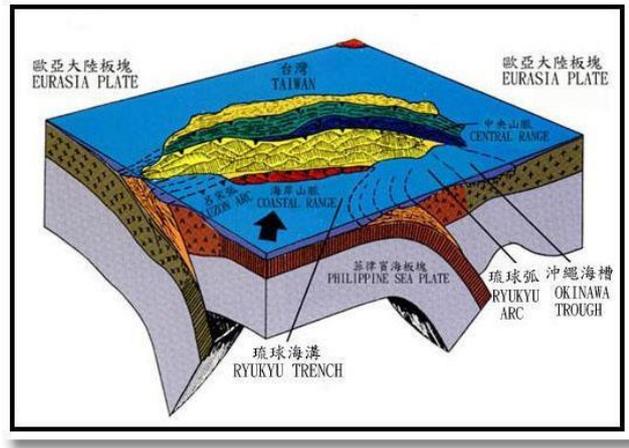


圖 4-1 台灣地體構造圖(何春蓀，1982)

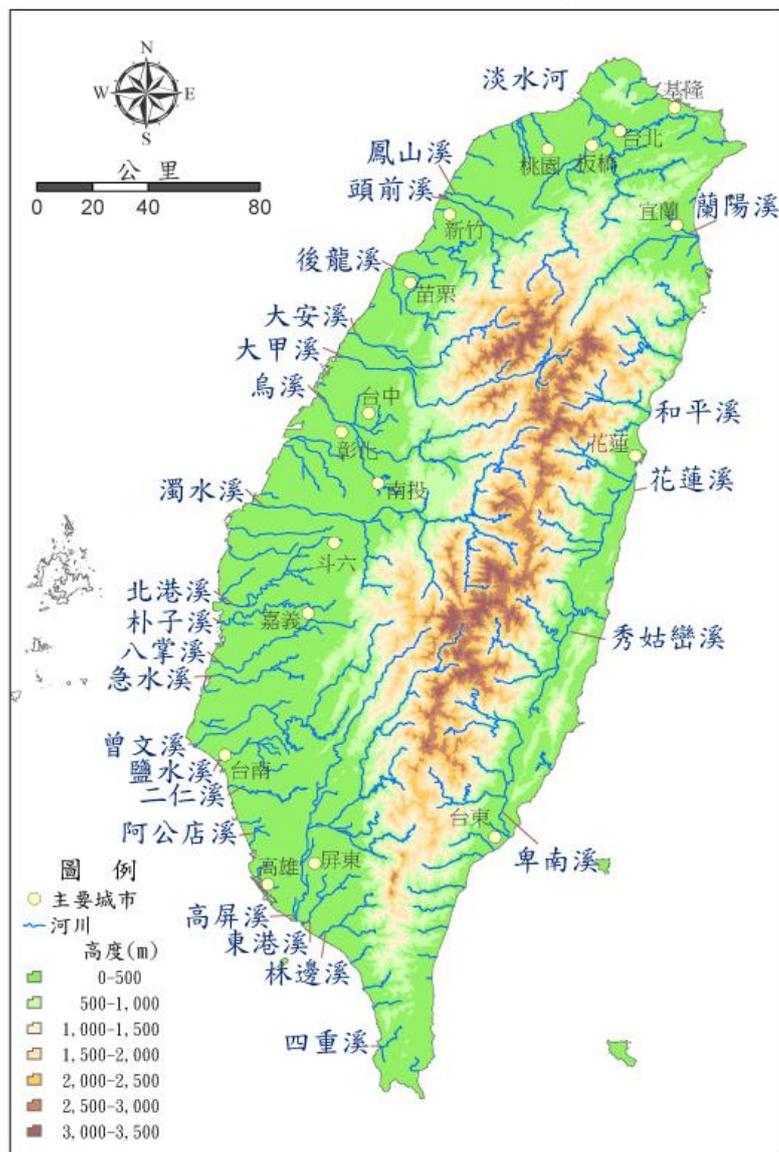


圖 4-2 台灣主要河流分布圖(經濟部水利署，2011)

4.1.2 台灣氣候

台灣屬於亞熱帶氣候區，氣候全年受到季風影響：台灣冬季受蒙古高壓冷氣團影響，形成東北季風型天氣，東北部冬季降雨較多；而春夏交替之際，受滯留鋒影響為梅雨型天氣；夏秋季節易有颱風侵襲造成災害。台灣地區之年平均降雨量約 2497 釐米(1949~2011)，降雨大多來自 5、6 月梅雨季節與 7~9 月颱風季節(如圖 4-3)，根據統計每年(1958~2008)平均約有 4~5 個颱風會侵襲台灣(經濟部水利署，2011)。

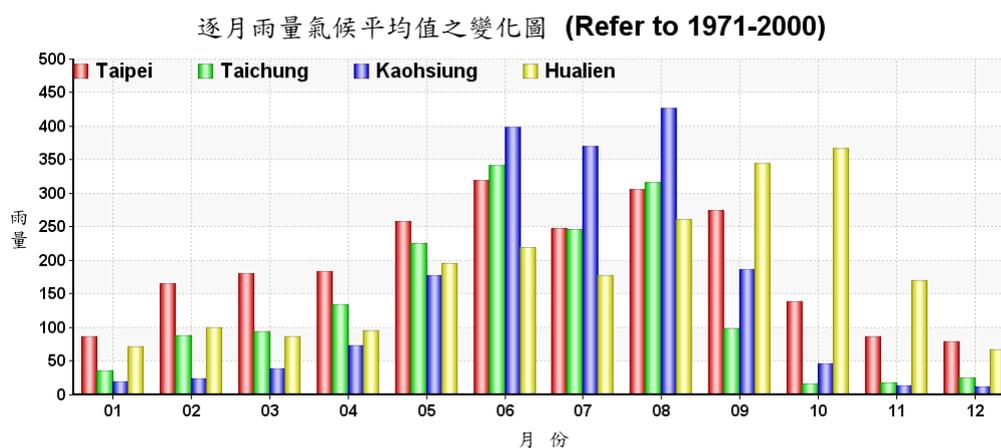


圖 4-3 台灣北中南東四縣市逐月雨量氣候平均值之變化圖

(中央氣象局)

值得注意的是從過去 50 年的資料分析結果顯示(1951~2005)，由颱風造成的可能致災降雨事件佔所有颱風個數的比例，在長延時(48、72 小時)有較為明顯增加的趨勢(林昀靜、盧孟明，2010)。

越來越強烈的颱風豪雨加上頻繁的地震活動，將會造成未來台灣地區的地表運動更加活躍。

● 高屏溪流域

高屏溪位於台灣南部，流域面積為 3257 平方公里，主流全長為 171 公里，為台灣次長之河流、面積最大之流域。其河川主流荖濃溪發源於玉山東北峰，最終往南注入台灣海峽，主要支流有旗山溪、隘寮溪、濁口溪、美濃溪、口隘溪...等。

高屏溪流域地形起伏落差大，地形略由東北向西南遞減，高程差接近 4000 公尺。高屏溪流域地形大致上可分為兩大部份：美濃以北，三地門-茂林一線以東區域為山地；美濃以南，三地門-茂林一線以西區域為平原地形。其河床的平均坡度約 1/150，上游 1/15、中游 1/100、下遊 1/1000，如圖 4-4 所示。

高屏溪流域之岩層依年代可分五類，如圖 4-5 所示：先第三紀之黑色與綠色片岩、始新世至漸新世之黑色板岩與石英岩、中新世至上新世之砂岩與頁岩、更新世之古河流沖積層、及現代代河流沖積層(經濟部水利署第七河川局)。

高屏溪流域內之年平均雨量約 3046 公釐，平均年逕流量高達 84 億 5500 萬立方公尺，如圖 4-6 所示。以高屏溪荖濃流量站為例，年平均流量為 21 億 5900 萬立方公尺，如圖 4-7 所示(經濟部水利署,2011)。

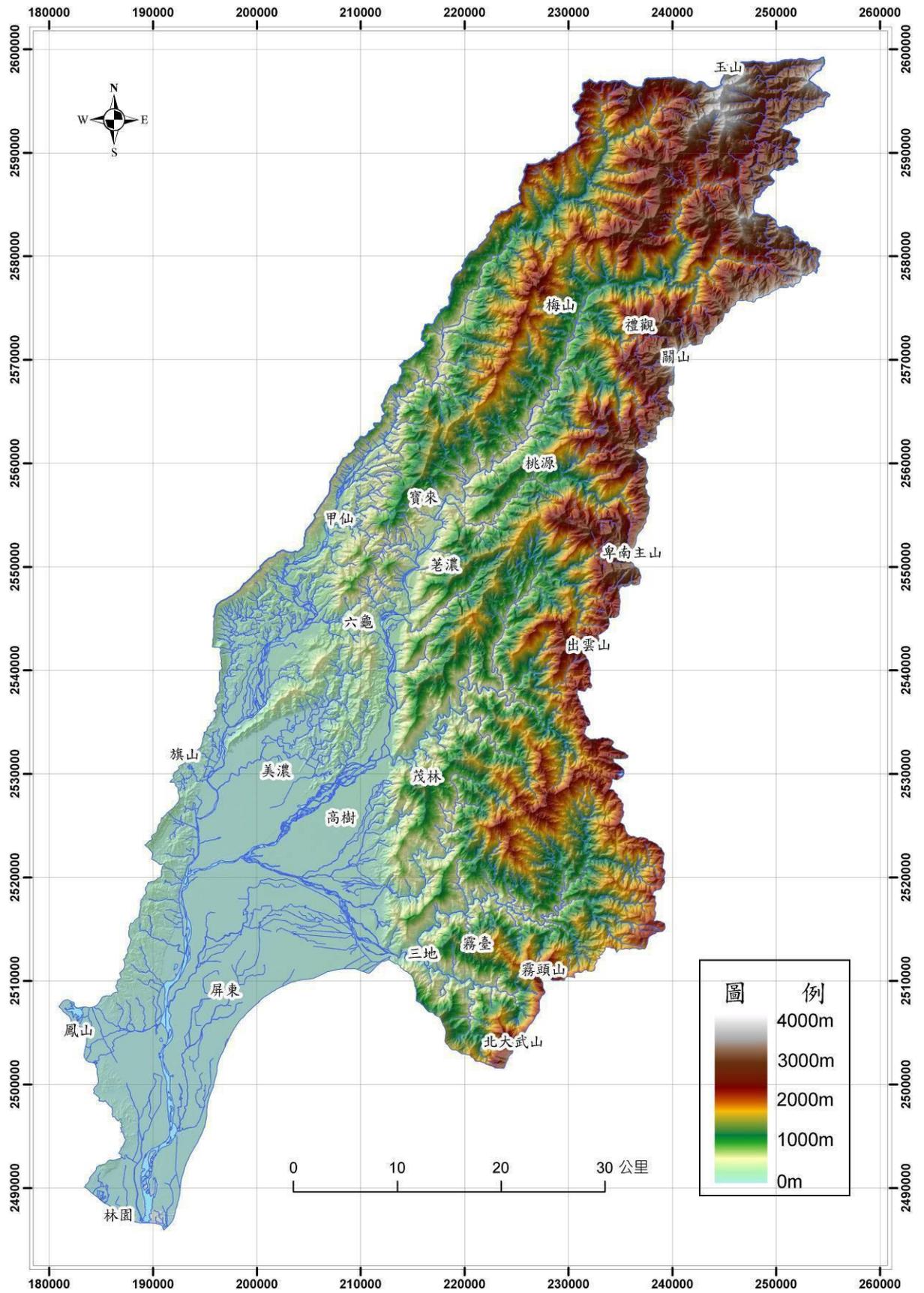


圖 4-4 高屏河流域地形圖(中央地質調查所，2009)

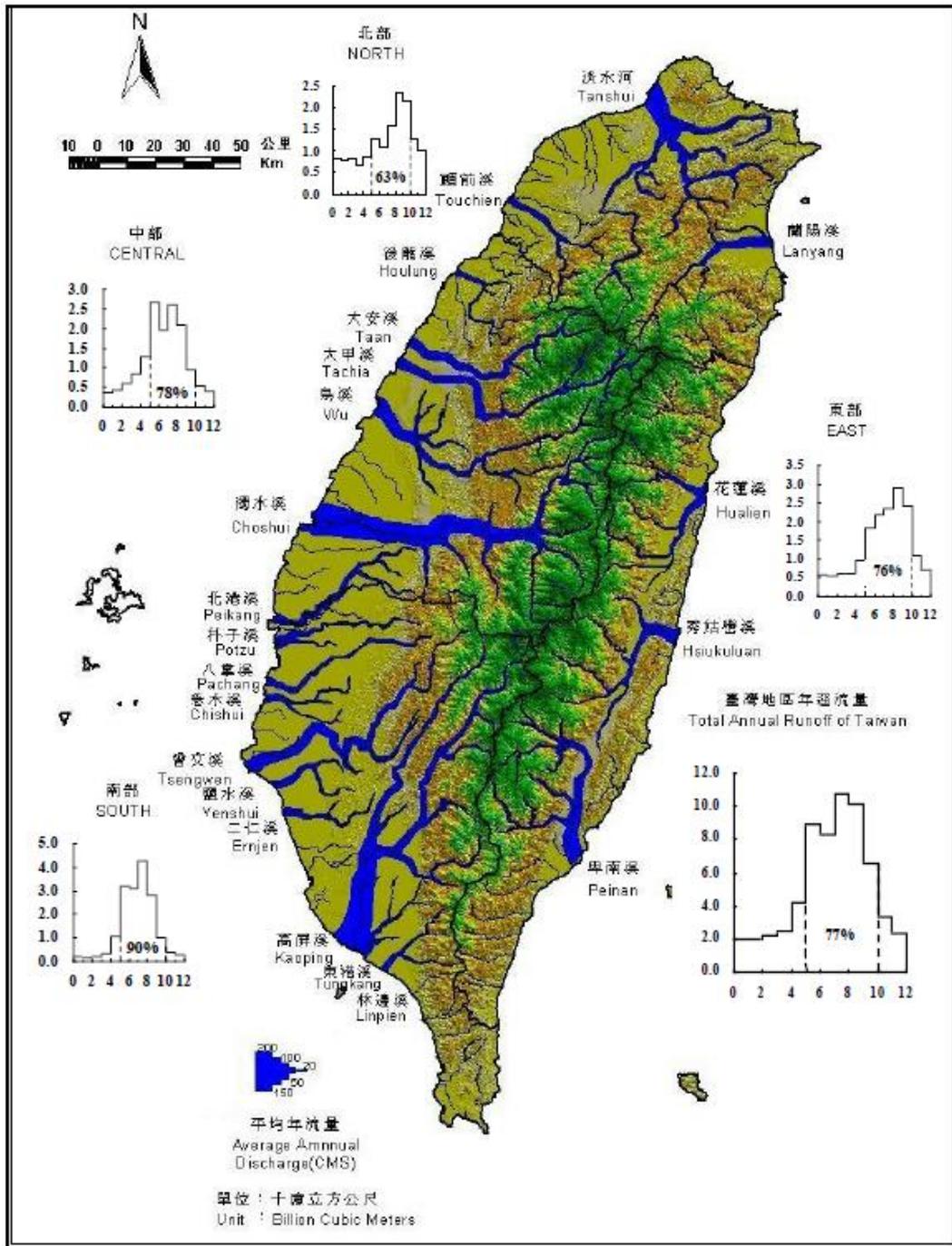


圖 4-6 臺灣河川逕流量分布圖(經濟部水利署，2011)

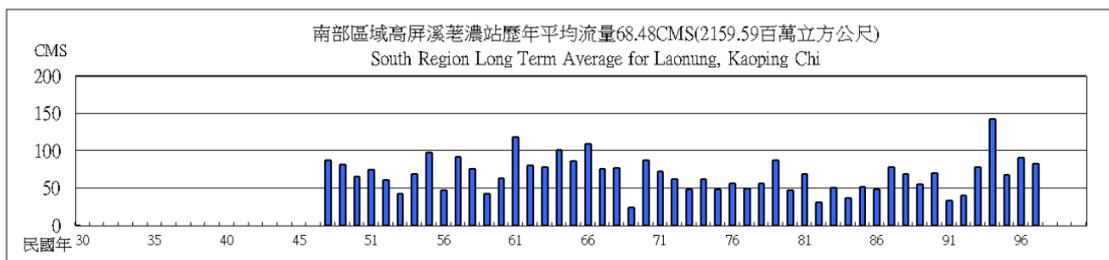


圖 4-7 荖濃站歷年平均流量圖(經濟部水利署，2011)

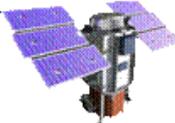
4.2 文獻與圖資蒐集

為建立堰塞湖形成的目錄，除了蒐集堰塞湖形成後的各種文獻資料、圖資與相關研究，本研究也著重於蒐集堰塞湖形成前的相關資料，目前本研究所蒐集的資料將在下列詳細描述。

4.2.1 衛星影像

本研究使用之衛星影像為瑞竣科技公司之商用線上服務平台系統影像，包含福衛二號影像、QuickBird 捷鳥影像、WorldView-2 等影像，如表 4-1 及表 4-6 所示影像範圍包含台灣全島及澎湖地區，採用 TWD97 座標系統，所有衛星影像皆經過正射處理、色彩校正處理及無色差鑲嵌處理。本研究因為需要長時序且範圍大之影像找尋堰塞湖災前災後對應的影像，故選擇下列衛星影像進行目錄建立。

表 4-1 瑞竣科技公司提供之高解析度衛星影像(瑞竣科技)

衛星	解析度	年度	範圍	更新時程	服務品質
 QuickBird 捷鳥衛星	70 公分	91~99 年	台灣 全島 70%	每半年更新	提供 1/5,000 幾何精度 JPEG (96DPI) 格式 彩色融合影像 加註版權浮水印 
 福衛二號衛星	200 公分	96 年度~ 最新	台灣 全島 澎湖 地區	每季更新	
 WorldView-2	50 公分	99 年度~ 最新	台灣 全島 80%	每半年更新	

4.2.2 數值地形模型

考慮集集地震前後對於台灣地形改變的影響，本研究共蒐集了三種不同年代製作的數值地形模型(DTM)以供後續因子建立之用。其詳細規格資料與使用誤差比較如下表 4-2 所示。

表 4-2 本研究蒐集之數值地形模型比較

DTM	農航所 40m	ASTER 30m V1	ASTER 30m V2
主管機關	行政院農業委員會委託林務局農林航空測量所測製 交由中央大學太空及遙測中心管理	NASA 與 METI 推出全球數值地形資料 (GDEM) 中研院 GIS 中心將臺灣本島及澎湖的區域拼接成單一圖幅供使用者下載	
年代	1983~1985	2000~2009	2000~2011
方法	採用解析航測法在航照立體相對上數化高程點，後來經過陸續的修測、提升精度	以衛星照片立體對產生單張 60km ² 之數位高程模型(精度約 10~25m)，第二版增加 260000 幅圖提高精度與覆蓋率	
網格	40x40 公尺	約 30x30 公尺	
單位	公尺	經緯度	
座標轉換	TWD67→TWD97	WGS84→TWD97	
轉換方式	三參數轉換、相似轉換、仿射轉換、二次多項式轉換	公式轉換(具可逆性)	
轉換誤差	誤差向量最大值約為 6.4 公尺 ^a	(E,N)=(-0.010983,0.003953) ^b 公尺	

^a 根據陳連晃等人(2008)『TWD97 座標系統的轉換設計與應用』

^b 根據史天元(2000)『橫麥卡托(TM)座標與經緯度轉換』

根據表 4-2，本研究除考慮到數值地形模型的時間性要與堰塞湖案例做搭配，也須考慮到座標系統轉換之間的誤差，所以本研究目前以農航所 40 米數值地形模型分析集集地震以前之案例；以 Aster 第一版數值地形模型分析集集地震後至莫拉克颱風前(包含莫拉克颱風)案例，Aster 第二版數值地形模型視為莫拉克颱風之後之地形進行分析。

4.2.3 地質圖

蒐集包含中央地質調查所的 1/50000 流域地質圖、1/50000 台灣全島地質圖及 1/100000 海岸山脈地質圖。以供後續計算山崩潛感所需建立之山崩相關因子圖層參考。

4.2.4 雨量與流量資料

為進行潛感分析降雨量及河川流量為必要的資料。本研究蒐集中央氣象局之歷年(2006-2012)氣候資料年報、經濟部水利署之歷年(2002-2012)水文年報(含雨量與流量部分)及水利署於 2009 年提出之莫拉克颱風暴雨量及洪流量分析報告、行政院農委會水土保持局之歷年(2006-2012)重大土石災情報告(包含有效累積雨量部分)。

4.2.5 河川資料

蒐集經濟部水利署之歷年(2002-2012)水文年報及來自經濟部水利署地理資訊倉儲中心(<http://gic.wra.gov.tw/gic/HomePage/Index.aspx>)所提供之河川、流域(shp)檔案。

4.3 山崩目錄

本研究蒐集經濟部中央地質調查所(2009)所提出之山崩潛感模型相關資料與蔡雨澄(2012)之山崩潛感模型相關資料，亦蒐集有關崩塌發生以後其崩落土石沒有堵塞河道造成堰塞湖的山崩案例作為後續羅吉斯迴歸之用。目前山崩目錄所蒐集到的案例資料來源為台灣不同流域的山崩案例，案例時間橫跨 1988 年到 2012 年，資料來源為經濟部中央地質調查所集水區地形及地質資料庫成果查詢系統所提供的 WMS 山崩目錄資料(<http://gwh.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-2/sys9/>，如同表 4-3 以及圖 4-8 所示)與行政院農委會水土保持局歷年(2006-2012)重大土石災情報告(<http://246.swcb.gov.tw/>，相關資料摘述如表 4-4 所示)；因為經濟部中央地質調查所之 WMS 山崩目錄資料只有劃出山崩範圍與其發生年代並沒有對於發生山崩之型態、雨量等文字資料與相關山崩影像只能單純於地理資訊系統內進行套疊觀察崩坍面積；故目前本研究優先於水土保持局山崩目錄中選擇適當案例進行分析。

本研究山崩目錄蒐集的資料項目包含：各類型山崩潛感圖、山崩發生時間、山崩災害事件、地點座標、觸發原因、山崩型態、山崩面積及體積、地質岩性相關資料、崩落土石堆積區相關資料及其主管機關等。

表 4-3 經濟部中央地質調查所之 WMS 山崩目錄
(集水區地形及地質資料庫成果查詢系統)

時間		流域	鳳山溪	後龍溪	中港溪	頭前溪	烏溪	高屏溪	知本溪	東港溪
			●	●	●	●	●	●	●	●
1988 年			●	●	●	●	●	●	●	●
1996 年	賀伯颱風後		●		●	●	●	●	●	●
1999 年	集集地震前		●	●	●	●	●			
	集集地震後		●	●	●	●	●			
2001 年	桃芝颱風前					●	●	●	●	
	桃芝颱風後					●	●	●	●	
2001 年	納莉颱風後		●	●	●	●				
	納莉颱風前		●	●	●	●				
2004 年	敏督利颱風前					●	●	●	●	
	敏督利颱風後					●	●	●	●	
2005 年	海棠颱風前						●	●	●	
	海棠颱風後						●	●	●	
2009 年	莫拉克颱風後						●	●		
2011 年	艾利颱風前		●	●	●	●				
	艾利颱風後		●	●	●	●				

※山崩目錄中●記號者為已擁有山崩目錄之流域

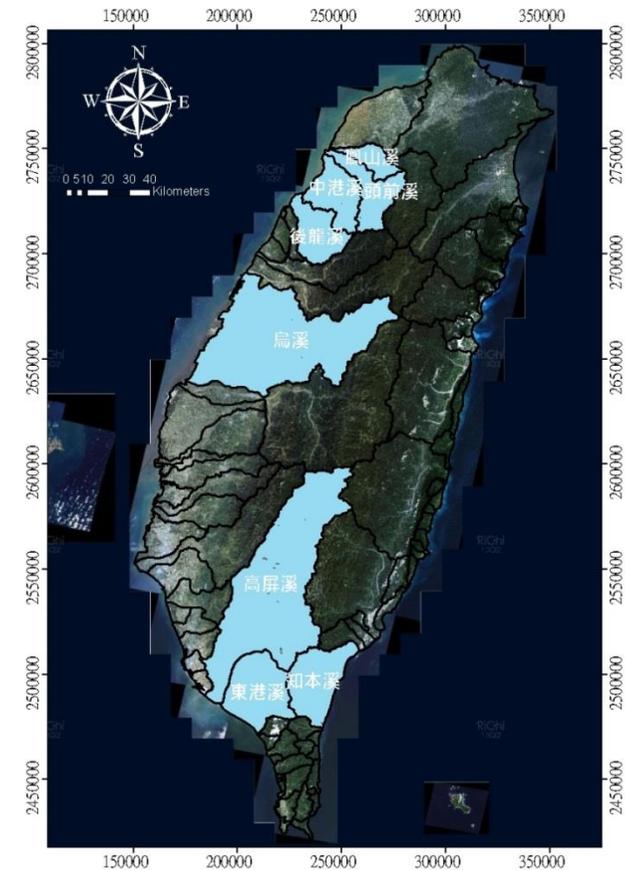


圖 4-8 WMS 山崩目錄所屬流域分布圖

表 4-4 行政院農委會水土保持局 2012 年蘇拉颱風重大土石災情報告資料簡表

時間	災害事件	地點	雨量	山崩				資料來源
				型態	面積	體積	寬度	
2012/8/3	蘇拉颱風	苗栗縣南庄鄉南富村	797.9	岩屑崩滑	36000	432000	180	101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	宜蘭縣大同鄉南山村	733.0	岩屑崩滑	16000		80	101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	宜蘭縣南澳鄉碧侯村	668.9	岩屑崩滑	20000		80	101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	宜蘭縣南澳鄉碧侯村	668.9	土石流				101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	新北市三峽區插角里	595.6	土石流		2500		101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	苗栗縣大湖鄉大寮村	570.7	岩屑崩滑	12		3	101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	花蓮縣秀林鄉和平村	717.6	土石流		70000		101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	花蓮縣秀林鄉和平村	717.6	土石流		315000		101 年重大土石災情總報告
2012/8/2	蘇拉颱風	花蓮縣秀林鄉和平村	717.6	土石流		120000		101 年重大土石災情總報告

4.4 堰塞湖目錄

本研究引用 2002-2004 年間經濟部水利署之研究計畫『堰塞湖引致災害防治對策之研究』、童煜翔(2008)及 Dong et al.(2011)之堰塞湖案例並再擴充案例數目，目前已蒐集國內外 941 個案例，堰塞湖案例依照世界各洲分布比例如圖 4-9 所示。目錄內台灣的堰塞湖案例為 68 筆，從 1862 年南投縣草嶺潭堰塞湖，到 2009 年莫拉克颱風重創台灣南部所造成許多的堰塞湖與莫拉克颱風之後的案例皆有記錄。

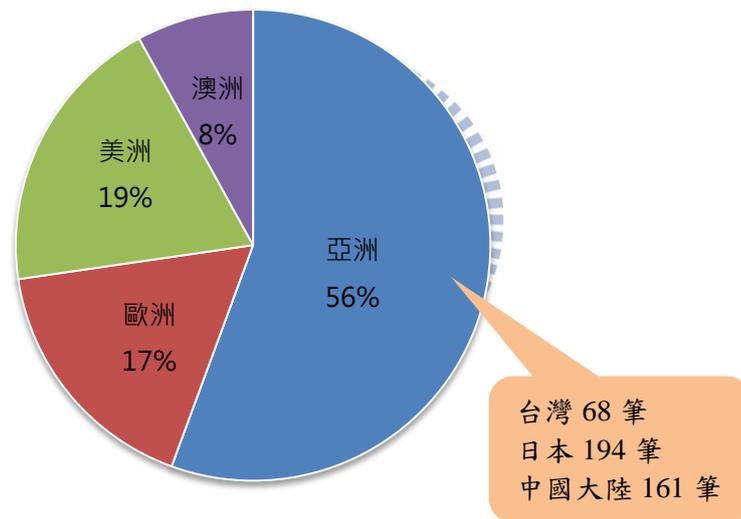


圖 4-9 本研究堰塞湖目錄案例世界各洲分布比例圖

堰塞湖目錄蒐集的資料項目包含：堰塞湖形成時間、堰塞湖災害事件、地點座標、觸發原因、流域相關資料、河道相關資料、地質岩性相關資料、山崩相關資料、堰塞湖壩體相關資料、堰塞湖壽命、堰塞湖相關研究計畫內容及其主管機關等。本研究將在堰塞湖目錄(如圖 4-10 所示)中選取適當的台灣堰塞湖案例以進行後續研究。

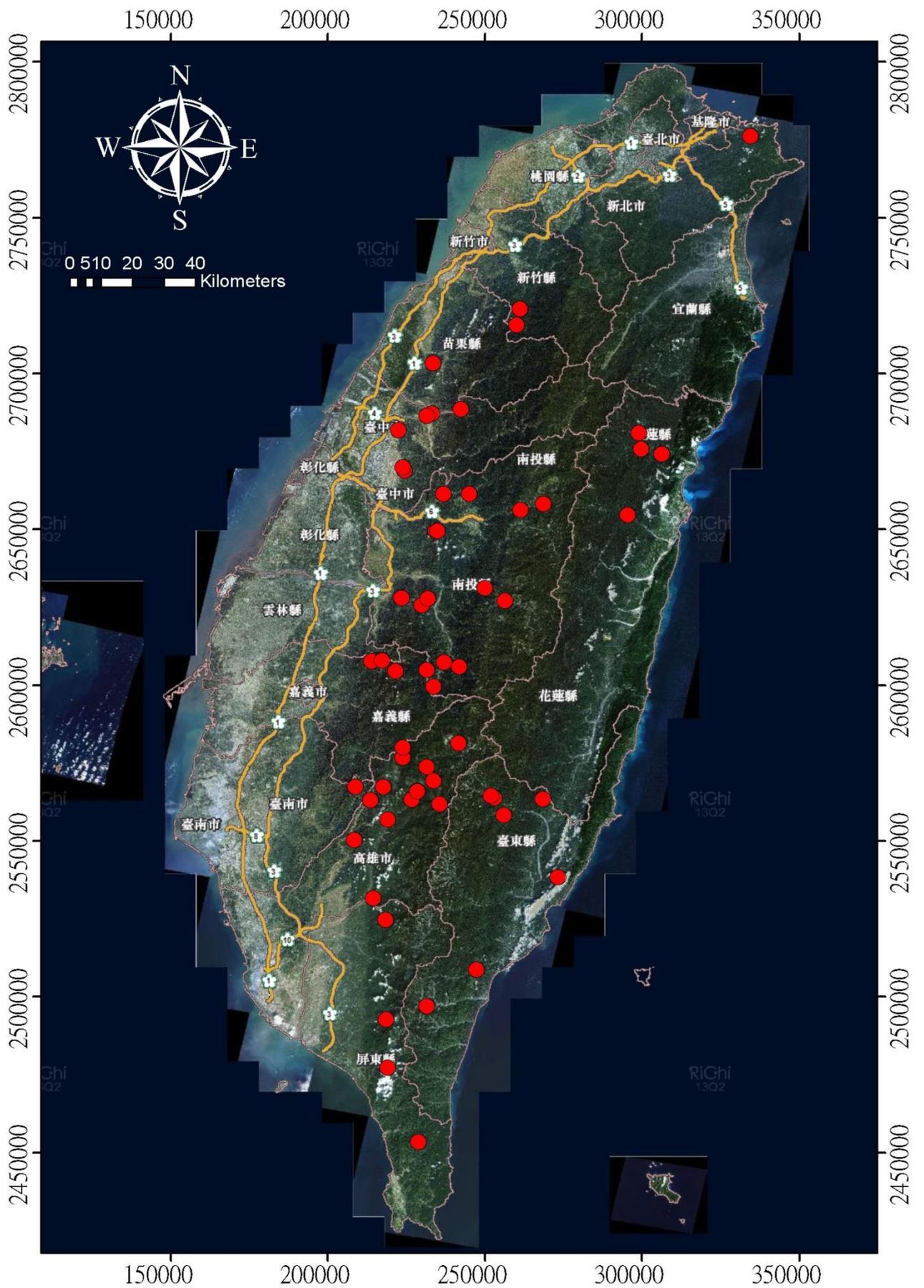


圖 4-10 台灣堰塞湖堰塞湖案例分布圖(1862年~2013年, 68筆)

4.5 潛感分析因子建立

根據章節 2.2.3 許多學者所提出堰塞湖的形成條件，本研究將山崩發生以後崩落土石是否形成堰塞湖的影響因子分為三大類：山崩因子、運移因子及水文因子。

山崩因子為坡面發生崩塌後影響堰塞湖形成的相關山崩因素(山崩面積、山崩型態及山崩體積)，運移因子為土石到達河道或停止運動前的地形因素(路徑長度、路徑相對坡高、路徑平均坡度、路徑平均曲率及路徑平均粗糙度)，而最後抵達河床時相關的水文因子(水系級序、河道寬度、集水區面積、事件流量、事件雨量、河道坡度及入流流向)與崩落土石之間的相互作用將是決定最後堰塞湖是否形成的重要關鍵。山崩後堰塞湖形成相關因子及其因子來源資料整理如表 4-5 所示。

其中，山崩因子(山崩面積、山崩型態及山崩體積)為根據現有所蒐集之資料得到，運移因子(路徑長度、路徑相對坡高、路徑平均坡度、路徑平均曲率及路徑平均粗糙度)為本研究利用不同年份之數值地形模型進入地理資訊系統運算得到，而水文因子中水系級序、集水區面積、河道坡度及入流流向亦是由數值地形模型進入地理資訊系統運算得到；河道寬度由衛星影像判釋得到，事件流量及事件雨量為根據現有資料直接引用或推估得到。

表 4-5 本研究建立之堰塞湖形成潛感分析因子

因子分類	因子名稱	因子來源	因子格式
山崩因子	山崩面積	根據文獻資料搭配影像判斷實際崩塌範圍	數字
	山崩型態	文獻資料或航照、衛星影像推估	類別
	山崩體積	文獻資料或經驗式推估	數字
運移因子	運移距離	本研究以 DTM 運算	數字
	運移相對坡高	本研究以 DTM 運算	數字
	運移坡度	本研究以 DTM 運算	數字
	運移曲率	本研究以 DTM 運算	數字
	運移粗糙度	本研究以 DTM 運算	數字
水文因子	水系級序	本研究以 DTM 運算	級別
	河道寬度	航照、衛星影像判釋	數字
	集水區面積	本研究以 DTM 運算	數字
	事件流量	流量資料或以比面積法推估	數字
	事件雨量	雨量資料	數字
	河道坡度	本研究以 DTM 運算	數字
	入流坡向	本研究以 DTM 運算	類別

以下將詳細敘述本研究對於這三大類因子的建立過程：

4.5.1 山崩因子

依照文獻資料與其相關圖資，由之前章節 4.3、4.4 所敘述的山崩與堰塞湖目錄中選定欲分析的案例，進入地理資訊系統(ESRI Arc GIS)進行因子分析。

● 山崩面積與山崩型態

案例崩塌範圍套疊正射影像、航空照片或衛星影像，其影像比例尺放大至約 1:3000~1:7500(福衛二號影像最佳解析度為 1:7500，捷鳥影像與 WorldView-2 最佳解析度可達 1:3000)，以人工檢核修正案例之崩塌範圍與山崩型態，本研究使用之相關影像如表 4-6 所示。而山崩型態分類是參考之前章節 2.1.1 所述之經濟部中央地質調查所(2002~2006)的分類，將山崩型態分為四大類：岩屑崩滑、岩體滑動、土石流及兩種以上之混合型，此分類方法將有助於之後與經濟部中央地質調查所(2009)與蔡雨澄(2012)之各類型山崩潛感做搭配運算。

表 4-6 本研究使用之相關影像(瑞峻科技)

影像類型	時間	影像範圍	解析度	備註
福衛二號	2007	台灣全島	1.98m	
	2008	台灣全島	1.98m	
	20081203~20090925	台灣全島	1.98m	
	200909	烏溪以南流域	1.98m	莫拉克災後航拍
	20091105~20100310	台灣全島	1.98m	
	20101209~20110424	台灣全島	1.98m	
	20120905~20121110	台灣全島	1.98m	
捷鳥影像 QuickBird	20020307~20080425	台灣全島	0.79m	
	20020307~20100223	台灣全島	0.66m	
	20020824~20101023	台灣全島	0.26m	
	20041022	台東市	0.79m	莫拉克災前航拍
	20090812	台東縣知本山	0.79m	莫拉克災後航拍
	20120618	高雄縣美濃區	0.26m	610 水災後航拍
WorldView-2	20100111~20101212	台灣北部與西南沿海區域	0.26m	
	20101212~20111219	台灣全島除中央山脈以外	0.26m	
	20120211~20120411	台灣北部與西南沿海區域	0.26m	

● 山崩體積

山崩與堰塞湖目錄中的山崩體積大多為現場調查記錄之相關文獻，72 筆選定欲進行迴歸分析的山崩與堰塞湖案例當中只有 35 筆案例有山崩體積的資料。為填補缺漏的山崩體積因子，本研究參考陳毅青(2012)根據台灣北部(農林航空測量隊以立體像對調查之石門水庫集水區 736 筆崩塌案例)、台灣南部(農林航空測量隊以立體像對調查之曾文水庫集水區 142 筆崩塌案例、Tsou et al.(2011)以數值地形模型比對之高屏溪流域 1 筆崩塌案例及陳毅青(2012)現地調查高屏溪流域 10 筆崩塌案例)的山崩資料(如表 4-7)，將資料中面積與體積透過穩健迴歸分析所得到的台灣北部、台灣南部的山崩體積與面積關係式，並將本研究之山崩面積因子帶入進行迴歸計算得到相對的山崩體積因子：

$$\text{北部：} V_L = 0.507 \times A_L^{1.077} (r^2 = 0.82, n = 736) \quad (4-1)$$

$$\text{南部：} V_L = 0.202 \times A_L^{1.268} (r^2 = 0.78, n = 153) \quad (4-2)$$

表 4-7 山崩體積資料(陳毅青, 2012)

	北部	南部	
	石門水庫集水區	曾文水庫集水區	高屏溪流域
調查時間	1976	1980	2010
數量	736	142	11
面積(m ²)	1.0×10 ² ~ 2.2×10 ⁵	1.0×10 ² ~ 2.5×10 ⁵	1.3×10 ² ~ 1.1×10 ⁶
深度(m)	0.1~5.0	0.5~5.0	0.3~24.0
平均深度(m)	0.7	1.7	5.2
體積(m ³)	1.1×10 ¹ ~ 3.7×10 ⁵	8.7×10 ² ~ 9.4×10 ⁵	5.8×10 ² ~ 2.5×10 ⁷
資料來源	農林航空測量隊	農林航空測量隊	Tsou et al.(2011)和 陳毅青(2012)

4.5.2 運移因子

運移因子則是依照欲分析之案例時間選擇適當的數值地形模型 (DTM)，以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)及水文運算程式(Arc Hydro Tools)進行運算所得到，其運算步驟如下圖 4-11 所示：

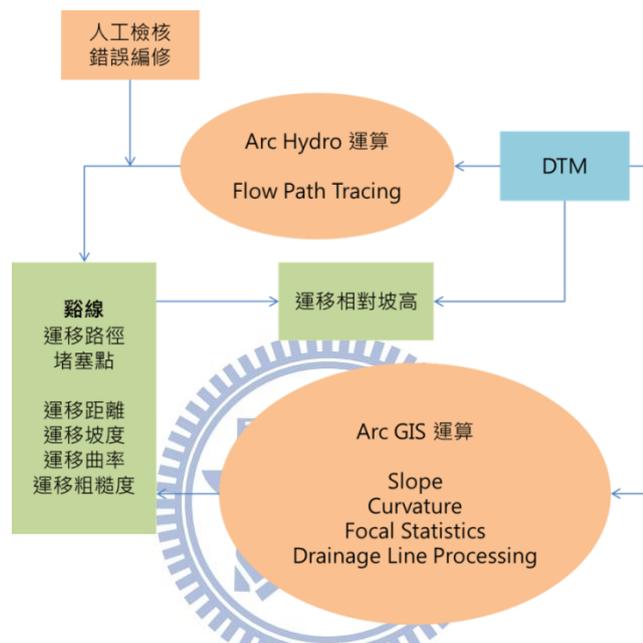


圖 4-11 運移因子運算步驟

本研究運算步驟為：先以適當數值地形模型進行帶入地理資訊系統中(ESRI Arc GIS)以水文運算模組(Arc Hydro)可得到山崩之運移路線並同時利用 ArcGIS 中 ArcToolbox 進行坡度、曲率、粗糙度與水系運算，將所得之運移路線圖層與坡度、曲率、粗糙度與水系圖層進行套疊後運算即可得到各種運移因子。其中，運移因子運算除了得到運移距離、運移相對坡高...等，也要求取崩落土石停留的最後位置：堵塞點、堵塞點相關的澗線位置，以便後續水文因子的相關計算。

依據各種運移因子產生的先後順序，將在下面對於運移因子的運算過程及其定義加以敘述(以莫拉克颱風造成的高雄縣那瑪夏鄉達卡努瓦村旗山溪上游堰塞湖為例)：

- 谿線

谿線為水系底部高程最低點之連線，在確認欲分析之案例的形成時間後，選取適當的災前數值地形模型(DTM)透過 ArcGIS 進行水文運算(ArcToolbox 中 Drainage Line Processing 功能)可得到該流域整體谿線如圖 4-12 所示。

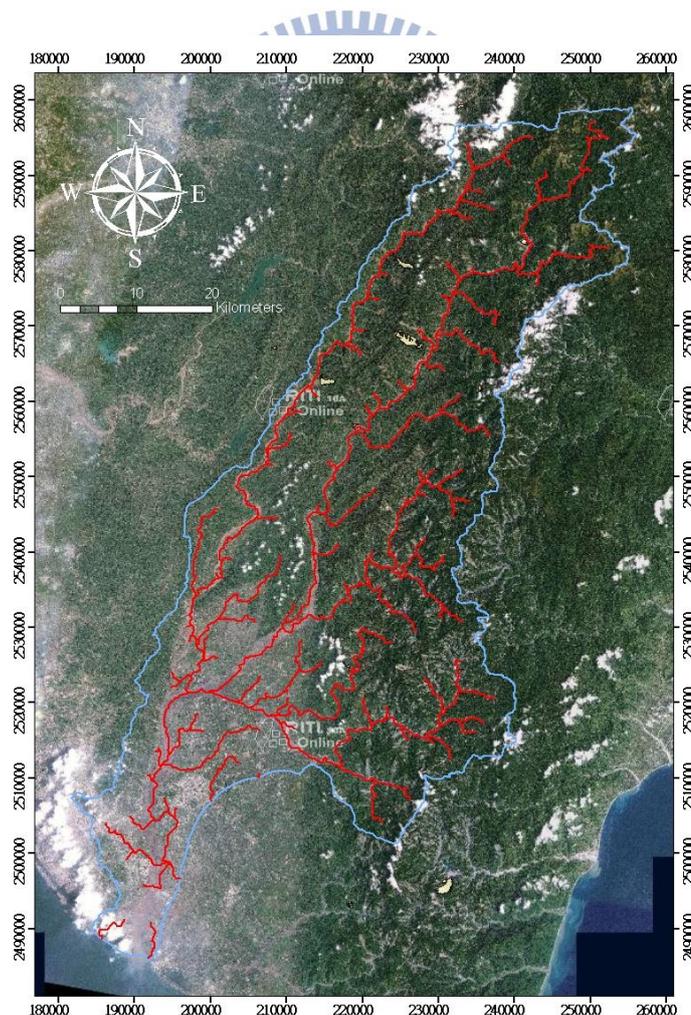


圖 4-12 高屏河流域谿線圖

● 運移路徑、運移距離及堵塞點

經由之前 4.5.1 山崩因子建立後，選取山崩範圍的中心點作為運移路線的運算起點，透過水文運算模組(Arc Hydro)的流動路線計算(Flow Path Tracing)可算出從山崩範圍中心點到最終流域出口點的整體運移路線。最後再將運移路線、澗線與相關災前災後案例影像作套疊對比，經過人工修正(確認堵塞點位置為實際堵塞點)後即可得到此山崩發生到堵塞過程中的正確運移路徑及運移路徑與澗線交會處為堵塞點，如圖 4-13 所示。

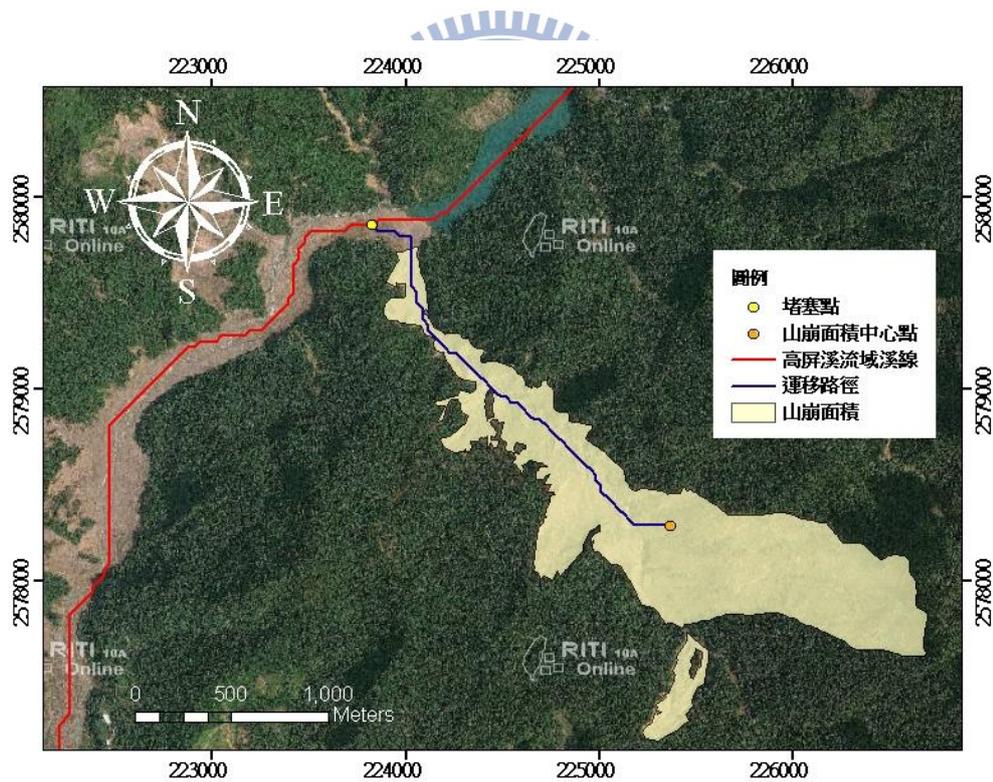


圖 4-13 運移路徑、溪線、堵塞點位置示意圖

得到正確運移路徑後，可由地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的基本運算功能，得到運移路徑的長度作為運移距離。

● 運移相對坡高

在已有正確運移路徑下，由運移路徑直接提取災前數值地形模型(DTM)的網格高程值(如圖 4-14 所示)，並找出路徑中的最大高程值與最小高程值將其相減即為運移相對坡高。

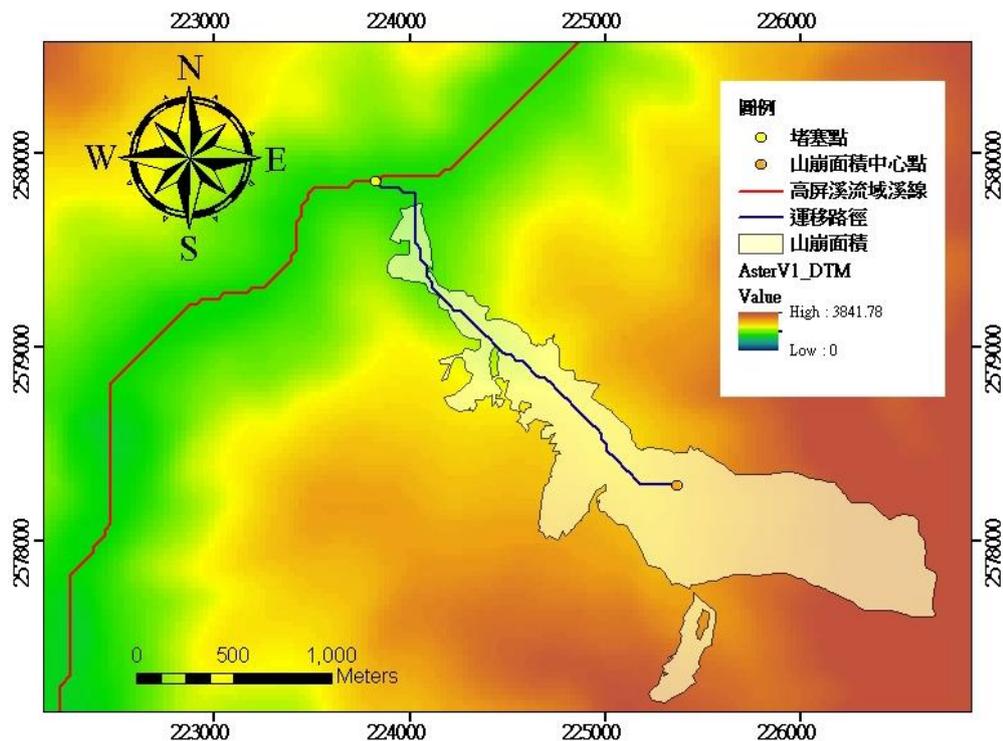


圖 4-14 運移相對坡高運算示意圖

● 運移坡度

利用案例災前的數值地形模型(DTM)，進入地理資訊系統(ESRI Arc GIS)，根據 Burrough & McDonell (1998)以 3×3 環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法(如圖 4-15)，進行坡度(Slope)的運算則可得到整體流域的網格坡度圖。並且一樣由運移路徑提取相對應的網格坡度值，再計算出運移路徑的坡度平均值作為運移坡度。

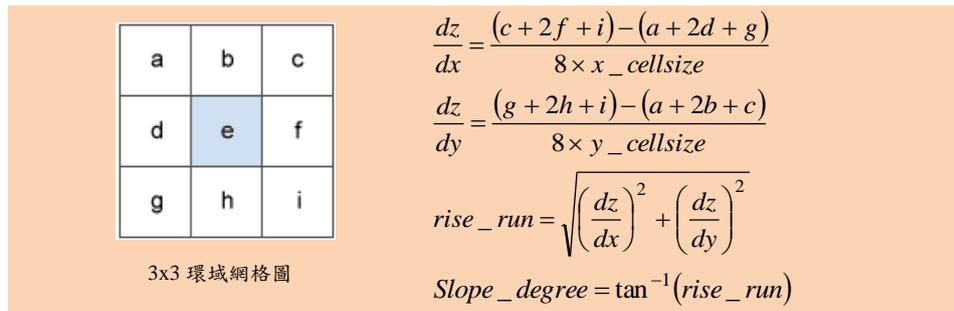


圖 4-15 以 3×3 環域網格進行坡度運算示意圖
(修改自 Arc GIS Resources)

● 運移曲率

根據 Zevenbergen & Thorne (1987)以及 Moore et al.(1991)對於數值地形模型(DTM)運算的研究，本研究的曲率(Curvature)運算是利用災前數值地形模型(DTM)以 3×3 環域網格逐一計算出代表每個網格高程值的四階多項式地形面後(如圖 4-16)，以每個網格的二階導數作為該網格的曲率，此曲率的物理意義就如同地形的二次微分(只取二次微分後之二階導數為曲率運算)。

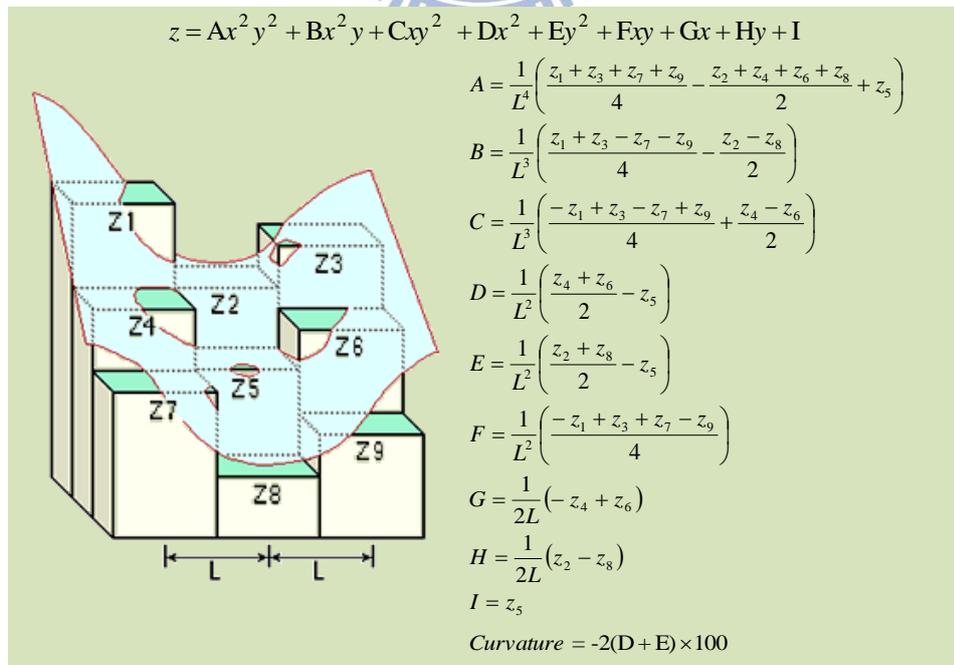


圖 4-16 以 3×3 環域網格進行曲率運算示意圖
(修改自 Arc GIS Resources)

最後，計算出欲分析案例所在流域之曲率圖後，將其運移路徑套疊提取曲率圖當中的網格曲率值，計算其平均值視為運移曲率。

● 運移粗糙度

為了有更貼切描述運移過程中地形起伏的變化程度的因子，本研究參考 Wilson & Gallant (2000)所提出的方法：利用圓形環域網格內之網格高程值標準差作為區域內的高程變化程度。選取3×3圓形環域網格以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的焦點統計(Focal Statistic)功能計算(如圖 4-17)其選定的案例災前數值地形模型(DTM)之標準差視為該案例流域之地形粗糙度(Terrain Roughness)。

並且將案例之運移路徑套疊提取路徑所經之地形粗糙度值，將案例路徑全部之地形粗糙度作平均值視為其案例之運移粗糙度。

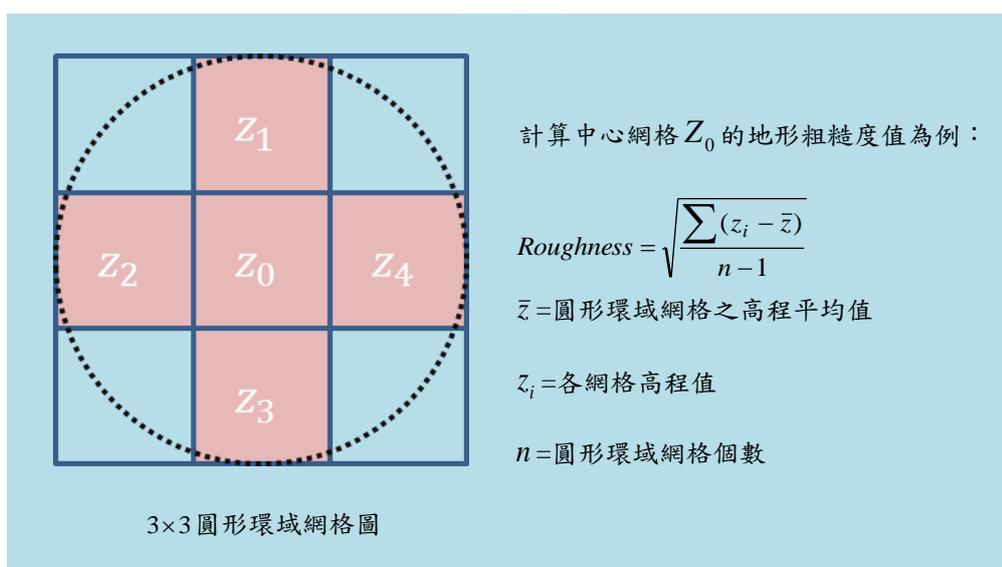


圖 4-17 以 3×3 圓形環域網格進行地形粗糙度運算示意圖

(修改自 Arc GIS Resources)

4.5.3 水文因子

在完成上述章節 4.5.1、4.5.2 的因子計算後，根據運移因子計算過程中所得到的堵塞點與澗線作水文因子分析的基礎，可得到崩落土石最終停留的堆積處其相關水文條件對於山崩後堰塞湖形成與否的影響因子。水文因子之詳細建立過程，將在下方以莫拉克颱風造成的高雄縣那瑪夏鄉達卡努瓦村旗山溪上游堰塞湖為例進行說明：

● 水系級序

透過地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的河流級序(Stream Order)運算，利用流域流向圖(Flow Direction)與澗線圖層可自動將澗線進行水系分級，其水系分級成果如圖 4-18 所示。

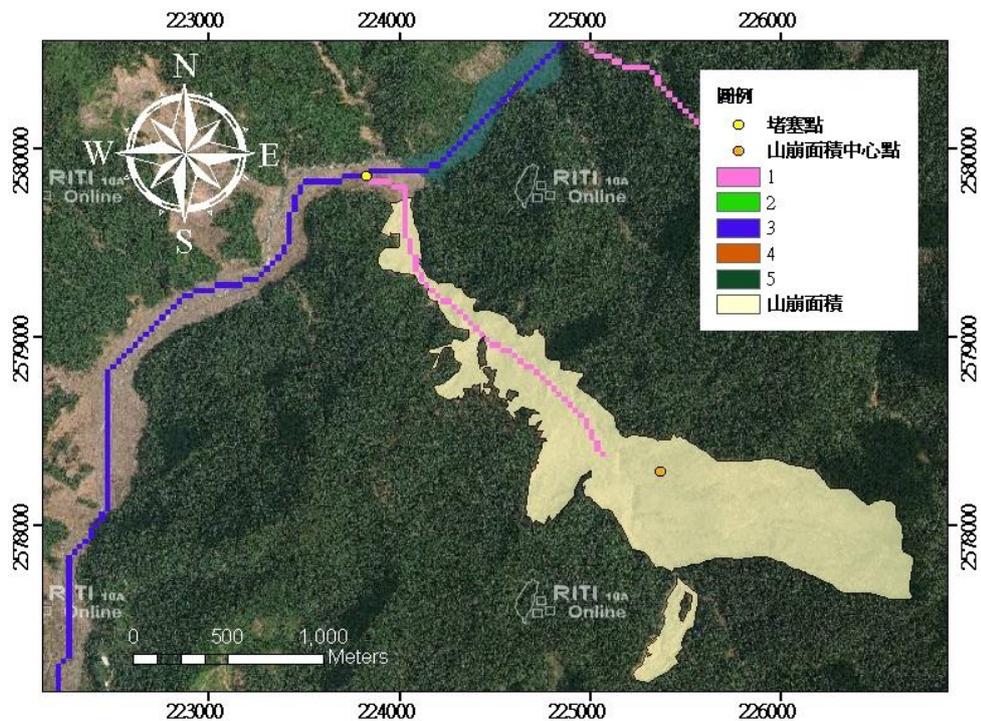


圖 4-18 水系級序分級示意圖

本研究所使用的水系分級方法為 Strahler (1957)所提出的方法，如圖 4-19 所示，將所有沒有支流之河流都分為第一級，若有相同級別之河流匯流時會提高一個級別。得到整體流域之水系級序圖後，以堵塞點位置提取該處溪線之水系級序作為因子。

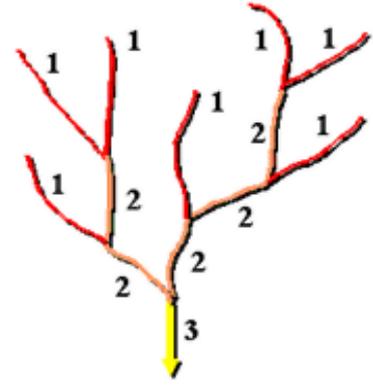


圖 4-19 Strahler 水系分級示意圖
(Arc GIS Resources)

● 河道寬度

本研究利用不同年份之衛星影像(同表 4-6)與蒐集到之相關圖資，選取案例災前最清晰之影像進行河道寬度判釋。因影像解析度關係，本研究以植生邊界為河道寬度邊界，繪製一條從一岸之植生邊界跨越河道至對岸植生邊界之河寬線(如圖 4-20)，再以河寬線長度為該案例之河道寬度。

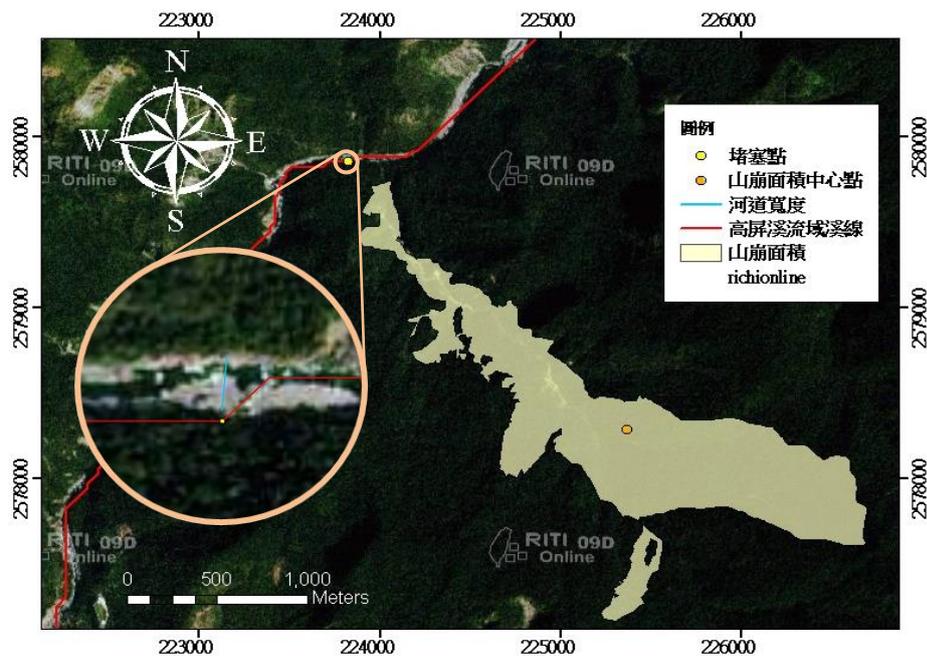


圖 4-20 河道寬度判釋示意圖

● 集水區面積

以數值地形模型(DTM)與地形流向圖可透過堵塞點位置，進行上游集水區面積運算，本研究以選定欲分析之災前數值地形模型(DTM)與之前所建立之各案例堵塞點，由地理資訊系統(ESRI Arc GIS)進行堵塞點上游集水區運算，最後進行人工修正(將面積過小之集水區加以整合)，將每個山崩與堰塞湖案例堵塞點之上游集水區面積作為分析因子。

● 事件流量

根據不同時空的山崩與堰塞湖分析案例，本研究透過經濟部水利署水文年報網路查詢系統(<http://gweb.wra.gov.tw/wrhygis/>)找尋災害發生當時下游流量站資料，再以比面積法推估堵塞點之事件流量。

● 事件雨量

本研究所蒐集之山崩與堰塞湖分析案例，近五年來之案例皆有災害發生當時之雨量紀錄，但為填補年代久遠之案例事件雨量，本研究蒐集中央氣象局之雨量資料與經濟部水利署之水文年報後，找尋案例鄰近雨量站以徐昇氏法進行迴歸運算得到該案例之事件雨量。

● 河道坡度

若山崩與堰塞湖分析案例最後堆積區為河道上，其河道的地形因素也會影響是否形成堰塞湖，故本研究選擇河道坡度為水文因子。

先是利用之前 4.5.2 運移因子運算所得到之澗線提取該流域之坡度值(為整體澗線之坡度，圖 4-21 中紅色十字)，並且透過地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的焦點統計(Focal Statistic)計算出案例堵塞點方圓半徑 500 公尺內(只取圖 4-21 中被方圓所包圍紅色十字坡度值作平均)澗線提取之坡度值取平均值作為該案例之河道坡度因子。

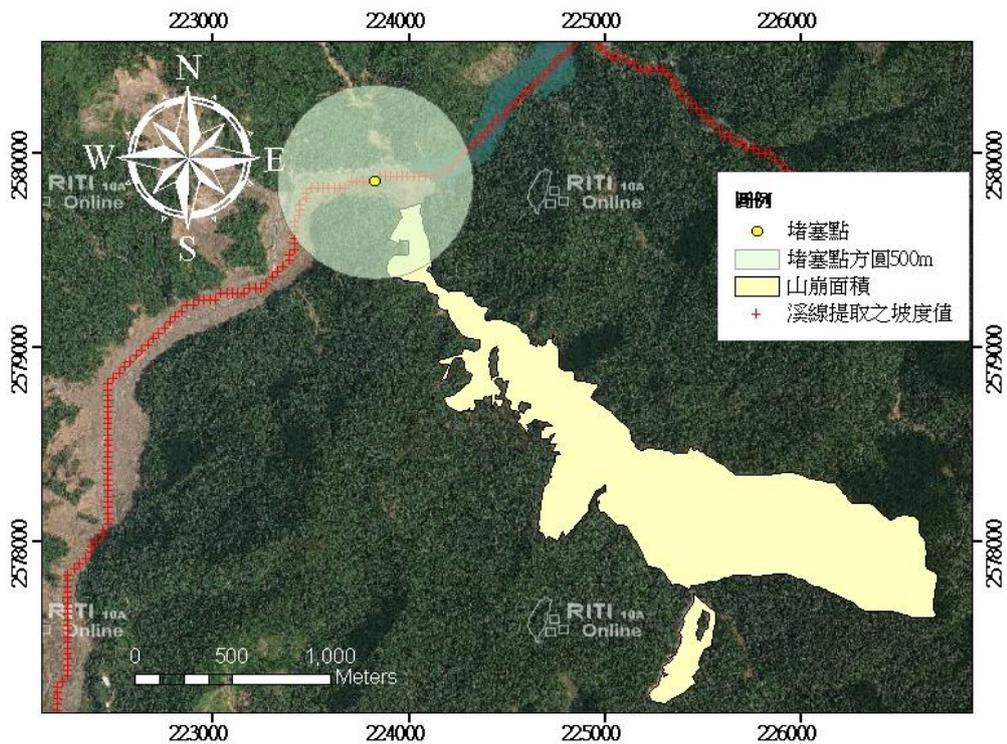


圖 4-21 以堵塞點方圓 500m 提取河道坡度示意圖

● 入流坡向

本研究的入流坡向定義為崩落土石滑落時方向與溪線之河流方向的相對夾角。根據 Jenson & Domingue (1988)所提出的數值地形模型(DTM)之網格八方流向(eight-direction)的精神(如圖 4-22 將包圍中心網格之 8 個網格以 8 個不同數字代表)。本研究將堵塞點視為中心網格，

以中心網格(堵塞點網格)之河流方向向量為基準，量測崩落土石之運移路徑(如圖 4-23 紅色箭頭)流至中心網格前之流向向量，定義兩向量之夾角視為入流坡向，共有八種定義如圖 4-23 所示。

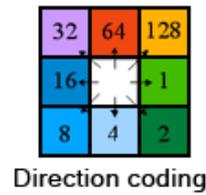


圖 4-22 八方流向代表碼示意圖(Arc GIS Resources)

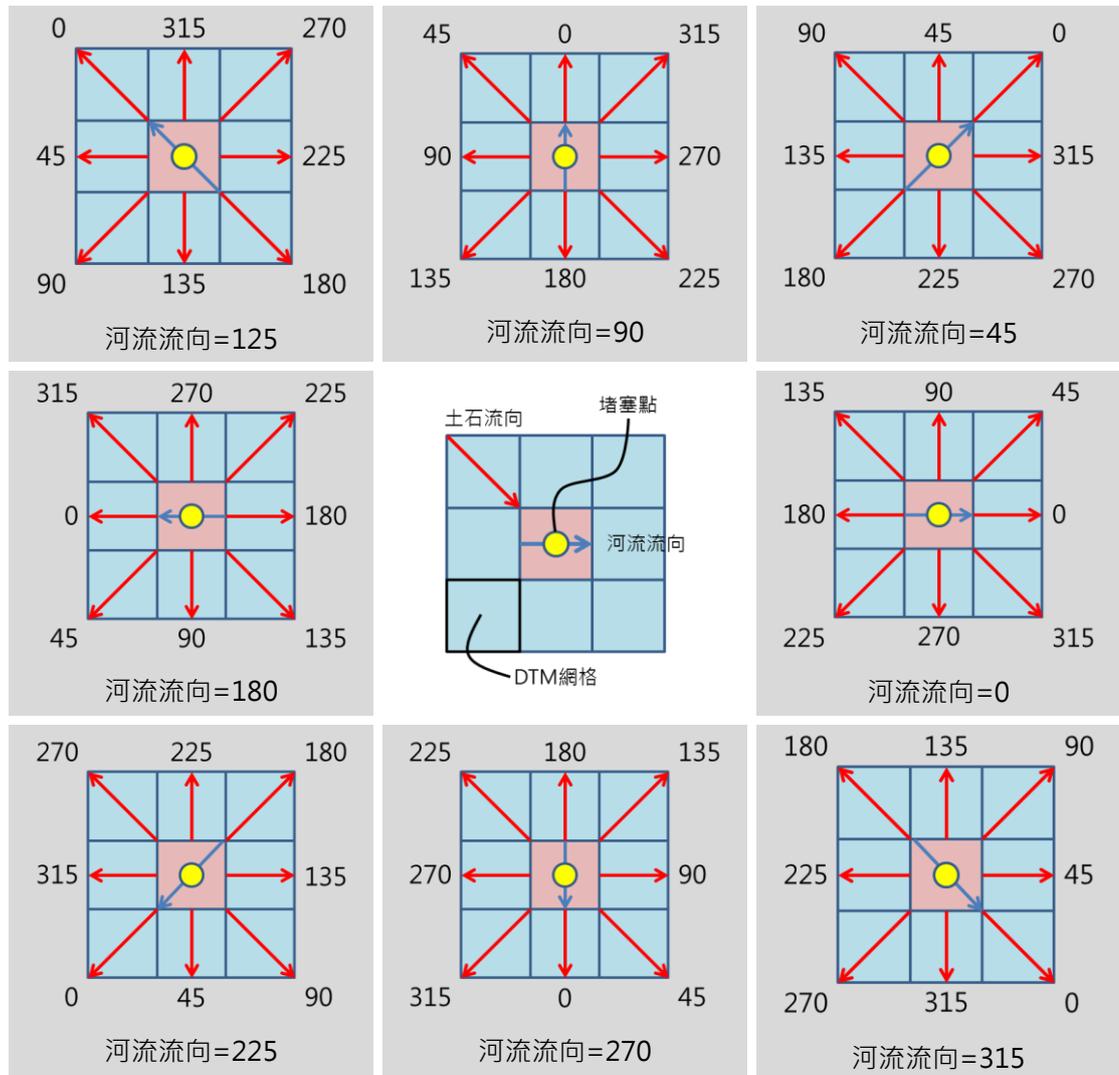


圖 4-23 八種入流坡向示意圖

第五章 堰塞湖形成潛感分析

本研究根據山崩與堰塞湖目錄(章節 4.3 與 4.4)內容完整度選取 36 個山崩後堰塞湖形成案例(31 筆為訓練資料、5 筆為預測資料)以及依照山崩後堰塞湖形成案例所在之流域與時間的關係挑選可與之搭配之 36 個山崩後堰塞湖未形成案例(31 筆為訓練資料、5 筆為預測資料)進行後續分析回歸所需之因子建立，建立與山崩後堰塞湖形成相關之山崩因子、運移因子及水文因子(如章節 4.5 所述)後，以客觀條件及主觀條件(如章節 3.4 所述)選擇適當因子進入羅吉斯迴歸分析。

潛感分析因子選取後即可建立羅吉斯迴歸模型進行回歸分析，回歸可得到三種山崩型態(土石流、岩屑崩滑與岩體滑動)之山崩後堰塞湖形成潛感模式，再搭配對應之山崩潛感模式即可得到土石流、岩屑崩滑與岩體滑動三種型態之堰塞湖形成潛感模式。

而若以山崩後堰塞湖形成潛感搭配堰塞湖形成潛感分析單元與山崩潛感(如章節 3.6.3 所述)則可繪製堰塞湖形成潛勢圖。

由於本研究所引用之資料較少有關於順向坡崩滑潛感相關資料，故在此先不進行關於順向坡堰塞湖形成潛感分析。

5.1 山崩後堰塞湖形成潛感分析的案例選取

根據本研究所蒐集之堰塞湖目錄，台灣地區(1862~2013)共有 68 筆堰塞湖案例，排除掉地震觸發所形成之堰塞湖，以及依照文獻與其相

關圖資狀況，挑選出較能在後續建立較完整因子(如章節 4.5 所述)之 31 筆堰塞湖案例進行回歸以及 5 筆堰塞湖案例進行驗證。為能與堰塞湖案例相互對應，本研究根據堰塞湖案例所在流域分佈選取同流域或鄰近流域之山崩案例(亦排除地震觸發之山崩案例)，當然也是優先考慮能在後續建立較完整因子者，根據這些條件，本研究挑選出 31 筆山崩案例進行後續回歸分析和 5 筆山崩案例進行結果驗證之用。

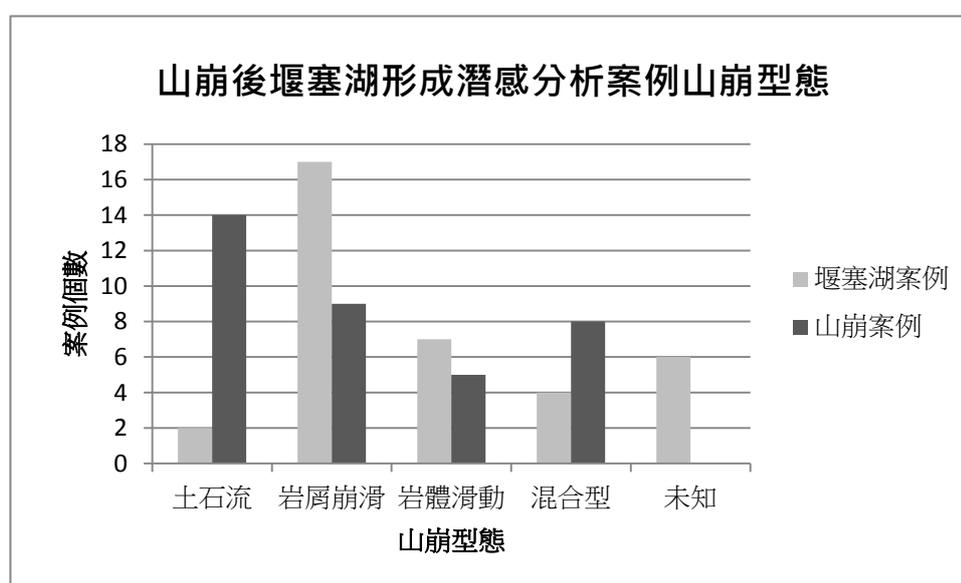


圖 5-1 山崩後堰塞湖形成潛感分析案例山崩型態

本研究所選取的全部 72 筆山崩-堰塞湖案例的山崩型態如圖 5-1 所示，堰塞湖案例以岩屑崩滑型態居多而山崩案例以土石流型態所佔之比例最高。

5.2 山崩後堰塞湖形成潛感分析因子篩選

為了挑選出重要的山崩後堰塞湖形成之潛感因子做為山崩後堰塞湖形成潛感分析之用，本研究根據客觀條件—次數分布圖與相關矩陣，以及主觀的挑選—因子類別選取，從本研究所建立之 15 種影響因子中選出 6 種因子(山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量)供後續羅吉斯迴歸分析。

5.2.1 次數分布圖

根據山崩後形成堰塞湖(Dam)與未形成堰塞湖(No Dam)兩組之因子次數分布圖，以人工方式初步選取同因子中形成堰塞湖與未形成堰塞湖兩組差異性較大之因子。因為山崩類型、水系級序及入流坡向為類別型變數，故不繪製次數分配圖，其他因子之次數分配圖與相關基本統計數據(平均值、最大值、最小值、標準差與判別子)如下列表 5-1、表 5-2、表 5-3、表 5-4、表 5-5、表 5-6、表 5-7、表 5-8、表 5-9、表 5-10、表 5-11 及表 5-12：

表 5-1 山崩面積因子統計圖表

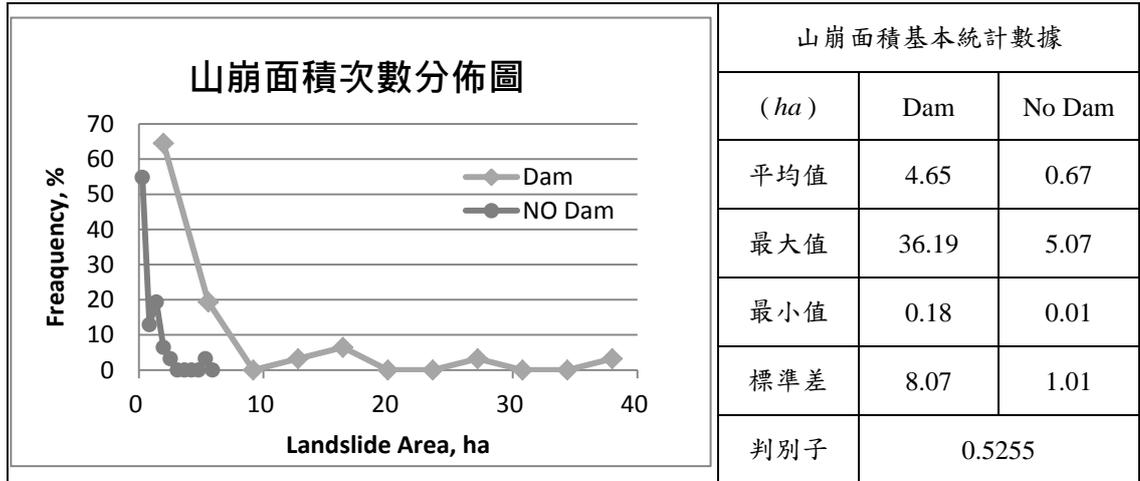


表 5-2 山崩體積因子統計圖表

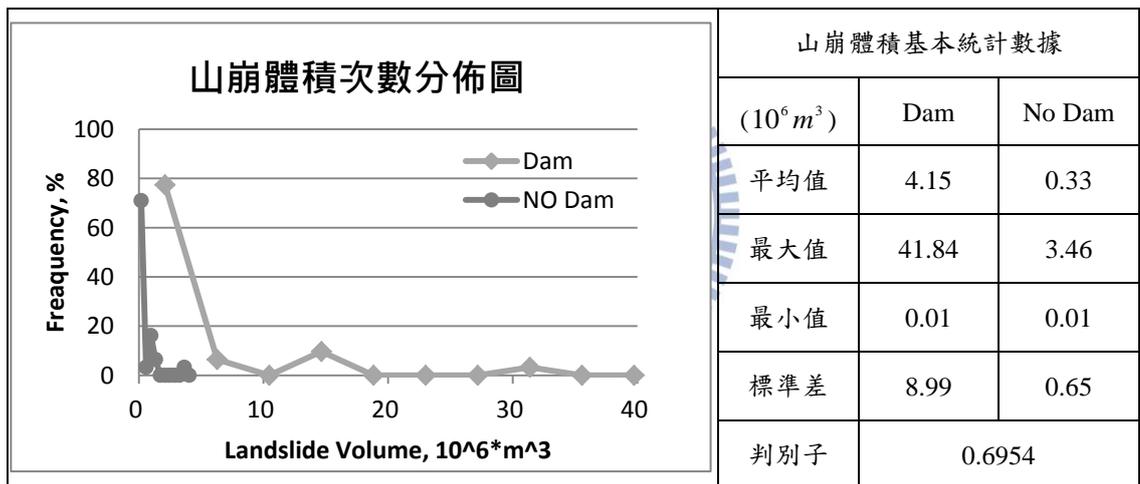


表 5-3 路徑長度因子統計圖表

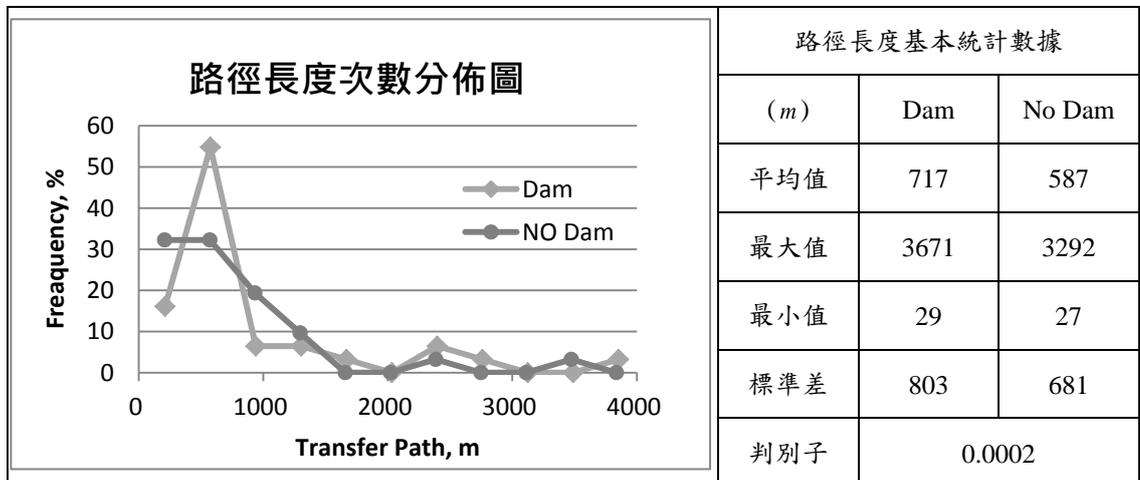


表 5-4 路徑相對坡高因子統計圖表

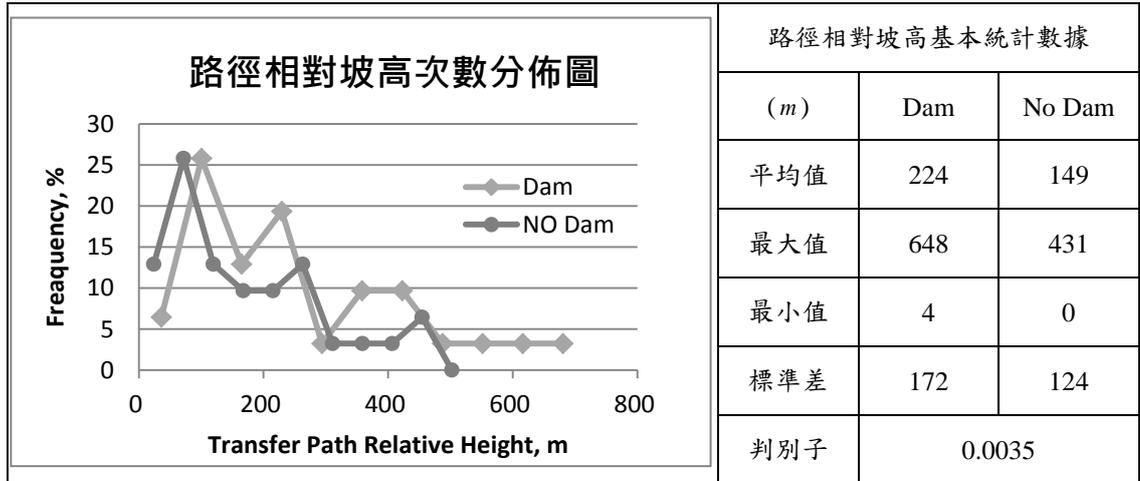


表 5-5 路徑平均坡度因子統計圖表

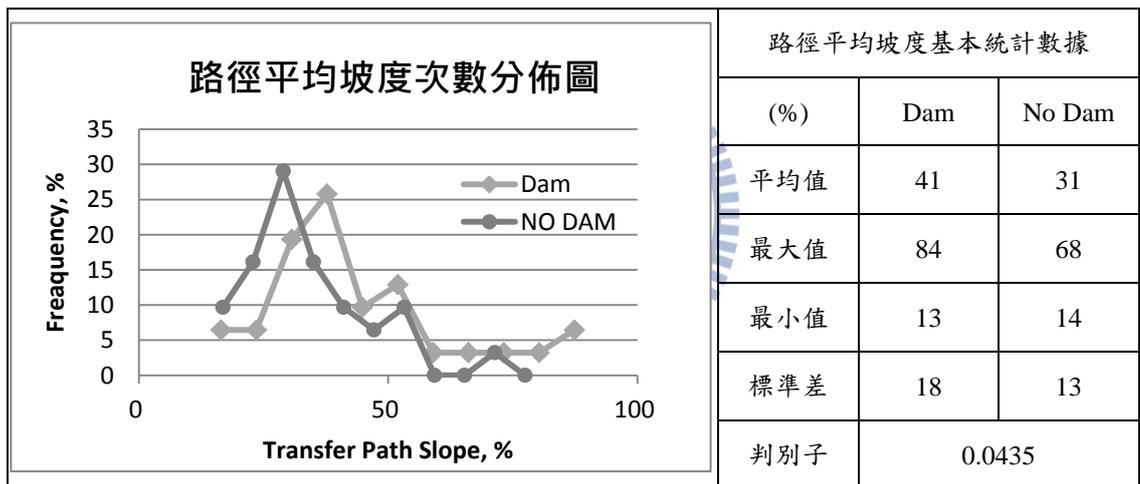


表 5-6 路徑平均曲率因子統計圖表

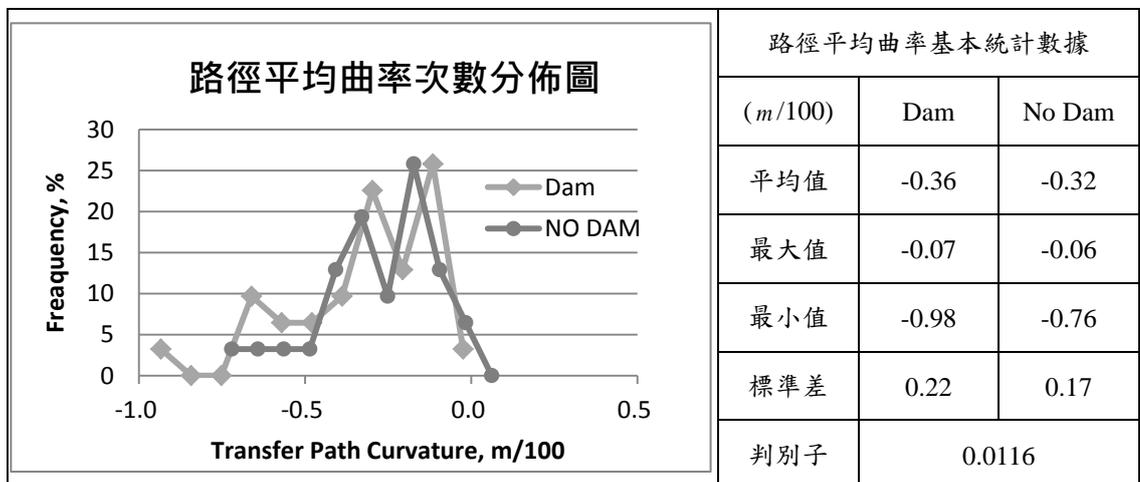


表 5-7 路徑平均粗糙度因子統計圖表

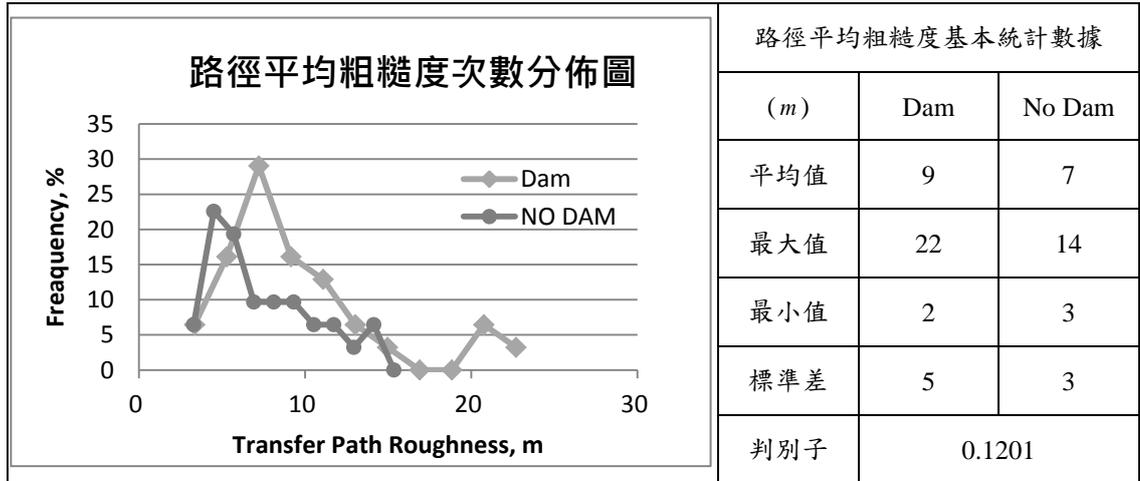


表 5-8 河道寬度因子統計圖表

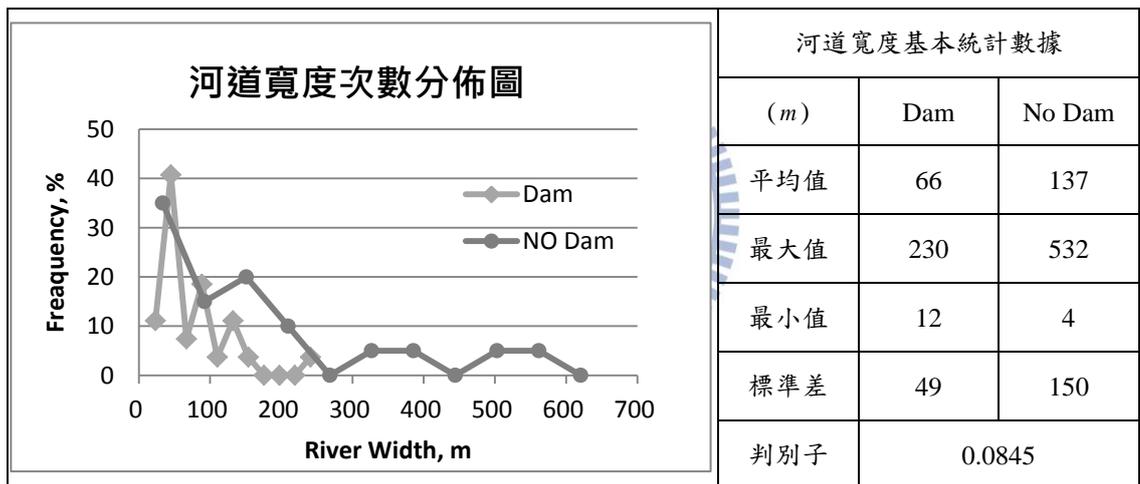


表 5-9 集水區面積因子統計圖表

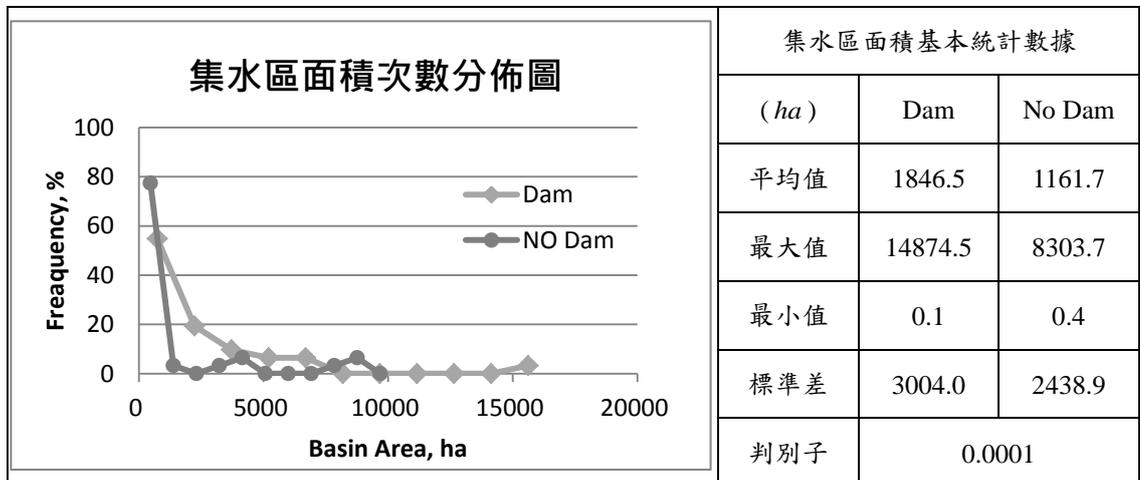


表 5-10 事件流量因子統計圖表

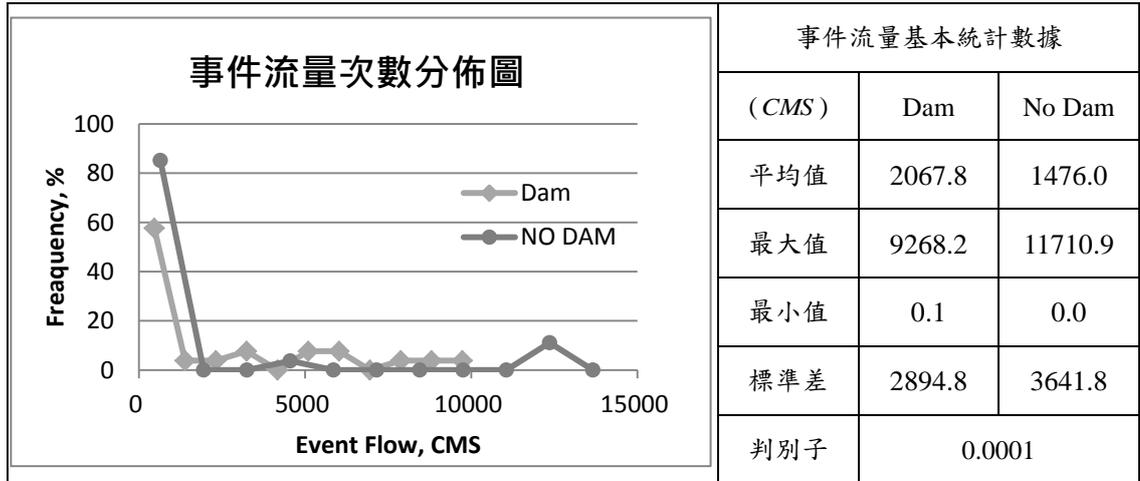


表 5-11 事件雨量因子統計圖表

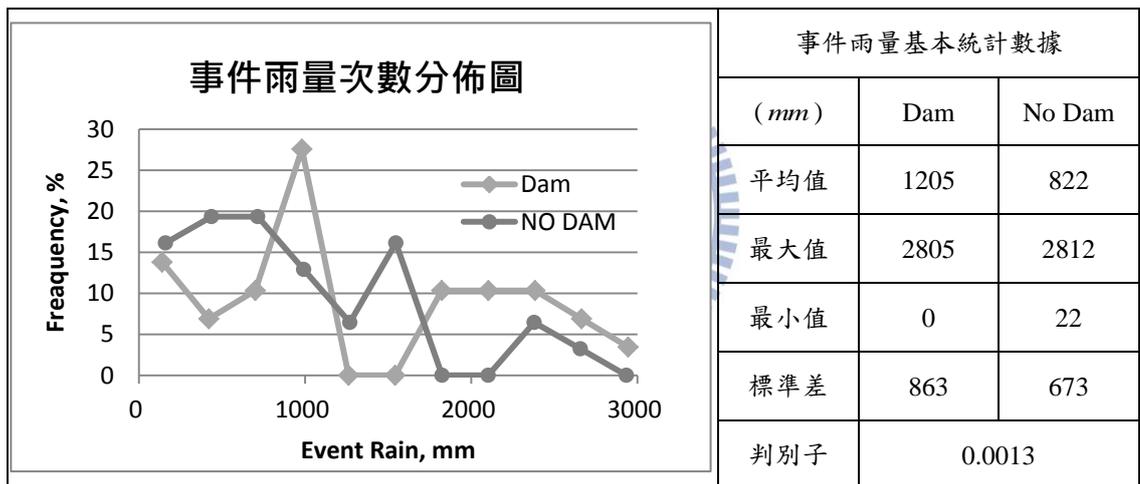
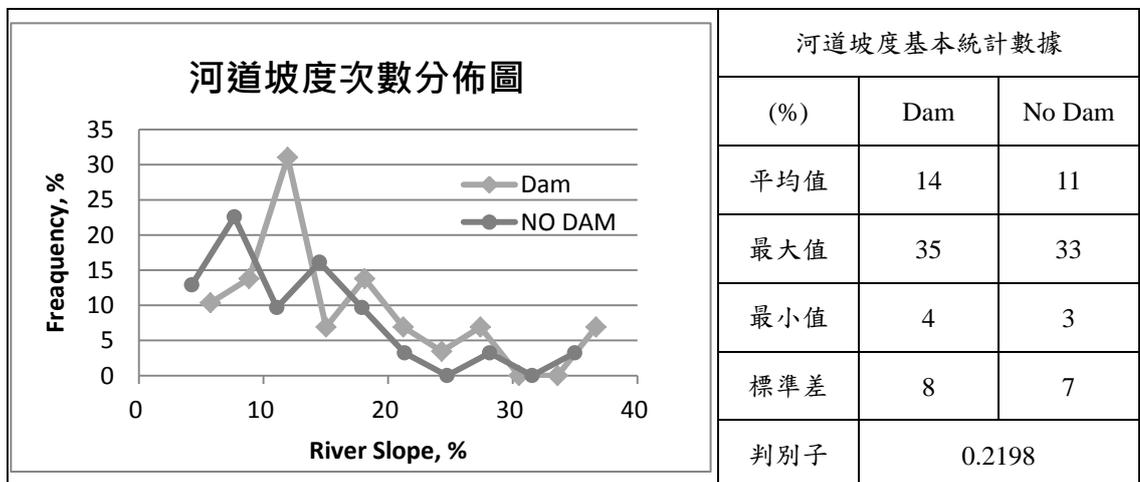


表 5-12 河道坡度因子統計圖表



次數分布圖除可觀察兩組因子之間分布的差異，亦可由分布曲線挑選有利於羅吉斯迴歸之因子，回歸因子如果呈現常態分布將會提高求解之穩定性(如章節 3.3.2 所述)。本研究依照次數分布圖與判別子(選定判別子 >0.05 者)可初步挑選出：山崩面積、山崩體積、路徑平均粗糙度、河道寬度、及河道坡度因子在形成堰塞湖(Dam)與未形成堰塞湖(No Dam)兩組之間因子分布差異較大；而路徑平均坡度、路徑平均曲率及路徑平均粗糙度之分布較接近常態分佈曲線。

5.2.2 相關係數

本研究透過 SPSS 計算各因子(排除類別型因子：山崩型態、水系級序及入流坡向)之相關係數，如表 5-13 所示，因子之間相關係數代表因子之間互相影響的係數，故在挑選因子時若遇到兩因子相關係數過高可考慮挑選其中之一較有代表性之因子進行回歸分析即可。例如，表 5-13 中山崩面積與山崩體積相關係數高達 0.99 可能是因為本研究之山崩體積是採用山崩面積與體積迴歸公式得到，故在選取因子時可選取山崩面積以代表山崩體積。

所以在章節 5.2.1 中初步挑選的山崩面積、山崩體積、路徑平均坡度、路徑平均曲率、路徑平均粗糙度、河道寬度及河道坡度，將相關係數大於 0.5 的兩因子之間選擇較具代表性的因子，則剩下：山崩面積、路徑平均坡度、路徑平均曲率、河道寬度及河道坡度。

5.2.3 類別選取

次數分布圖及相關係數都是較為客觀的選取條件，而本研究根據因子類別進行主觀的因子選取(根據 4.5 所述，山崩後堰塞湖形成的影響因子分為三大類：山崩因子、運移因子及水文因子)，預計將在每一類別裡面至少選取 1 個因子進行後續迴歸之用，並且調整各類別選取之因子個數一致以避免特別偏重某類別導致迴歸結果偏離。

根據表表 4-5 及章節 5.2.2，山崩面積、路徑平均坡度、路徑平均曲率、河道寬度及河道坡度因子中，屬於山崩因子類別的只有山崩面積被選取，本研究在此增加了山崩型態進行後續回歸。

5.2.4 因子選取結果

綜合前述之因子篩選方法，本研究最後主觀剔除路徑平均曲率(與路徑平均坡度代表意義相近)與河道坡度，並以路徑長度(代表土石崩落後運移過程及與下游河道之關係)與事件流量(可代表促發堰塞湖形成之事件雨量及上游集水區大小)取代，選出具有代表性之迴歸因子：山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量。

其中，山崩型態為搭配不同山崩潛感故予以選取，山崩面積、路徑長度與河道寬度則是代表重要幾何關係，路徑平均坡度及事件流量則是在該類別因子中極具代表性。

表 5-13 山崩後堰塞湖形成潛感因子相關係數表(綠色為山崩類別因子，橘色為運移類別因子，藍色為水文類別因子)

	山崩面積	山崩體積	路徑長度	路徑相對坡高	路徑平均坡度	路徑平均曲率	路徑平均粗糙度	河道寬度	集水區面積	事件流量	事件雨量	河道坡度
山崩面積	1.00	0.99	0.75	0.71	-0.12	-0.19	-0.17	0.11	0.15	0.23	0.25	-0.04
山崩體積		1.00	0.73	0.67	-0.15	-0.20	-0.18	0.01	0.15	0.22	0.22	-0.07
路徑長度			1.00	0.83	-0.25	-0.21	-0.28	0.09	0.16	0.26	0.24	-0.13
路徑相對坡高				1.00	0.18	-0.27	0.12	0.19	0.26	0.20	0.17	-0.01
路徑平均坡度					1.00	-0.24	0.93	-0.10	0.14	-0.16	-0.07	0.39
路徑平均曲率						1.00	-0.34	0.07	-0.09	0.18	0.24	0.08
路徑平均粗糙度							1.00	0.08	0.14	-0.24	-0.29	0.27
河道寬度								1.00	0.32	0.37	0.09	-0.04
集水區面積									1.00	0.71	0.24	-0.01
事件流量										1.00	0.53	0.02
事件雨量											1.00	0.27
河道坡度												1.00

5.3 山崩後堰塞湖形成潛感分析(羅吉斯迴歸)

由上述客觀與主觀條件挑選出 6 個山崩後堰塞湖形成因子後即可進入 SPSS 軟體進行山崩後堰塞湖形成潛感之羅吉斯迴歸分析。本研究將 36 筆山崩後堰塞湖形成案例與 36 筆山崩後堰塞湖未形成案例根據災害時間分為莫拉克颱風以前(包含莫拉克颱風期間發生案例)與莫拉克颱風以後兩組，分別為訓練資料(31 筆)與預測資料(5 筆)進行迴歸分析與分析結果驗證。

5.3.1 分析模型建立

在 36 筆山崩後堰塞湖形成案例中，因為莫拉克颱風期間所發生之堰塞湖案例占了大多數(24 筆案例)，為求將此納入迴歸之訓練資料，並且有適當預測資料以供驗證，故將欲分析之案例分為莫拉克颱風以前(包含莫拉克颱風期間發生案例)與莫拉克颱風之後兩組。

分為兩組後，訓練資料包含 31 筆山崩後堰塞湖形成案例與 31 筆山崩後堰塞湖未形成案例，時間橫跨 2006 年~2009 年，分布於頭前溪、後龍溪、烏溪、濁水溪、曾文溪、高屏溪、東港溪、率芒溪、四重溪、花蓮溪、秀姑巒溪、卑南溪及知本溪流域。而預測資料包含 5 筆山崩後堰塞湖形成案例與 5 筆山崩後堰塞湖未形成案例，時間為莫拉颱風之後至 2012 年，分布於頭前溪、中港溪、烏溪、濁水溪、立霧溪、秀姑巒溪流域及花蓮沿海地區(如表 5-14 及圖 5-2 所示)。

表 5-14 羅吉斯迴歸模型案例資料表

訓練資料			預測資料		
所在流域	Dam 個數	No Dam 個數	所在流域	Dam 個數	No Dam 個數
頭前溪	1	1	頭前溪	1	0
後龍溪	1	1	中港溪	0	1
烏溪	3	5	烏溪	2	0
濁水溪	5	5	濁水溪	0	1
曾文溪	1	1	立霧溪	2	0
高屏溪	14	12	秀姑巒溪	0	1
東港溪	1	1	花蓮沿海	0	0
率芒溪	1	0			
四重溪	1	1			
花蓮溪	0	1			
秀姑巒溪	1	0			
卑南溪	1	0			
知本溪	1	3			
總和	31	31	總和	5	5

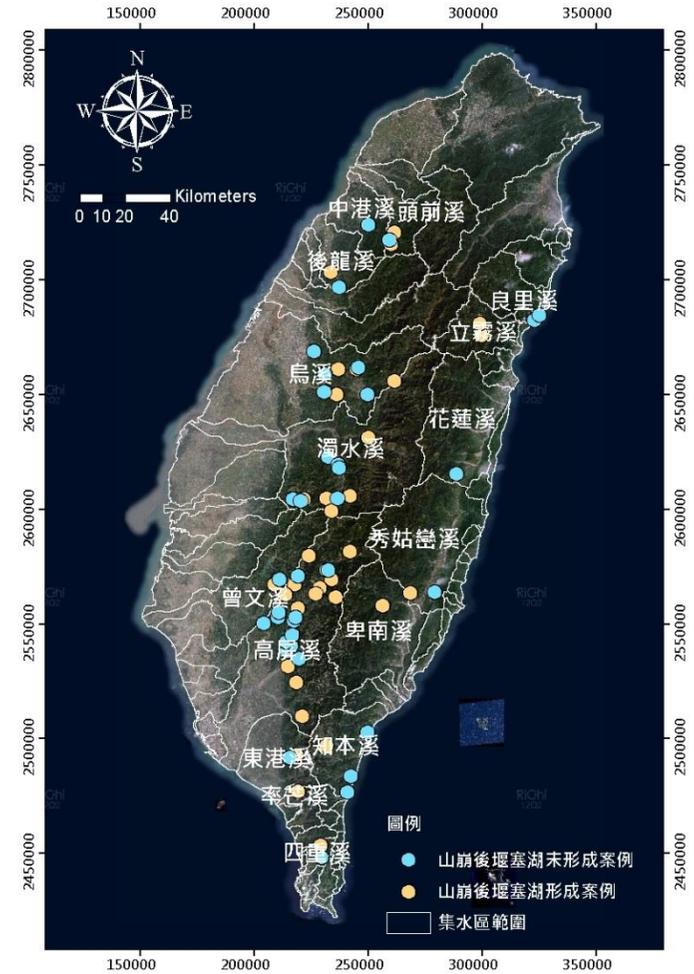


圖 5-2 羅吉斯迴歸模型案例資料流域分布

5.3.2 迴歸因子正規化

由於所選定迴歸之 6 個因子(山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量)的單位及數值大小不盡相同，為降低因子單位或數值對於迴歸分析的影響，在進入羅吉斯迴歸之前將 6 個因子進行正規化，各因子正規化單元如下表 5-15 所示。

表 5-15 迴歸因子正規化列表

因子	原單位	正規化單元
山崩型態	不須正規化	
山崩面積	ha	1ha
路徑長度	m	1000m
路徑平均坡度	%	100%
河道寬度	m	100m
事件流量	CMS	100CMS

本研究目前是將 6 個因子單位除掉後，將因子數值儘量控制在 0~10 之間，即是利用各因子資料除以表 5-15 的正規化單元，得到正規化後的各因子資料，再進行後續迴歸分析。

5.3.3 羅吉斯迴歸結果

將上述訓練資料，31 筆山崩後堰塞湖形成案例及 31 筆山崩後堰塞湖未形成案例之 6 個因子，山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量利用 SPSS 軟體進行二元羅吉斯迴歸分析。其分析結果各因子係數如下表 5-16 所示：

表 5-16 山崩後堰塞湖形成潛感因子係數表

因子	變數類型	係數
山崩型態-土石流	類別	-10.125
山崩型態-岩屑崩滑		4.445
山崩型態-岩體滑動		3.208
山崩面積	連續	3.307
路徑長度	連續	-7.686
路徑平均坡度	連續	6.195
河道寬度	連續	-1.096
事件流量	連續	0.488
常數	—	-6.339

其中山崩型態為類別型因子，除了混合型山崩型態本研究目前先不討論(因為目前沒有可搭配之混合型山崩潛感)，土石流、岩屑崩滑及

岩體滑動之係數代表該類型對於山崩後堰塞湖形成機率之影響。

根據章節 3.3.2 中式(3-26)及式(3-27)，其相應山崩後堰塞湖形成潛感的羅吉斯迴歸式應為

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki} \quad (3-33)$$

其中 P 即為山崩後堰塞湖形成潛感值， $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ 為迴歸模型的參數， $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$ 為各項山崩後堰塞湖形成潛感因子。

根據表 5-16 可將常數項與各山崩型態之係數相加得到在不同山崩型態下之堰塞湖形成潛感結果如下：

$$P_{Dam} = \frac{1}{1+e^{-\varepsilon}} \quad (5-1)$$

$$\varepsilon = C + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (5-2)$$

其中 P_{Dam} 即為山崩後堰塞湖形成潛感值，其值域在 0 與 1 之間； C 為常數(常數項與各山崩型態之係數相加之結果)，土石流、岩屑崩滑、岩體滑動的 C 值分別為 -16.464、-1.894 及 -3.313； A 為山崩面積，單位為公頃； P 為路徑長度，單位為公里； S 為路徑平均坡度，單位為 100%， B 為河道寬度，單位為 100 公尺； Q 為事件流量，單位為每秒鐘流過之 1000 立方公尺體積量。

本研究以潛感值 $P_{Dam} = 0.5$ 作為堰塞湖形成與未形成指標，將預測資料 5 筆山崩後堰塞湖形成(Dam)案例及 5 筆山崩後堰塞湖未形成(No Dam)案例帶入三種山崩型態之堰塞湖形成潛感之分析結果可得到初步

預測驗證，如表 5-17 所示，預測驗證結果總體正確率 90% (其中 5 筆山崩後堰塞湖形成案例之山崩後堰塞湖形成機率為 0.32、0.52、0.91、0.65、0.61；另 5 筆山崩後堰塞湖未形成案例之山崩後堰塞湖形成機率為 0.00、0.00、0.00、0.00、0.01)，亦將訓練資料及預測資料全部進行驗證，如表 5-18 所示，可得到 Dam 組正確率 66.7%、No Dam 組正確率 94.4% 及總體正確率 80.6%。

表 5-17 莫拉克之後預測資料誤差分類矩陣

預測資料案例驗證		預測案例數		分類結果 資料總數
		Dam	No Dam	
分類結果 資料案例數	Dam	4	0	4
	No Dam	1	5	6
預測總案例總數		5	5	10
正確率		Dam	No Dam	總體
		80.0%	100%	90.0%

表 5-18 訓練資料與預測資料誤差分類矩陣

預測資料案例驗證		預測案例數		分類結果 資料總數
		Dam	No Dam	
分類結果 資料案例數	Dam	24	2	26
	No Dam	12	34	46
預測總案例總數		36	36	72
正確率		Dam	No Dam	總體
		66.7%	94.4%	80.6%

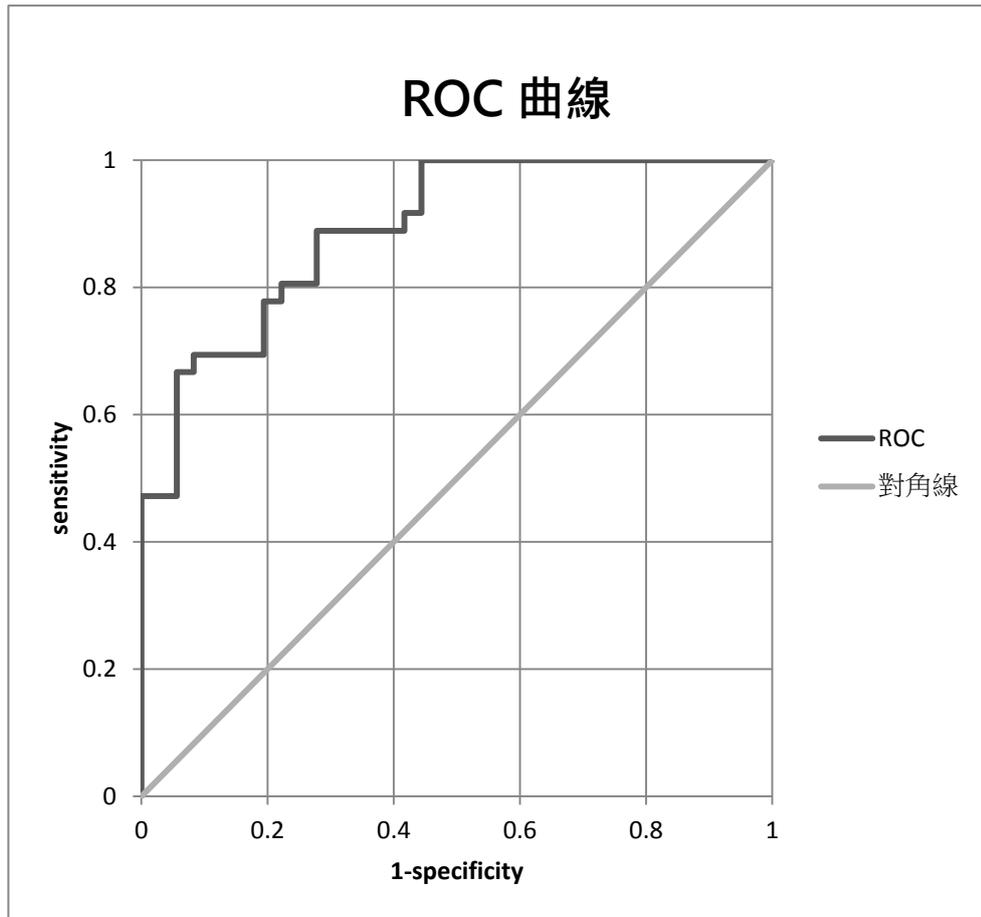


圖 5-3 訓練資料與預測資料之 ROC 曲線

本研究亦繪製 ROC 曲線進行驗證，因為預測資料量較少會使 ROC 曲線驗證不具代表性，故只將訓練資料及預測資料全部輸入 SPSS 軟體進行 ROC 曲線繪製，如上圖 5-3 所示，得到 ROC 曲線下面積 $AUC=0.893$ 。

5.3.4 羅吉斯迴歸結果討論

本研究結果所得之山崩後堰塞湖形成潛感，在山崩後堰塞湖形成資料的驗證中共有 12 個潛感值小於 0.5(如表 5-18 所示，當中訓練資料有 11 個，預測資料 1 個)，檢視此堰塞湖資料(如表 5-19 所列)，排除資料缺漏之案例及混合型山崩案例(下表 5-19 編號 1、2、3、5、6、7、8、9、10、12)，資料齊全之案例(下表 5-19 編號 4、11)，本研究之回歸結果對於小型山崩(面積小於 10 公頃)造成堰塞湖形成之預測不佳，小型山崩的運移以及最後堵塞於河道過程若以 30m 數值地形模型可能無法正確模擬，可能還需要考慮其他重要因素。例如：以精度較高之數值地形模型進行堰塞湖形成因子圖層、山崩深度、崩落土石之材料特性等。

而關於羅吉斯迴歸分析結果之各項係數，所代表的物理意義可看出，山崩面積、路徑平均坡度與事件流量對於山崩後堰塞湖形成之機率有正面的影響而路徑長度與河道寬度是負面的影響；比較值得注意的是依照本研究結果事件流量並不如之前文獻所敘述為對於天然壩形成是負面的作用，推測此結果原因為本研究事件流量的因子代表了堵塞點上游集水區面積與事件雨量的意義，當上游集水區面積越大、雨量越大，雨量造成的上游山崩與崩落土石對於天然壩形成是有正面的加成作用。

表 5-19 山崩後堰塞湖形成潛感驗證潛感值小於 0.5 之案例簡表

編號	堰塞湖地點	潛感值	山崩型態	山崩面積 (ha)	路徑長度 (km)	路徑平均坡度 (100%)	河道寬度 (100m)	事件流量 (1000CMS)
1	南投縣中寮鄉	0.28	岩體滑動	0.228	0.120	0.377	—	—
2	龍泉溪	0.47	—	1.100	0.257	0.735	—	0.002
3	八燕坑野溪	0.03	岩體滑動	0.440	0.476	0.291	—	0.003
4	南投縣國姓鄉	0.26	岩體滑動	0.534	0.210	0.370	0.36	0.004
5	長安橋	0.02	岩體滑動	0.302	0.452	0.343	0.66	—
6	大社溪	0.01	—	2.045	0.983	0.333	0.39	1.908
7	牡丹水庫上游	0.19	岩屑崩滑	0.634	0.387	0.268	0.29	—
8	沙里仙溪	0.02	—	0.968	0.385	0.448	0.87	0.234
9	高雄市桃源區勤和	0.21	混合型	0.667	0.272	0.382	1.31	8.098
10	太和村振興宮	0.16	混合型	0.996	0.058	0.299	—	0.000
11	高雄縣六龜鄉	0.29	岩屑崩滑	0.176	0.029	0.147	0.27	0.000
12	五栗坑溪上游河道	0.32	岩屑崩滑	0.025	0.029	0.204	—	—

5.4 堰塞湖形成潛感-以高屏溪流域為例

本研究之目的在於建立山崩後堰塞湖形成潛感模式(即式(5-3)與式(5-4)，可運算山崩後堰塞湖形成之機率)，再引用現有山崩機率或既有之山崩潛感模式(可運算山崩機率)，則可得到堰塞湖形成潛感模式，流程如下圖 5-4 所示。

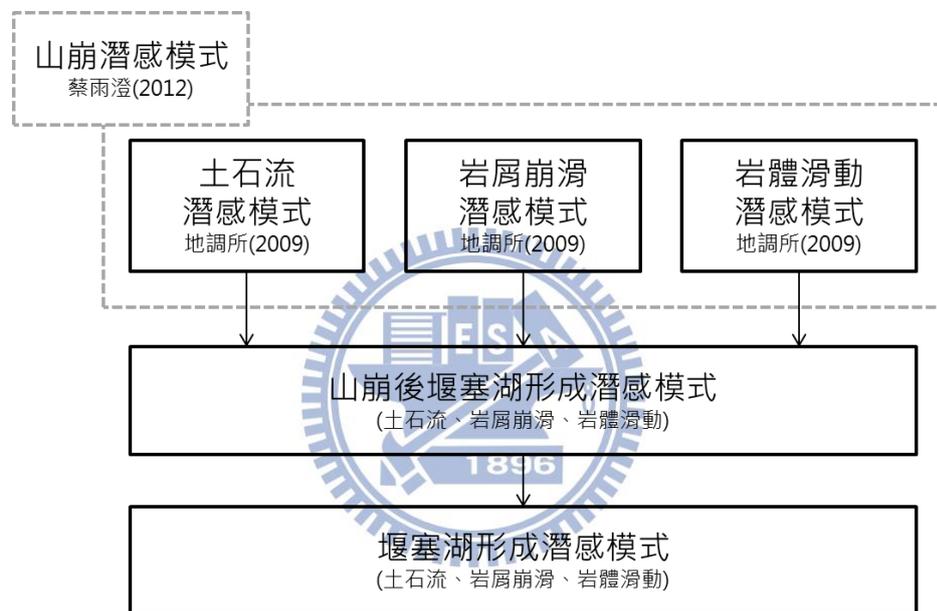


圖 5-4 堰塞湖形成潛感運算流程圖

根據圖 5-4，本研究引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式和經濟部中央地質調查所(2009)之土石流形成潛感模式、岩屑崩滑潛感模式及岩體滑動潛感模式進行各型態山崩潛感運算，再與本研究提出之山崩後堰塞湖形成潛感模式整合的結果將會得到堰塞湖形成潛感模式(本研究將以高屏溪流域為例說明)，其引用山崩潛感模式之詳細方法與結果將在下列章節詳加敘述。

5.4.1 山崩潛感

蔡雨澄(2012)透過福衛影像(精度 2 米)判釋及圈繪崩塌地建立海棠颱風(驗證結果用)與莫拉克颱風(迴歸分析用)之事件型山崩目錄，經過數化品質檢核與地形地貌檢核後，將山崩目錄分類為：新增、擴大、刷深及陰影區，並且將深層滑動型山崩挑選出來。

因為區域性(高屏溪流域)山崩潛感模型只考慮隨機發生且滑動發生在表土層的淺層滑動，不考慮由構造所控制之深層滑動，所以蔡雨澄(2012)之模型分析所使用的為莫拉克颱風誘發山崩目錄為新增與擴大之山崩目錄，共包含 23450 處山崩，總面積約 11972.6 公頃。

本研究將蔡雨澄(2012)進行山崩潛感模式分析之步驟歸納如下：

1. 以 10 米數值地形模型、1/50000 地質圖與雨量資料建立促崩因子(根據中央地質調查所 92 至 94 年度「山崩潛感分析之研究」，初步篩選出岩性、坡度、坡向、地形粗糙度、坡度粗糙度、地形曲率、坡高、全坡高、相對坡高、地形溼度指數、道路距、斷層距等因子及最大時雨量、最大 24 小時雨量、總雨量)。
2. 根據地表地形特徵，將高屏溪流域分為高山區及淺山區(如圖 5-5 所示)。並於衛星影像中無資料區如被雲遮蔽處或陰影區皆不取樣；坡度小於 10% 且面積大於 0.5 公頃之地區劃分為穩定區，與落石潛勢區皆不納入統計分析。扣除穩定區、無資料區、

落石潛勢區後剩下之區域，檢視其四種圖形(次數分布圖、崩壞比圖、成功率曲線、P-P 機率圖)或數值(判別子與相關係數)篩選出具代表性之回歸因子(高山區因子：岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、切線曲率、相對坡高、濕度指數、最大時雨量與總雨量；淺山區因子：岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、總曲率、全坡高、最大時雨量與總雨量)。

3. 將因子資料分為山崩組與非山崩組，各選取約略相同數量的網格(10 米)作為訓練資料進行羅吉斯迴歸分析，求得模型之各項係數。

根據上述方法所得之山崩潛感模式，即為本研究所引用：

$$P_{\text{landslide}} = \frac{1}{1 + e^{-\alpha}} \quad (5-3)$$

$$\alpha = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{j=1}^8 W_{13+j} D_j + \sum_{k=1}^{17} W_{21+k} F_k \quad (5-4)$$

其中 $P_{\text{landslide}}$ 在此則被視為山崩潛感值，值域在 0 與 1 之間； C 為常數項， W 為各因子係數(如表 5-20 及表 5-21 所示)， L 為 13 個地層的岩性(如附錄 1 所示)面積百分比， D 為 8 個邊坡坡向面積百分比， F 為其他山崩相關因子(岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、全坡高、總曲率、切線曲率、相對坡高、濕度指數、最大時雨量與總雨量，其各項山崩潛感因子定義如附錄 2 所示)。

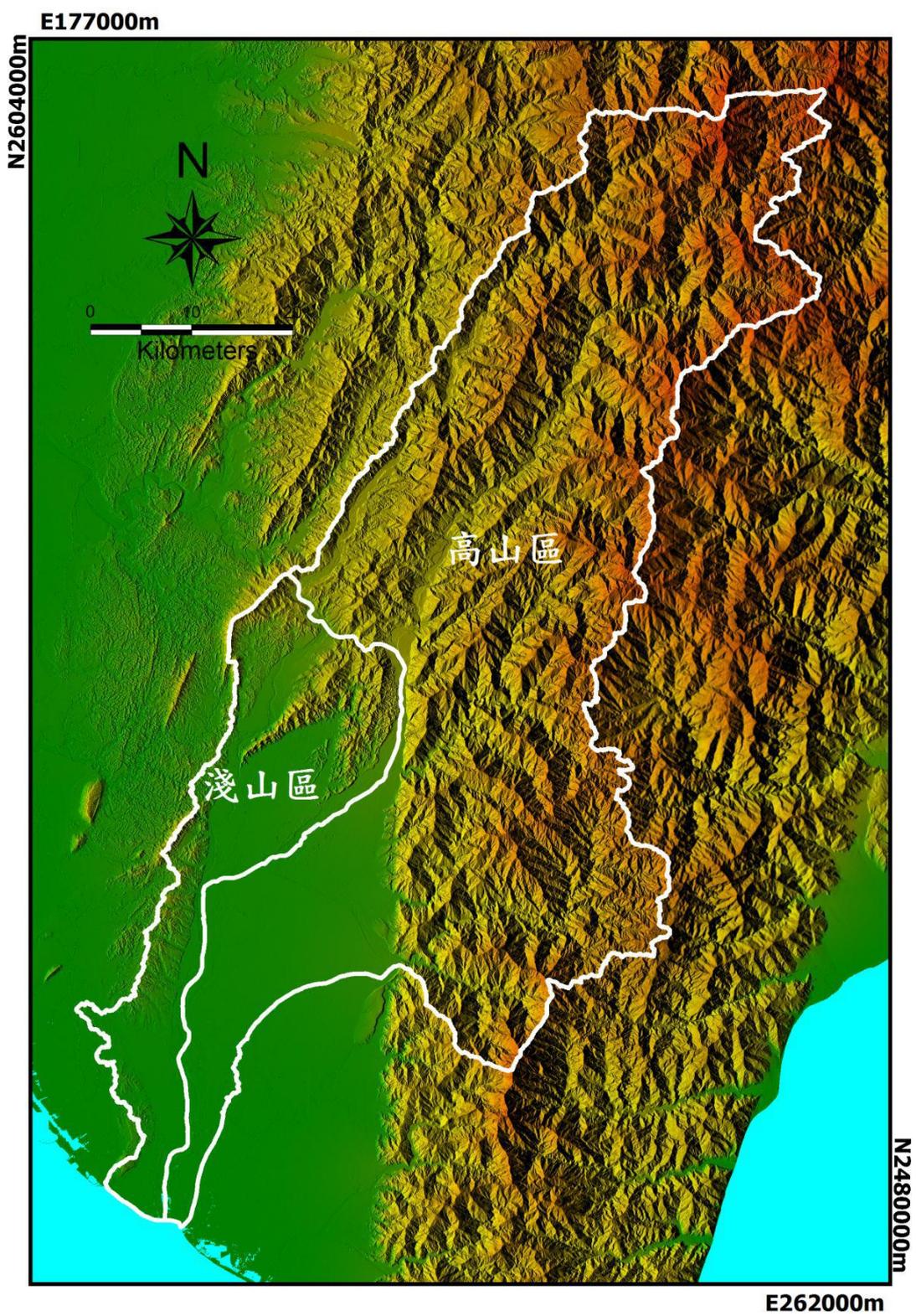


圖 5-5 高屏溪流域分區示意圖(蔡雨澄，2012)

表 5-20 高屏溪流域高山區山崩潛感分析因子係數

(修改自蔡雨澄，2012)

代號	因子	係數	係數值	代號	因子	係數	係數值
L1	岩性 01	W1	—	F1	坡度	W22	0.518
L2	岩性 02	W2	-2.725	F2	NDVI	W23	—
L3	岩性 03	W3	—	F3	地形粗糙度	W24	-0.067
L4	岩性 04	W4	—	F4	坡度粗糙度	W25	—
L5	岩性 05	W5	—	F5	平面曲率	W26	—
L6	岩性 06	W6	—	F6	剖面曲率	W27	—
L7	岩性 07	W7	0.080	F7	切線曲率	W28	0.318
L8	岩性 08	W8	0.037	F8	總曲率	W29	—
L9	岩性 09	W9	-0.033	F9	坡高	W30	—
L10	岩性 10	W10	-0.096	F10	坡頂標高	W31	—
L11	岩性 11	W11	-0.218	F11	全坡高	W32	—
L12	岩性 12	W12	-0.775	F12	相對坡高	W33	-0.753
L13	岩性 13	W13	-0.375	F13	濕度指數	W34	0.007
D1	坡向 N	W14	-0.607	F14	道路距	W35	—
D2	坡向 NE	W15	0.042	F15	斷層距	W36	—
D3	坡向 E	W16	0.516	F16	時雨量	W37	-0.080
D4	坡向 SE	W17	0.629	F17	總雨量	W38	0.699
D5	坡向 S	W18	0.607	C	常數項		-0.469
D6	坡向 SW	W19	-0.280				
D7	坡向 W	W20	-0.127				
D8	坡向 NW	W21	-0.638				

表 5-21 高屏溪流域淺山區山崩潛感分析因子係數

(修改自蔡雨澄，2012)

代號	因子	係數	係數值	代號	因子	係數	係數值
L1	岩性 01	W1	—	F1	坡度	W22	0.543
L2	岩性 02	W2	-3.108	F2	NDVI	W23	—
L3	岩性 03	W3	—	F3	地形粗糙度	W24	0.253
L4	岩性 04	W4	-2.247	F4	坡度粗糙度	W25	—
L5	岩性 05	W5	-2.313	F5	平面曲率	W26	—
L6	岩性 06	W6	1.209	F6	剖面曲率	W27	—
L7	岩性 07	W7	-0.016	F7	切線曲率	W28	—
L8	岩性 08	W8	0.005	F8	總曲率	W29	0.490
L9	岩性 09	W9	—	F9	坡高	W30	—
L10	岩性 10	W10	-0.046	F10	坡頂標高	W31	—
L11	岩性 11	W11	—	F11	全坡高	W32	0.109
L12	岩性 12	W12	—	F12	相對坡高	W33	—
L13	岩性 13	W13	—	F13	濕度指數	W34	—
D1	坡向 N	W14	-1.374	F14	道路距	W35	—
D2	坡向 NE	W15	-1.117	F15	斷層距	W36	—
D3	坡向 E	W16	-0.678	F16	時雨量	W37	0.310
D4	坡向 SE	W17	-0.761	F17	總雨量	W38	0.608
D5	坡向 S	W18	-0.505	C	常數項		-1.479
D6	坡向 SW	W19	-0.584				
D7	坡向 W	W20	-0.509				
D8	坡向 NW	W21	-0.963				

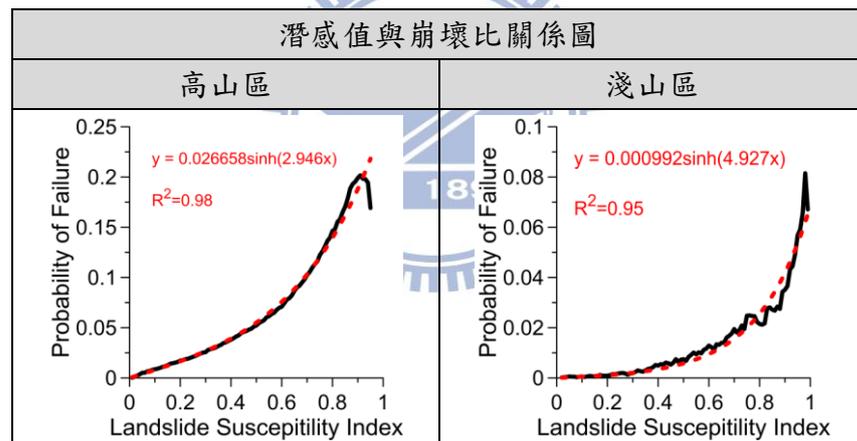
在上述山崩潛感模式建立後將全區資料代入，即可求得高屏溪流域全區之山崩發生機率 $P_{landslide}$ ，作為山崩潛感值；蔡雨澄(2012)根據其山崩潛感值與崩壞比作圖後，以雙曲正弦函數擬合曲線(如表 5-22 中，紅色虛線即為擬合曲線)，得到高屏溪流域的潛感值與崩壞比關係式：

$$\text{高山區： } y = 0.026658 \sinh(2.946x) \quad (5-5)$$

$$\text{淺山區： } y = 0.000992 \sinh(4.972x) \quad (5-6)$$

其中， y 為崩壞比亦為崩塌面積比， x 為運算之山崩潛感值。

表 5-22 莫拉克颱風山崩潛感值與崩壞比關係圖(蔡雨澄，2012)



透過式(5-5)及式(5-6)可將山崩潛感值轉換為崩壞比的數值，最後即可繪製視崩壞比為機率的事件山崩機率圖(如圖 5-6)；若再將不同降雨重現期距的降雨分析成果代入此山崩潛感模式，亦可透過潛感值與崩壞比關係式繪製不同重現期距降雨量下的山崩機率圖。本研究將引用此山崩潛感模式、崩壞比運算與不同重現期距降雨量下的山崩機率圖繪製方法進行後續堰塞湖形成潛感運算及堰塞湖形成潛勢圖繪製。

之所以選擇上述蔡雨澄(2012)所提出之山崩潛感模式，是因為本研究希望可以此繪製莫拉克颱風之後之堰塞湖形成潛勢圖，故挑選此山崩潛感與山崩潛勢圖繪製方法；其與經濟部中央地質調查所(2009)提出的山崩潛感模式差異在於訓練資料所代表之時間點不同(海棠颱風)且經濟部中央地質調查所(2009)沒有對於研究區(高屏溪流域)進行高山區與淺山區的畫分；而相同的是兩者方法最終都可繪製出以每網格中的崩壞比為機率之事件山崩機率圖。透過本研究引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感(每網格之崩壞比)結合後續經濟部中央地質調查所(2009)的土石流形成潛感模式、岩屑崩滑潛感模式及岩體滑動潛感模式，將崩壞比作為適當因子即可繪製出土石流、岩屑崩滑及岩體滑動之潛勢圖，據此本研究可再繪製出不同山崩型態之堰塞湖形成潛勢圖。

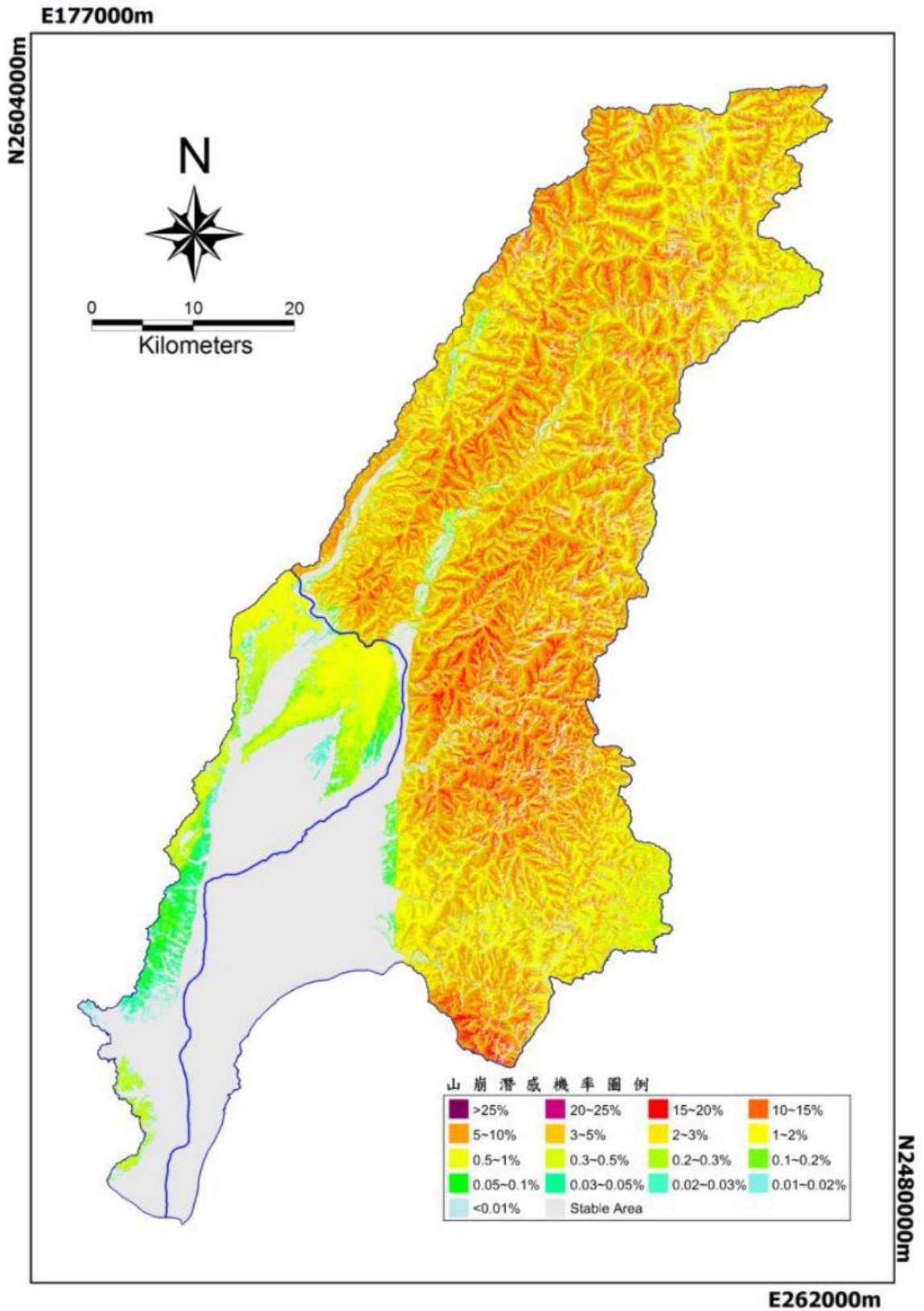


圖 5-6 高屏河流域莫拉克颱風事件山崩潛感機率圖

(蔡雨澄，2012)

5.4.2 土石流形成潛感

經濟部中央地質調查所(2009)以海棠颱風(2005)前後之 Level 3 SPOT 衛星影像圈繪土石流範圍建置土石流目錄，並且繪製土石流潛感分析單元(同集水區大小)以進行後續土石流形成潛感迴歸之用，其土石流潛感分析單元之原則如下：

1. 具有發生區及流通區之地形特徵而可能發生土石流之適當集水區單元。
2. 集水區面積宜在 5 公頃以上而多在 1000 公頃以下。
3. 集水區出口置於支流末端且為地形谷口之處。
4. 若有堆積扇，則集水區出口點劃在扇頂。

經濟部中央地質調查所(2009)再透過土石流集水區出口點以上之集水區的地形、水文及環境特性因子(集水區面積、主流長度、形狀係數、集水區相對高度、溪床坡度、殘土率、發生區面積、崩塌地面積和崩塌面積比)配合土石流誘發因子—雨量來進行事件型土石流潛感分析。

其採用內政部「高精度及高解析度數值地形模型建置計畫」所建立之 5 公尺高精度數值地形、1/50000 與 1/100000 地質圖與雨量資料建立上述土石流潛感相關因子，以高屏溪、東港溪及知本河流域(海棠颱風)所誘發之土石流目錄為訓練資料進行羅吉斯迴歸分析，進而提出之

土石流潛感分析結果，如式(5-7)及式(5-8)：

$$P_{\text{debris}} = \frac{1}{1 + e^{-\beta}} \quad (5-7)$$

$$\beta = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{k=1}^8 W_{13+k} F_k \quad (5-8)$$

其中， P_{debris} 為土石流潛感值，代表在某事件降雨量下，各土石流潛感分析單元(集水區單元)的潛感值，其 P_{debris} 值域在 0 與 1 之間； C 為常數項， W 為各因子係數(如表 5-23 所示)， L 為 13 個地層的岩性(如附錄 1 所示)面積百分比， F 為其他土石流相關因子(主流長度、相對高度、溪床坡度、事件誘發崩坍地面積比、事件前誘發崩坍地面積比、邊坡坡度比、總雨量、時雨量，其各項土石流潛感因子定義如附錄 3 所示)。經濟部中央地質調查所(2009)根據其經驗，以海棠颱風之土石流潛感值與土石流發生比之間關係，利用雙曲正弦函數擬合全區之土石流潛感值與土石流發生比曲線(如圖 5-7 中黑色曲線)：

$$P_{\text{df}} = 0.06937 \sinh(3.16193\lambda) \quad (5-9)$$

其中， P_{df} 為土石流發生比， λ 為運算之山崩潛感值。

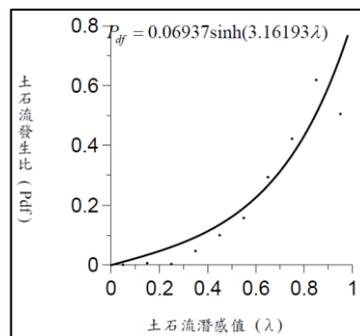


圖 5-7 高屏溪、東港溪及知本溪流域土石流發生比擬合曲線

(經濟部中央地質調查所，2009)

此土石流潛感模型可藉由代入因子資料得到該研究區之土石流潛感值，再透過式(5-9)將土石流潛感值換算為發生比後，以專家評分法區分其等級，最後可得以發生比為基礎的事件型土石流潛感機率圖。同樣若將不同重現期距的降雨分析成果代入土石流潛感模式，即可繪製不同重現期距降雨量下的土石流潛感機率圖(如圖 3-13 所示，為 100 年重現期距雨量下之土石流形成潛勢圖)。

由上述結果，本研究將引用其土石流潛感模式、土石流發生比運算與繪製不同重現期距降雨量之土石流潛感機率圖的方法進行後續建立(土石流)堰塞湖形成潛感模式與繪製(土石流)堰塞湖形成潛勢圖。

值得注意的是土石流潛感因子(如表 5-23 所示)中，事件誘發崩塌地面積比可透過適當山崩潛感模式(如章節 5.4.1 所述)推估集水區單元內所包含之網格崩塌面積比；而事件前歷年崩塌地面積比可依照經濟部中央地質調查所集水區地形及地質資料庫成果查詢系統建立之歷年山崩目錄(如表 4-3 所述之 WMS 山崩目錄)計算其事件前所發生之崩塌地面積比例得到。

表 5-23 高屏溪、東港溪及知本河流域土石流潛感分析因子係數

(修改自經濟部中央地質調查所，2009)

代號	因子	係數	係數值	代號	因子	係數	係數值
L1	岩性 01	W1	—	F1	主流長度	W14	0.314
L2	岩性 02	W2	1.596	F2	相對高度	W15	0.442
L3	岩性 03	W3	1.389	F3	溪床坡度	W16	0.763
L4	岩性 04	W4	-3.986	F4	事件誘發 崩坍地面積比	W17	0.900
L5	岩性 05	W5	1.738	F5	事件前誘發 崩坍地面積比	W18	1.190
L6	岩性 06	W6	1.684	F6	邊坡坡度比	W19	-0.278
L7	岩性 07	W7	4.604	F7	總雨量	W20	0.438
L8	岩性 08	W8	5.625	F8	時雨量	W21	0.152
L9	岩性 09	W9	10.070	C	常數項		-3.978
L10	岩性 10	W10	5.541				
L11	岩性 11	W11	5.582				
L12	岩性 12	W12	1.023				
L13	岩性 13	W13	1.962				

5.4.3 岩屑崩滑潛感

經濟部中央地質調查所(2009)提出之岩屑崩滑潛感模式為按照斜坡單元(其劃分斜坡單元之定義如章節 3.6.1 所述之源頭切割法)，評估每一單元之滑動潛勢。針對每一個斜坡單元，計算其斜坡單元包含之全部網格的山崩機率(即為章節 5.4.1 所述由蔡雨澄(2012)山崩潛感模式運算之崩壞比，意義同崩塌面積比)，運算流程圖如下圖 5-8 所示，先引用適當山崩潛感模式計算網格崩壞比後，將網格崩壞比圖層與斜坡單元圖層套疊，計算每一個斜坡單元其內所包含之崩壞比之平均值與標準差，將每一斜坡單元之崩壞比平均值與標準差相加作為岩屑崩滑潛勢，以此繪製以斜坡單元為基礎之岩屑崩滑潛勢圖。



圖 5-8 岩屑崩滑潛勢圖繪製流程

經濟部中央地質調查所(2009)並定義其斜坡單元所包含之山崩機率(崩壞比)平均值加 1 個標準差值大於 5% 者為高潛勢單元，介於 0.5% 到 5% 間為中潛勢單元，而小於 0.5% 者為低潛勢單元。而且因為山崩機率表示某降雨事件下將發生崩塌的面積比例，若是配合土壤深度資料即可估計崩塌的土方量。

因此便可藉由將不同重現期距之降雨量資料代入式(5-3)、式(5-4)與式(5-5)得到崩壞比後，套疊於斜坡單元圖層計算其每一斜坡單元之崩塌面積比之平均值與標準差，而繪製不同重現期距下之岩屑崩滑潛勢圖(如圖 3-13 所示，為 100 年重現期距雨量下之岩屑崩滑潛勢圖)。

故本研究直接引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式進行上述岩屑崩滑潛感計算與繪製不同重現期距下之岩屑崩滑潛勢圖，再進行後續(岩屑崩滑)堰塞湖形成潛感模式建立與(岩屑崩滑)堰塞湖形成潛勢圖繪製。

5.4.4 岩體滑動潛感

根據經濟部中央地質調查所(2009)對岩體滑動之描述，岩體滑動型山崩的辨識工作可能須由專家進行個案研究，目前尚無區域性山坡穩定評估方法之前例可供參考。對於已圈劃的岩體滑動危險地區，可能可以一般的山崩潛感分析結果(如章節 5.4.1)用來進行疊圖分析，比較岩體滑動體的坡腳或坡頂有無顯著的高潛感區出現；在坡腳或坡頂高潛感區越顯著，可能代表此一滑動體越不穩定。

因此經濟部中央地質調查所(2009)之岩體滑動潛感模式是由專家判釋輔以山崩潛感模式所計算出來，將其分為高、中、低三種不同等級的潛勢(如圖 3-15 所示)。

故本研究引用經濟部中央地質調查所(2009)所圈繪之岩體滑動範圍，並將其專家判釋之潛勢區間給予不同的機率值，也就是假設岩體滑動高潛勢區滑動機率區間為 100%~67%；岩體滑動中潛勢區其滑動機率區間為 76%~34%，而岩體滑動低潛勢區其動機率區間為 34%~0%。透過上述岩體滑動範圍及潛勢區假定之機率值即可進行後續(岩體滑動)堰塞湖形成潛感模式建立與(岩體滑動)堰塞湖形成潛勢圖繪製。

5.4.5 堰塞湖形成潛感運算

延續上述章節 5.4.1、5.4.2、5.4.3 及 5.4.4，目前本研究以高屏溪流域內之各形態山崩潛感模式與山崩後堰塞湖形成潛感模式整合，提出高屏溪流域之堰塞湖形成潛感模式結果：

● 土石流類型堰塞湖形成潛感運算

由經濟部中央地質調查所(2009)所提出的土石流形成潛感模式(如章節 5.4.2 所述)，土石流形成潛感因子內有事件誘發崩塌地面積比，代表了在該土石流潛感分析單元(同集水區大小)所發生之崩塌面積比。將集水區面積與崩塌面積比相乘所得到的崩塌面積，可直接帶入本研究之(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感模式(如章節 5.3.3 所述)的山崩面積因子，計算(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感之機率值。

若再將上述之(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感之機率值與土石流發生比(如章節 5.4.2 所述)相乘則可得到(土石流)堰塞湖形成潛感

$P_{\text{debrisDam}}$ ：

$$P_{\text{debrisDam}} = 0.06927 \sinh\left(\frac{3.16193}{(1+e^{-\beta})}\right) \times \frac{1}{(1+e^{-\varepsilon_1})} \quad (5-10)$$

$$\beta = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{k=1}^8 W_{13+k} F_k \quad (5-11)$$

$$\varepsilon_1 = -16.464 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (5-12)$$

其中， $P_{\text{debrisDam}}$ 之值域在 0 與 1 之間即是(土石流)堰塞湖形成潛感值；

β 為同式(5-8)為影響土石流形成潛感 P_{debris} 之因子的線性迴歸方程式，而

ε_1 為根據式(5-2)中影響土石流發生(常數項為-16.464)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

● 岩屑崩滑類型堰塞湖形成潛感運算

由蔡雨澄(2012)所提出山崩潛感模式與經濟部中央地質調查所(2009)提出之岩屑崩滑潛感模式互相搭配的結果(如章節 5.4.3 所述),其斜坡單元包含的所有網格崩塌面積比之平均值加 1 個標準差即為該斜坡單元的崩塌面積比,依此本研究直接將斜坡單元之崩塌面積比與斜坡單元面積相乘,得到該斜坡單元之崩塌面積,並帶入(岩屑崩滑)山崩後堰塞湖形成潛感模式(山崩面積因子),即可得到(岩屑崩滑)堰塞湖形成潛感 $P_{\text{landslideDam}}$:

$$P_{\text{landslideDam}} = \frac{1}{(1 + e^{-\varepsilon_2})} \quad (5-13)$$

$$\varepsilon_2 = -1.894 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (5-14)$$

其中,岩屑崩滑堰塞湖形成機率 $P_{\text{landslideDam}}$ 之值域亦在 0 與 1 之間;

ε_2 為根據式(5-2)中影響岩屑崩滑(常數項為-1.894)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

● 岩體滑動類型堰塞湖形成潛感運算

由於經濟部中央地質調查所(2009)之岩體滑動潛感，是由專家判釋岩體滑動範圍之潛感再經由本研究假定其機率值(如章節 5.4.4 所述)，故可直接將經濟部中央地質調查所(2009)所圈繪之岩體滑動範圍視為山崩面積，帶入(岩體滑動)山崩後堰塞湖形成潛感模式，因此(岩體滑動)堰塞湖形成潛感 P_{slideDam} 為：

$$P_{\text{slideDam}} = \gamma \times \frac{1}{(1 + e^{-\varepsilon_3})} \quad (5-15)$$

$$\varepsilon_3 = -3.313 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (5-16)$$

其中， P_{slideDam} 為岩體滑動堰塞湖形成機率範圍值，其值域亦在 0 與 1 之間； γ 為由專家判釋法與本研究假定之機率範圍值， ε_3 為根據式(5-2)中影響岩體滑動(常數項為-3.313)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

總結上述(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)堰塞湖形成潛感模式，後續可利用地理資訊系統及相關山崩潛感與堰塞湖潛感因子圖層繪製成沿河道之線形堰塞湖形成機率(如章節 3.6.4 所述)，並據以繪製堰塞湖形成潛勢圖。

5.5 堰塞湖形成潛勢圖

本研究以三種(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)山崩後堰塞湖潛感模式和與其山崩型態所對應之堰塞湖潛勢分析單元，計算其單元內山崩後堰塞湖形成潛感，再與該單元內各類山崩潛感相乘後即可得到堰塞湖形成潛感，而此時堰塞湖形成潛感即可代表該堰塞湖潛勢分析單元所對應之下游河道堵塞點形成堰塞湖之機率，依此即可繪製堰塞湖形成潛勢圖(本研究提出的堰塞湖形成潛勢圖繪製流程及詳細方法如章節 3.6.4 所述)。

由於本研究所引用的各種(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)山崩潛感模式，其機率值定義與繪製山崩潛勢圖方法皆不同，而且其(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)堰塞湖形成潛感模式的運算(如章節 5.4.5 所述)也不相同，故本研究以高屏溪流域為研究區並假設在莫拉克颱風(2009)之後發生 100 年重現期距下之雨量為事件，依照章節 3.6.4 所述之繪製方法為標準，針對不同山崩型態進行適當修改後繪製各種山崩型態之堰塞湖形成潛勢圖，其詳細繪製過程與繪製成果將在下列章節描述。

5.5.1 土石流堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例

依章節 5.4.2 所描述繪製不同重現期距降雨量下的土石流潛感機率圖方法，本研究根據經濟部中央地質調查所(2009)的土石流潛感分析單元(同集水區單元)進行後續土石流堰塞湖形成潛感因子圖層建立。

其詳細繪製土石流堰塞湖形成潛勢圖流程如下圖 5-9：

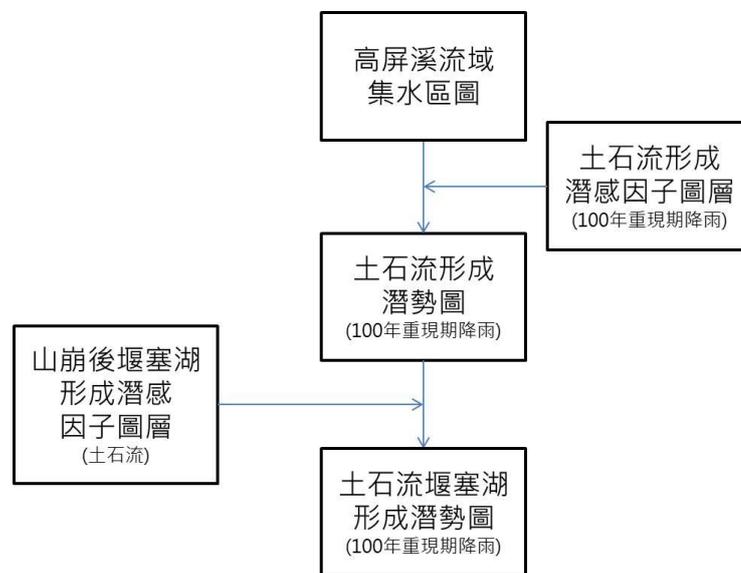


圖 5-9 高屏溪流域土石流堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

根據圖 5-9，本研究利用 Aster 第二版數值地形資料(製作年代為 2000~2011 年，本研究將此年代視為莫拉克颱風之後的數值地形模型)建立土石流形成潛感相關因子圖層(主流長度、相對高度、溪床坡度與邊坡坡度比，定義如附錄 3 所示)、引用經濟部中央地質調查(2009)所作之高屏溪流域降雨延時 1 小時與 72 小時之 100 年重現期距雨量圖層(如附錄 4 所示)作為總雨量與時雨量因子圖層，而事件誘發崩坍地面積

比與事件前誘發崩坍地面積比因子則是引用蔡雨澄(2012)所提出之山崩潛感模式(引用資料及方法同後續章節 5.5.2 之計算集水區單元崩塌面積比過程)運算得到與本研究蒐集之 WMS 山崩目錄(以莫拉克颱風前山崩目錄中之山崩面積圖層套疊集水區圖層計算其比例)計算得到。將上述建立完成之土石流形成潛感因子圖層套疊於高屏溪集水區圖層，進行土石流形成潛感運算(如章節 5.4.2 所述)，則可得到 100 年重現期降雨量下之土石流形成潛勢圖，成果如圖 5-10 所示。

繪製完成土石流形成潛勢圖後，再利用一樣的數值地形模型建立(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感因子圖層(路徑長度與路徑坡度)；以莫拉克颱風之後(非暴雨期間)的福衛二號影像判釋河道寬度；最後以經濟部水利署(2009)所計算之 100 年重現期高屏溪流域洪峰流量資料(如附錄 5 所示)作為事件流量因子圖層；而最重要的山崩面積則是代入上述土石流形成潛感因子中所建立的事件誘發崩坍地面積與集水區面積相乘的結果，山崩型態則直接選擇土石流之常數項代入。

如圖 5-9 之流程，再將各(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感因子圖層套疊於土石流形成潛勢圖進行土石流類型堰塞湖形成潛感運算(如章節 5.4.5 所述)，即可得到在 100 年重現期降雨量下之土石流堰塞湖形成潛勢。並再利用各單元之運移路徑與堵塞點位置找出堰塞湖形成機率位置，繪製土石流堰塞湖形成潛勢圖，成果如圖 5-11 所示。

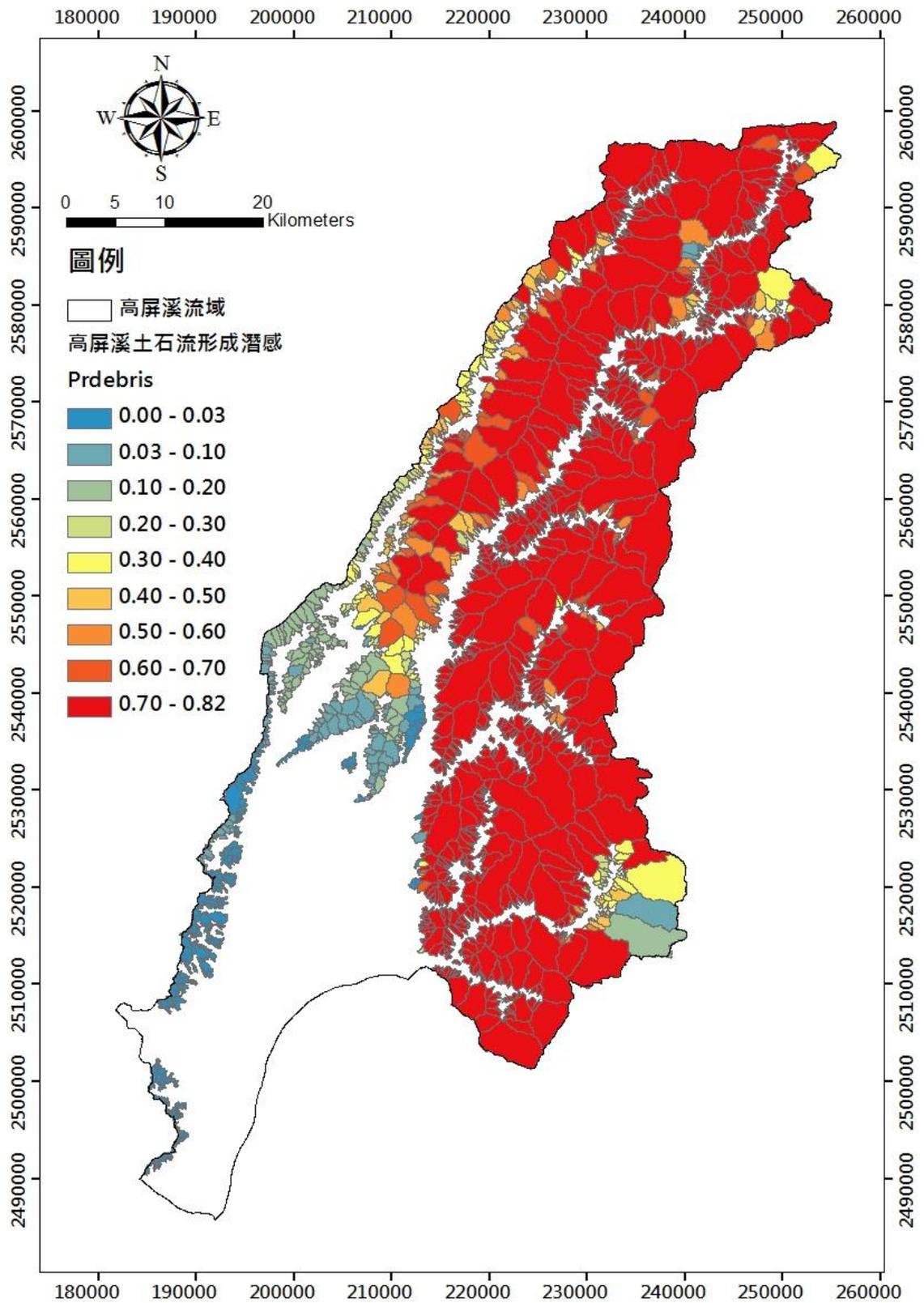


圖 5-10 高屏溪流域土石流形成潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

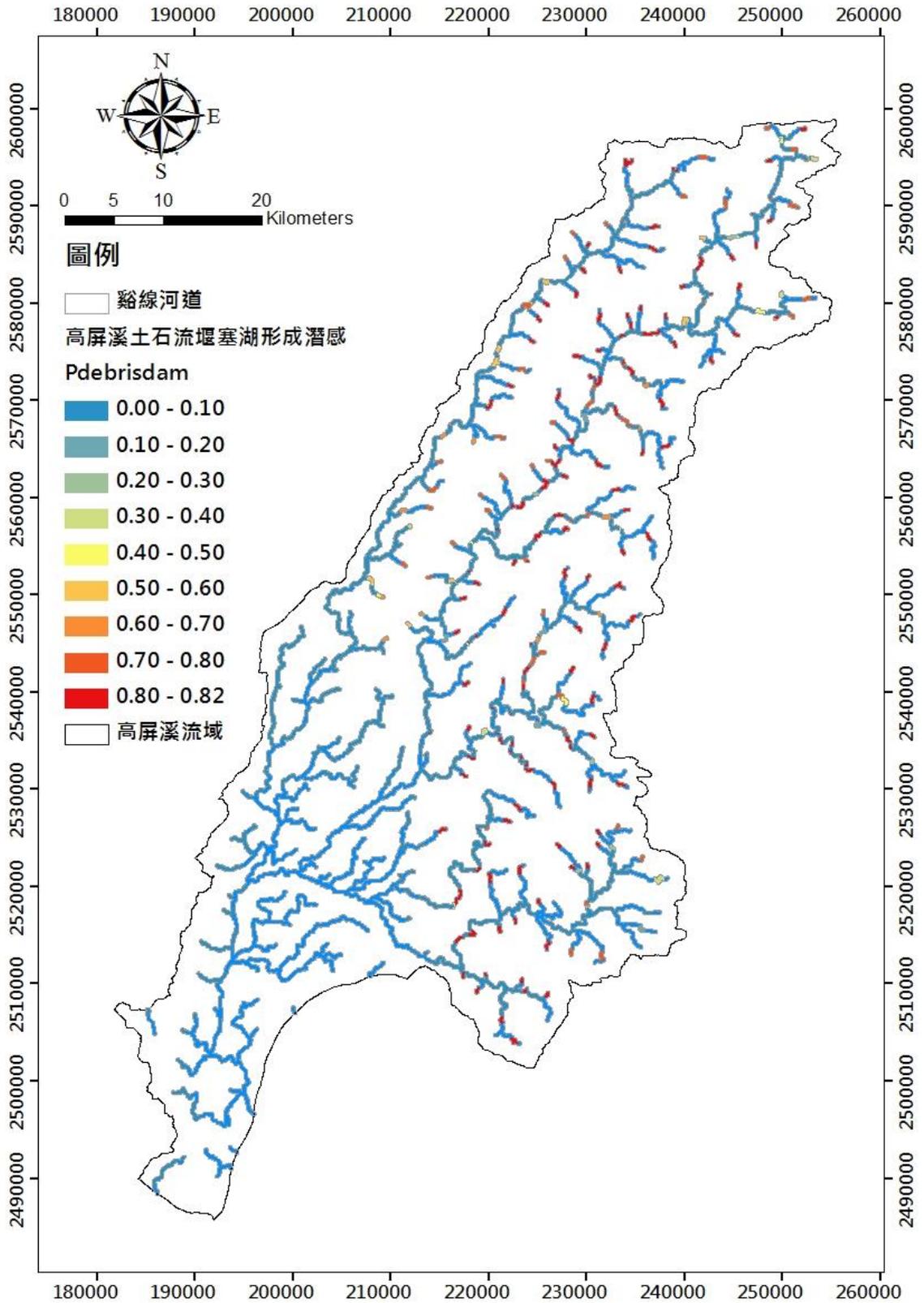


圖 5-11 高屏溪流域土石流堰塞湖形成潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

5.5.2 岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例

以章節 5.4.3 對於岩屑崩滑潛感模式之描述，本研究將岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖流程修改如下圖 5-12 所示。

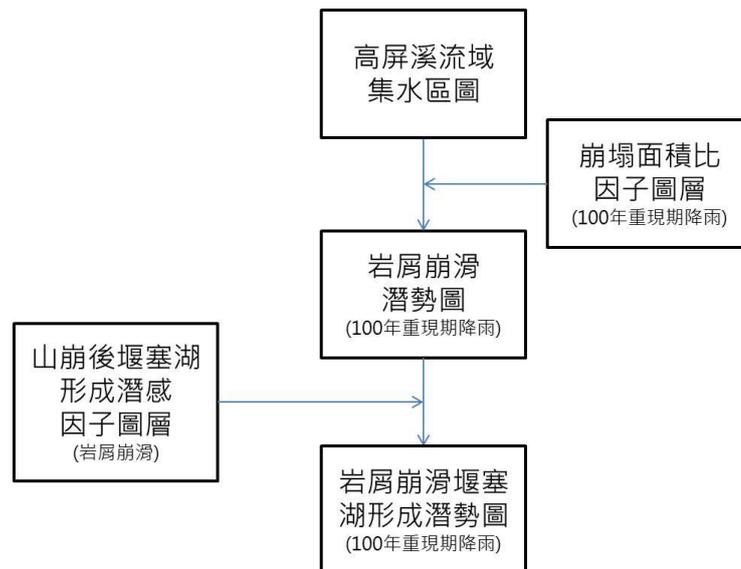


圖 5-12 高屏溪流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

本來根據章節 5.4.3 所述，岩屑崩滑潛勢圖應由斜坡單元進行潛勢運算，但由於本研究所使用之 Aster 第二版數值地形資料精度為 30 米，若以斜坡單元進行後續(岩屑崩滑)山崩後堰塞湖形成潛感因子圖層(運移路徑與堵塞點)建立時，容易形成許多斜坡單元匯集於同一堵塞點的情形；此現象代表本研究所使用之數值地形模型精度不夠高，對於表達斜坡單元運移至堵塞的過程有所限制，因此目前本研究採用集水區單元作為後續岩屑崩滑潛勢圖繪製作業之分析單元(如圖 5-12 所示)，但未來若有精度較高之數值地形模型則建議改為斜坡單元。

根據修改後的流程圖 5-12，本研究直接引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式計算集水區單元之崩塌面積比。同樣以 Aster 第二版數值地形資料建立山崩因子(高山區因子：坡向、坡度、地形粗糙度、切線曲率、相對坡高、濕度指數；淺山區因子：坡向、坡度、地形粗糙度、總曲率、全坡高，其定義如附錄 2 所示)、以高屏溪 1/50000 流域地質圖建立岩性因子圖層(分類按照附錄 1)最後引用經濟部中央地質調查所(2009)所作之高屏河流域降雨延時 1 小時與 72 小時之 100 年重現期距雨量圖層(如附錄 4 所示)當作時雨量與總雨量因子。上述山崩因子圖層完成後代入蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式計算潛感值並轉換為崩塌面積比，即可繪製高屏河流域之山崩潛感機率(崩塌面積比)圖，結果如圖 5-13。接著套疊集水區圖層與(網格)崩塌面積比圖層，計算其每個集水區所包含之崩塌面積比平均值與標準差，可得到每一集水區單元之崩塌面積比平均值加 1 個標準差之岩屑崩滑潛勢圖，如圖 5-14 所示。

最後再以相同的數值地形模型、莫拉克颱風後福衛二號影像、經濟部水利署(2009)之 100 年重現期高屏河流域洪峰流量資料(如附錄 5 所示)及各集水區單元之岩屑崩滑潛勢(視為該集水區之崩塌面積比)代入(岩屑崩滑)山崩後堰塞湖形成潛感模型(如章節 5.4.5 所述)進行運算，得到岩屑崩滑堰塞湖形成潛感；對照各單元運移路徑與堵塞點位置後，即可繪製岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖，成果如圖 5-15 所示。

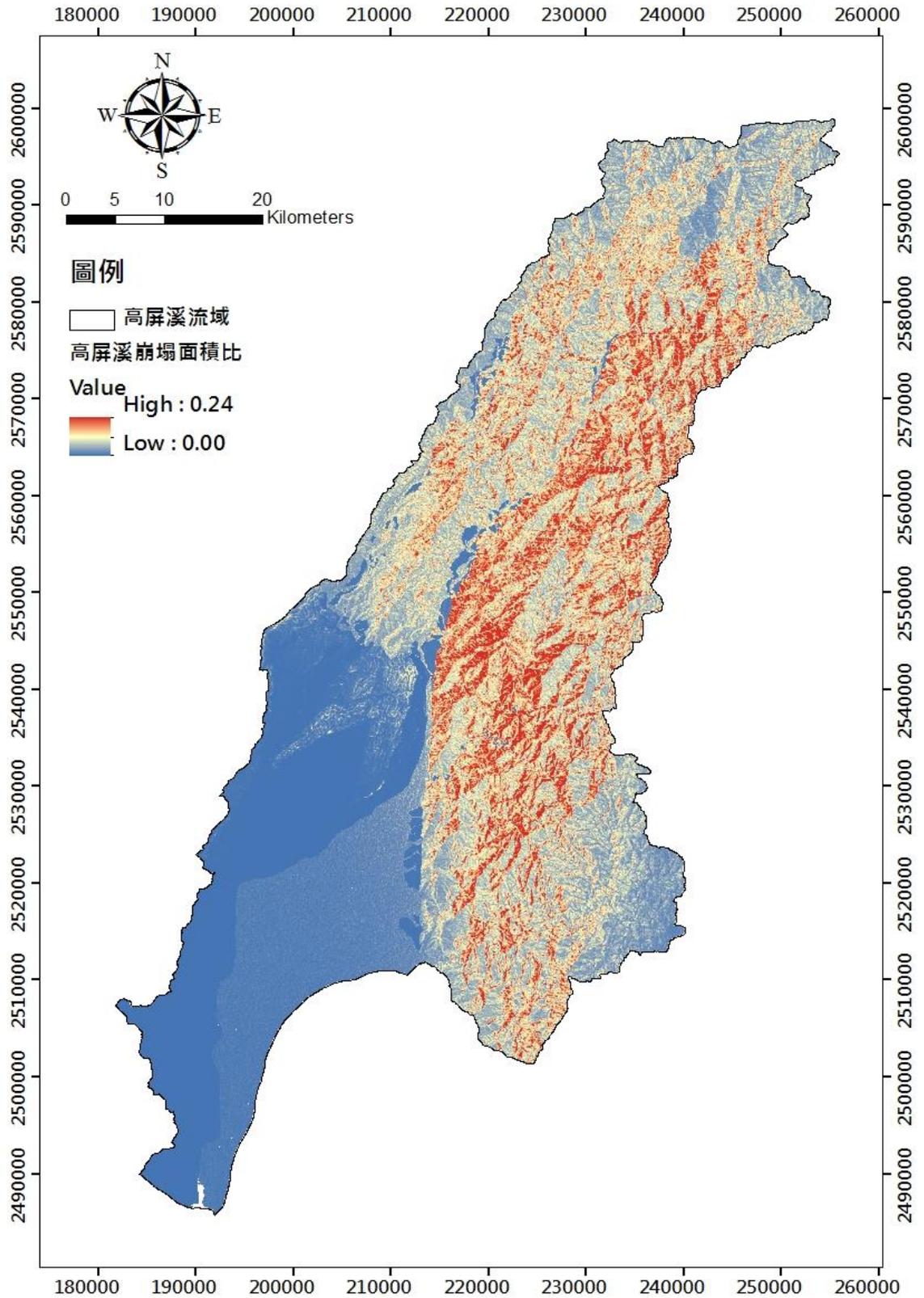


圖 5-13 高屏溪流域山崩潛感機率圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

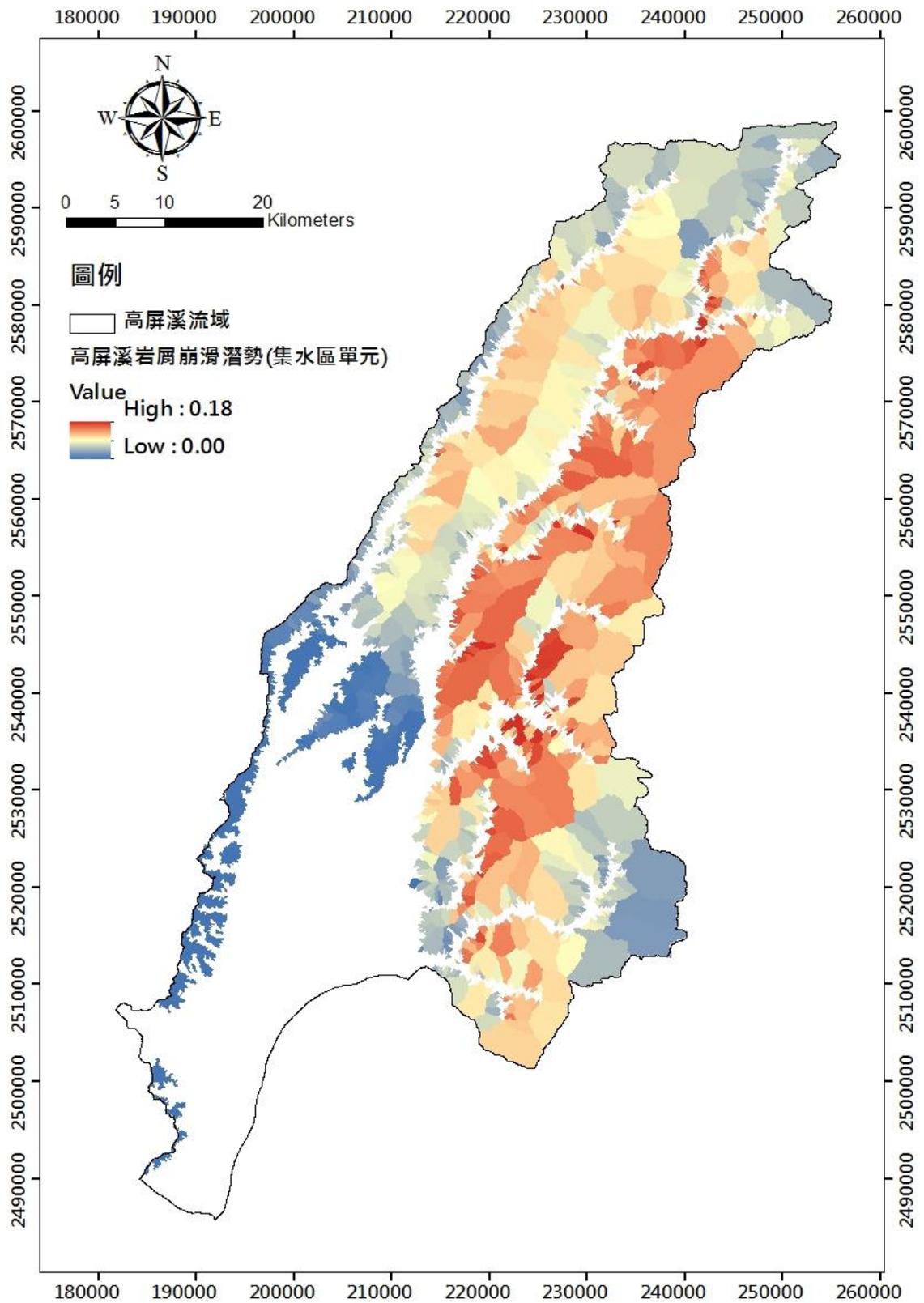


圖 5-14 高屏溪流流域岩屑崩滑潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

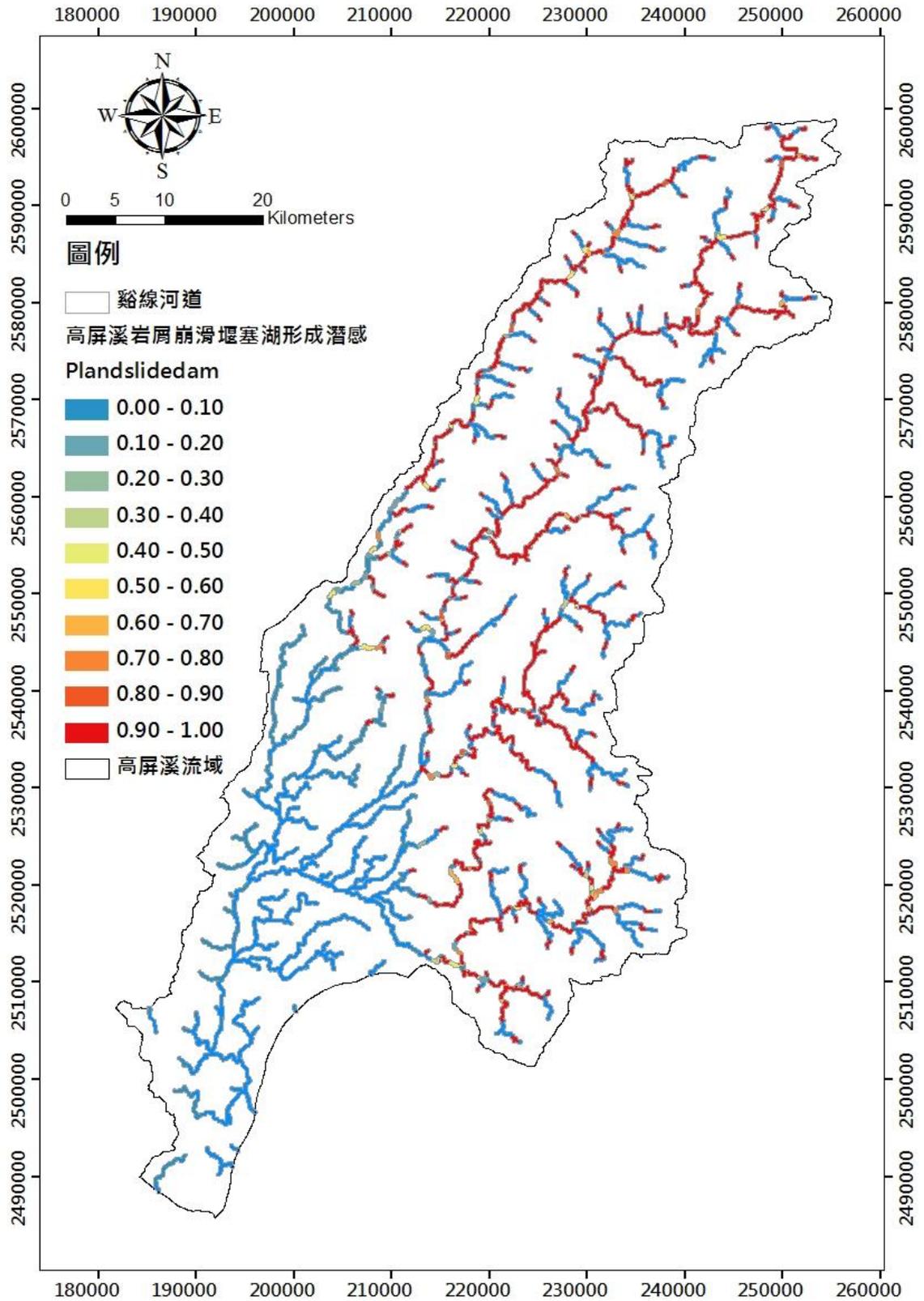


圖 5-15 高屏河流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

5.5.3 岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例

根據章節 5.4.4 對於岩體滑動潛感的描述，本研究提出更適合目前岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖之繪製流程，如下圖 5-16 所示。

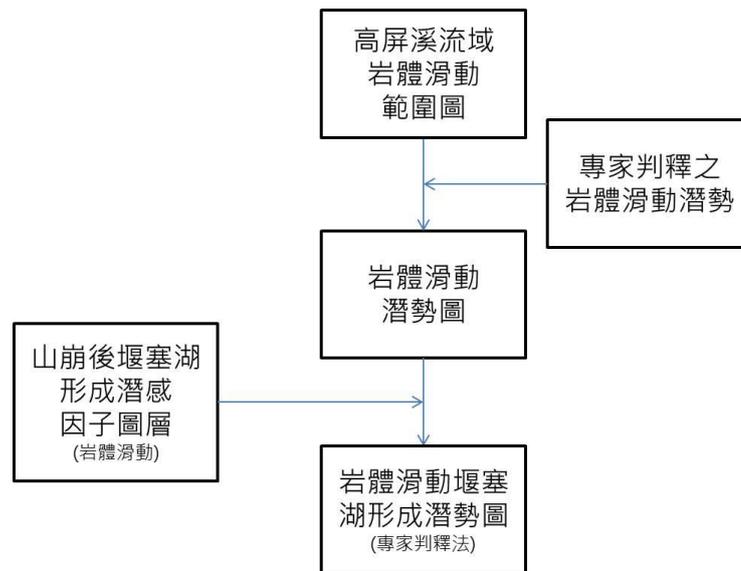


圖 5-16 高屏溪流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

本研究先是引用經濟部中央地質調查所(2009)繪製之岩體滑動潛勢圖，將其專家判釋的結果分為三個潛感區間(如章節 5.4.4 所述)，其成果如圖 5-17 所示。再將岩體滑動範圍作為山崩面積、Aster 第二版數值地形資料計算運移路徑與運移坡度、福衛二號影像判釋河道寬度及 100 年重現期洪峰流量資料計算事件流量代入(岩體滑動)山崩後堰塞湖形成潛感模式進行計算。兩者機率相乘即為岩體滑動堰塞湖形成潛感，一樣透過運移路徑與堵塞點的對照，找到岩體滑動範圍對應之堵塞點即可繪製岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖，成果如圖 5-18 所示。

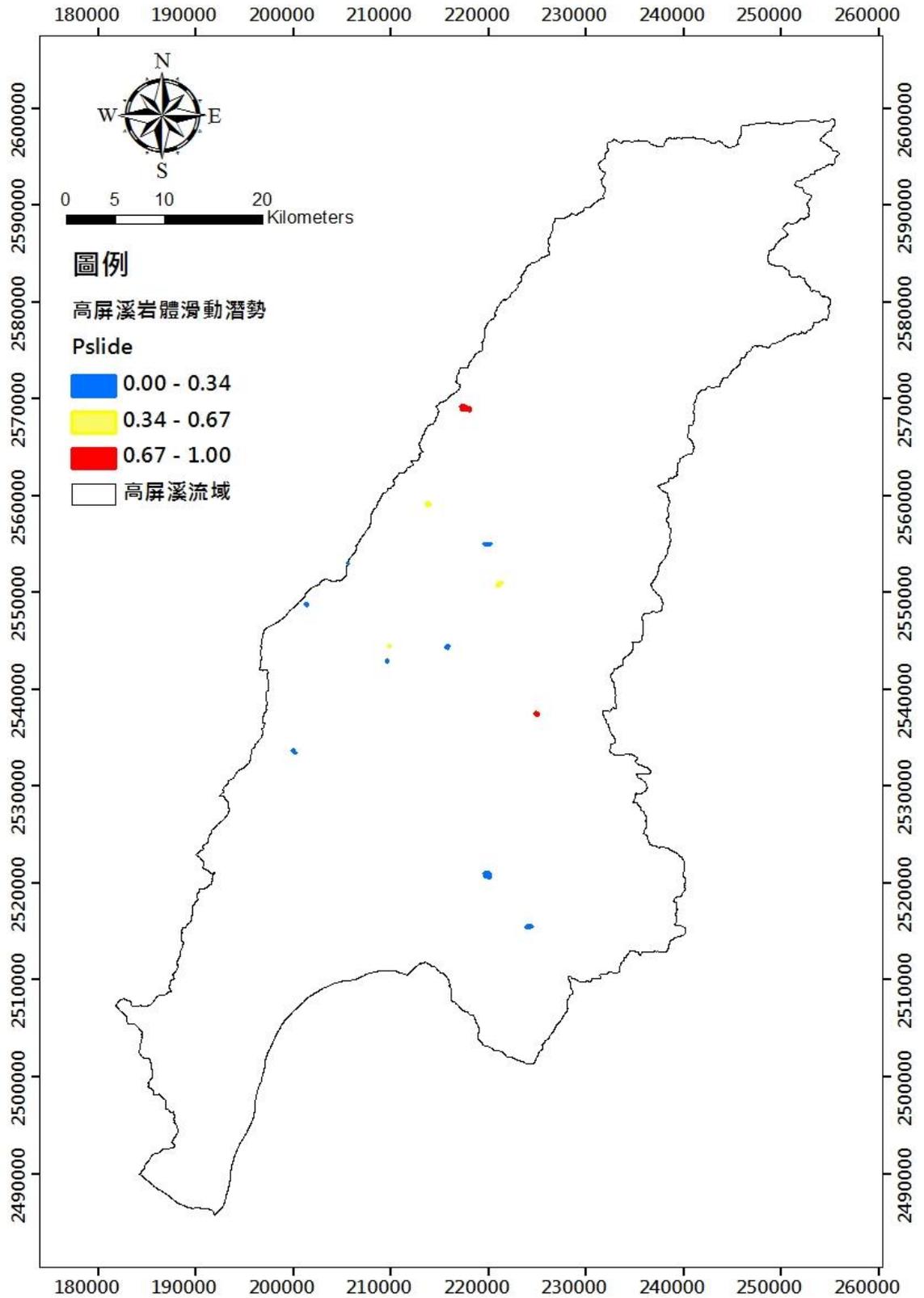


圖 5-17 高屏溪流域岩體滑動潛勢圖

(專家判釋法)

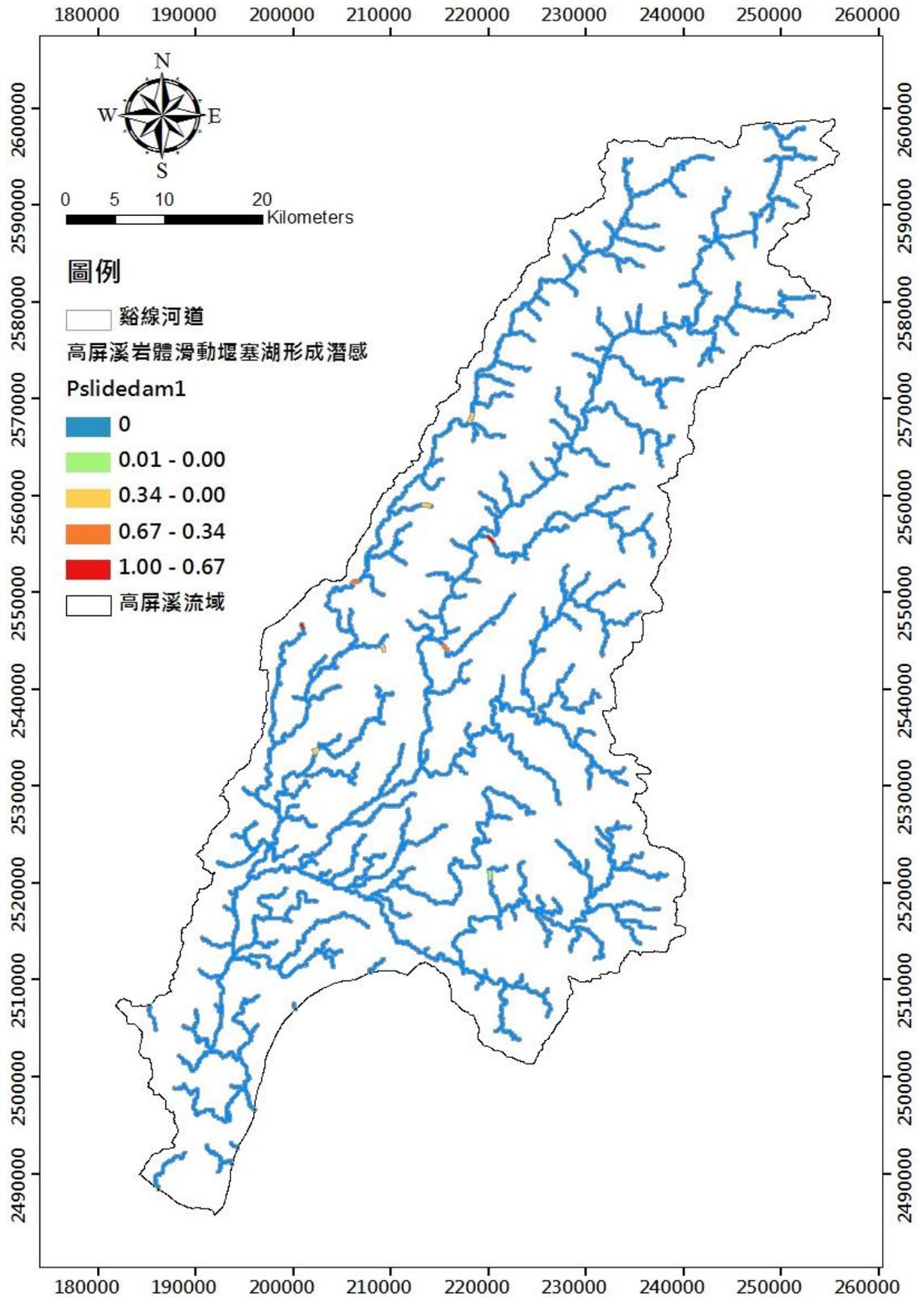


圖 5-18 高屏溪流流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

5.5.4 堰塞湖形成潛勢圖-以高屏溪流域為例

繪製完土石流、岩屑崩滑及岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖後(圖 5-11、圖 5-15 及圖 5-18)，本研究將三種潛勢圖套疊，選取重疊區域之最大機率值，合併為整體堰塞湖形成潛感，成果如下圖 5-19 所示。

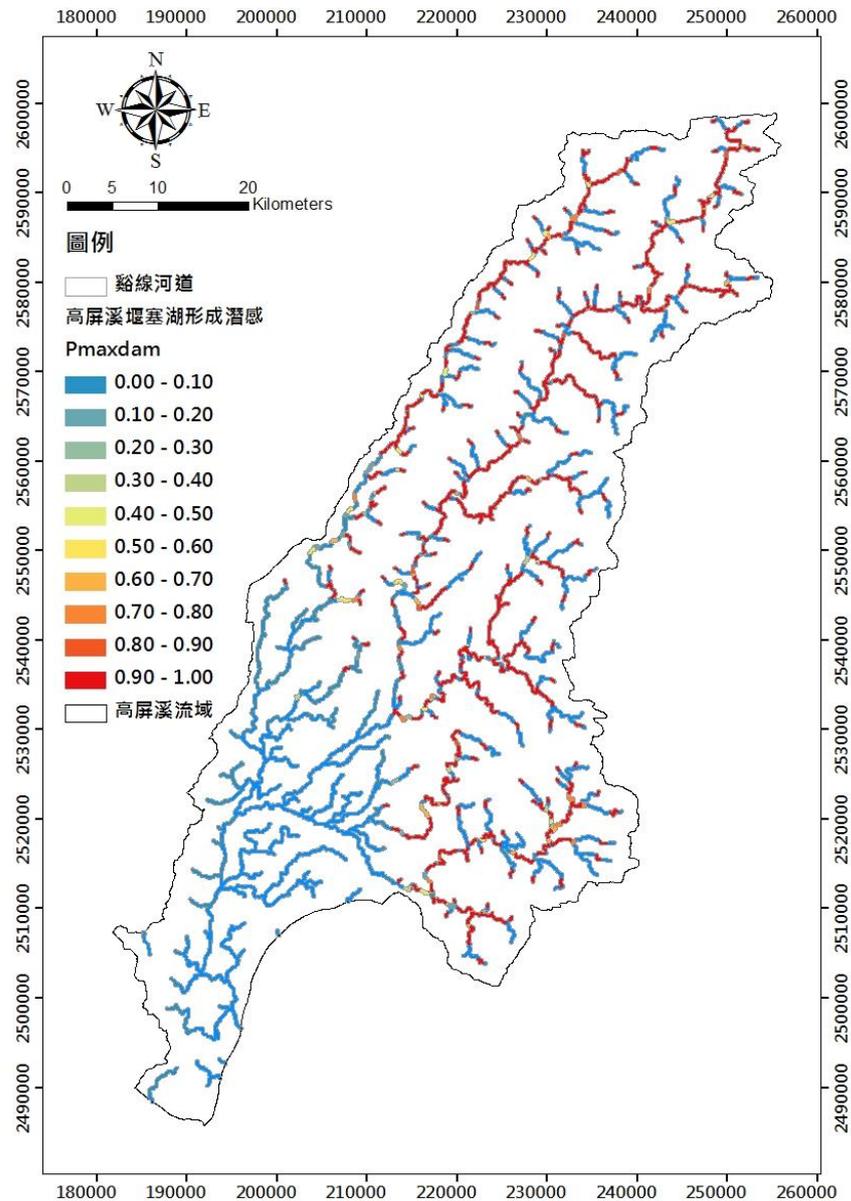


圖 5-19 高屏溪流域堰塞湖形成潛勢圖

(莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量)

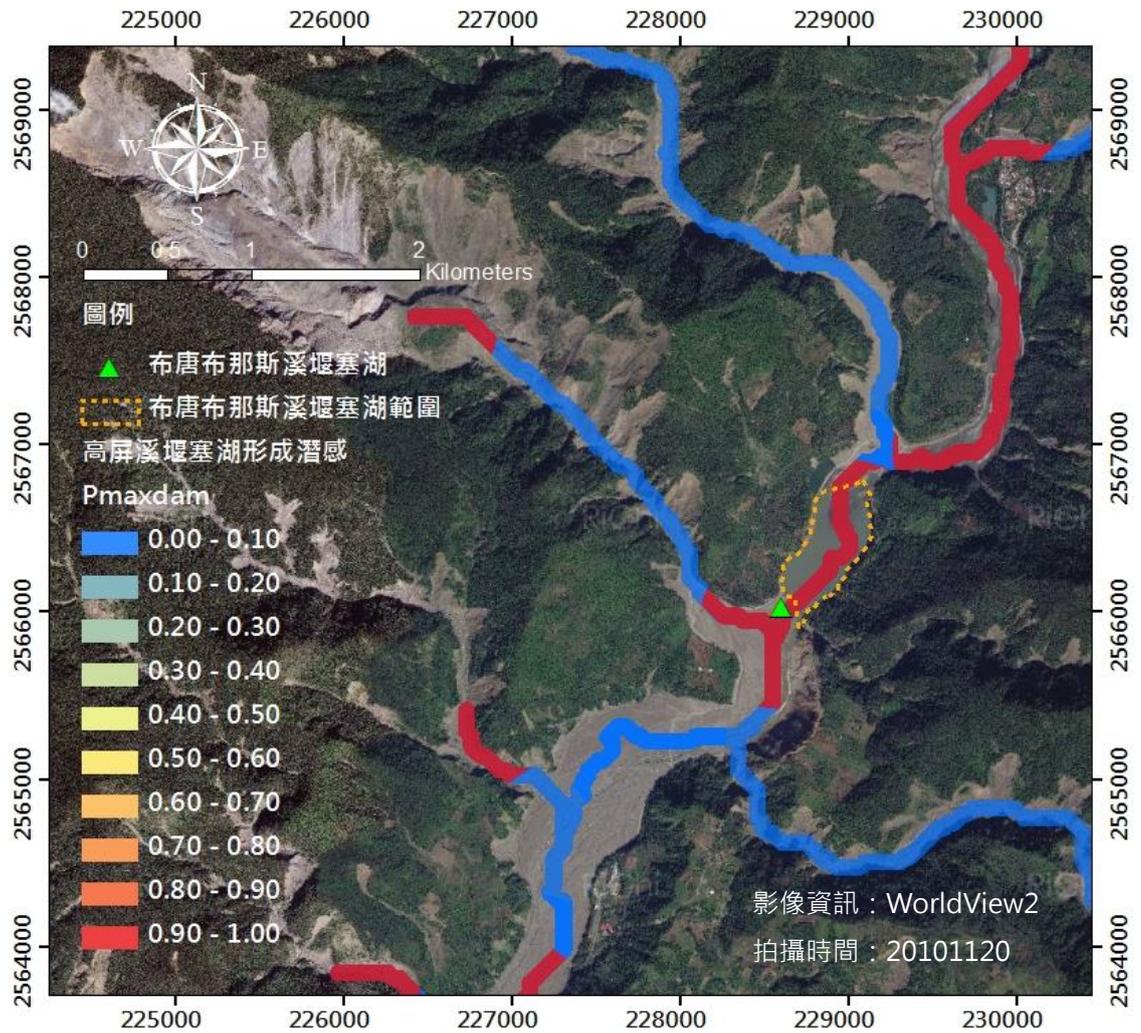


圖 5-20 高屏溪流域荖濃溪上游布唐布那斯溪堰塞湖

(套疊莫拉克颱風後之 100 年重現期距降雨量之堰塞湖形成潛勢)

根據本研究所蒐集之堰塞湖目錄，發生於莫拉克颱風之後又屬高屏河流域所發生之堰塞湖為 2010 年凡那比颱風造成的布唐布那斯溪堰塞湖，將圖 5-19 與其位置套疊進行驗證，結果如圖 5-20 所示，橘色虛線框為本研究根據衛星影像所繪製之堰塞湖範圍，綠色點位為文獻所述之堰塞湖位置，而該區之堰塞湖形成潛感為 0.9~1，代表本研究所繪製之堰塞湖形成潛勢圖合理。

第六章 結論與建議

根據上述研究成果，可歸納出有關本研究進行堰塞湖形成潛感運算過程之結論與相關建議。

6.1 結論

1. 本研究蒐集各種相關文獻及相關圖資，目前已蒐集全世界 941 個堰塞湖案例，其中台灣堰塞湖案例有 68 筆，時間橫跨 1862~2013 年；本研究所蒐集之台灣山崩案例較完整資料(包含山崩位置、山崩面積、山崩型態之資料)有 280 筆，時間橫跨 2006~2012 年。
2. 根據本研究所蒐集之 68 筆台灣堰塞湖文獻，有 21 筆山崩面積紀錄，其平均山崩面積範圍約 68 公頃。而本研究所使用之羅吉斯迴歸訓練資料為 31 筆台灣堰塞湖案例，其平均山崩面積約 4.7 公頃，包含許多小型山崩所形成之堰塞湖案例。
3. 本研究所迴歸出之山崩後堰塞湖形成潛感模式為：

$$P_{Dam} = \frac{1}{1 + e^{-\varepsilon}}$$

$$-16.464(a)$$

$$\varepsilon = +3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q - 1.893(b)$$

$$-3.313(c)$$

其中，(a)為土石流類型，(b)為岩屑崩滑類型，(c)為岩體滑動類型； P_{Dam} 即為山崩後堰塞湖形成潛感值， A 為山崩面積(ha)， P 為路徑長度(km)， S 為路徑平均坡度(100%)， B 為河道寬度(100

m)； Q 為事件流量(1000CMS)。

4. 山崩後堰塞湖形成潛感以誤差分類矩陣進行驗證，其總體預測正確率為 90%，總體正確率為 80.6%，ROC 曲線之 AUC 為 0.893，表示本研究所建立之羅吉斯迴歸模型可有效預測台灣地區山崩已發生之後堰塞湖形成之機率。
5. 本研究提出之山崩後堰塞湖形成潛感模式，可藉由帶入預測資料：山崩面積、山崩型態、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度與事件流量作為預測未來山崩後堰塞湖形成之機率。
6. 引用適當之山崩潛感模式可與山崩後堰塞湖形成潛感模式結合，就可提出堰塞湖形成潛感模式與堰塞湖形成潛勢圖。本研究成功建立堰塞湖形成潛感模式之運算方法，並繪製高屏溪流域之堰塞湖形成潛勢圖，且潛勢圖經驗證後具有合理性。

6.2 建議

1. 目前本研究是使用 30 米與 40 米之數值地形模型進行山崩發生後其崩落土石運移至堵塞的過程相關運移因子運算，但由於數值地形模型精度問題使得無法順利使用斜坡單元進行岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖的繪製，改以集水區單元替代，未來可能可以更改為挑選具代表性(山崩潛感較高)的斜坡單元或以更高精度之數值地形模型進行岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖的繪製。
2. 本研究是利用地理資訊系統(ESRI Arc GIS)中的水文運算模組(Arc Hydro)的流動路線計算(Flow Path Tracing)進行運移路徑計算，但其實三種山崩型態當中，只有土石流比較適合以此模組推估運移路徑，後續可以考慮以地形、坡向對於岩屑崩滑與岩體滑動的運移路徑進行計算應更加準確。
3. 因為山崩類型對於堰塞湖形成之影響頗大，若能蒐集更多山崩、堰塞湖之山崩型態相關資料將有助於未來提出更完善之堰塞湖形成潛感。
4. 順向坡造成之堰塞湖比例佔全球堰塞湖比例很高，本研究因為沒有蒐集到適當之順向坡山崩潛感故在此無法進行此山崩型態之堰塞湖形成潛感運算，但在未來應可以進行順向坡造成堰塞湖形成之相關研究。

5. 地震造成之堰塞湖模式比降雨造成堰塞湖模式更為複雜，需考慮地震對於地表之加速度影響或地層隆起形成堰塞湖，未來若要考慮地震為觸發因子進行堰塞湖潛感分析需要考慮更多地震相關因子。
6. 未來可納入世界所發生之堰塞湖案例進行迴歸得到山崩後堰塞湖形成潛感模式。



參考文獻

1. Arc GIS Resources, <http://resources.arcgis.com/>
2. Aster 官網, <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>
3. ESRI Arc GIS, <http://www.esri.com/software/arcgis>.
4. 台灣大百科全書, <http://taiwanpedia.culture.tw/>
5. 土石流防災資訊網-行政院農業委員會水土保持局, <http://246.swcb.gov.tw/>
6. 中央地質調查所全球資訊網, <http://www.moeacgs.gov.tw/>
7. 中央氣象局網站, <http://www.cwb.gov.tw/>
8. 瑞竣科技 RiChi Technology Inc., <http://www.richitech.com/>
9. 經濟部中央地質調查所集水區地形及地質資料庫成果查詢系統 <http://gwh.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-2/sys9/>
10. 經濟部水利署地理資訊倉儲中心, <http://gic.wra.gov.tw/gic/HomePage/Index.aspx>
11. 經濟部水利署第七河川局, <http://www.wra07.gov.tw/>
12. Agresti, A. (2002), "Categorical data analysis," 2nd ed., John Wiley, New York.
13. Aronoff, S. (1989), "Geographic Information Systems: A Management Perspective," WDL Publications, Ottawa.
14. Atkinson, P. M. and Massari, R. (1998), "Generalised linear modelling of susceptibility of landsliding in the Central Apennines, Italy," Computers & Geosciences, 24, 373–385.
15. Burrough, P. A., and McDonell, R. A. (1998), "Principles of Geographical Information Systems," Oxford University Press, New York.
16. Carrara, A. (1983), "Multivariate models for landslide hazard evaluation," Mathematical Geology, 15, 3, 403-427.
17. Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. and Reichenbach, P. (1991), "GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard," Earth Surface Processes and Landforms, 16, 427-445.
18. Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P. (1991), "GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard," Earth Surface Processes and Landforms, 16, 5, 427-445.
19. Casagli, N. and Ermini, L. (1999), "Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine," Transactions of the Japanese

- Geomorphological Union, 20, 219-249.
20. Chung, C.F. and Fabbri, A.G. (1999) , “Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping, ” *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 65, 12, 1389-1399.
 21. Clerici, A. and Perego, S. (2000), “Simulation of the Parma River blockage by the Corniglio landslide (Northern Italy), ” *Geomorphology*, 33(1-2), 1-23.
 22. Cox, D.R. (1970) , “The Analysis of Binary Data, ” Methuen ,London.
 23. Dai, F.C. and Lee, C.F. (2002) , “Landslide characteristics and slope instability modelling using GIS, Lantau Island, Hong Kong, ” *Geomorphology*, 42, 213–228.
 24. Davis, J.C. (2002) , “Statistics and Data Analysis in Geology, ” 3rd ed, Wiley.
 25. Department of Environment (DoE), (1987) , “Handling Geographic Information, ” HMSO, London.
 26. Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J. and Pan, Y. W. (2009), “Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams, ” *Geomorphology*, 110, 162-171.
 27. Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J. and Pan, Y. W. (2011) , “Logistic regression model for predicting the failure probability of a landslide dam, ” *Engineering Geology*, 117, 52-61.
 28. Ermini, L. and Casagli, N. (2003), “Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index, ” *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 31-47.
 29. Feinberg, S. (1985) , “The analysis of cross-classified categorical data, ” 2nd ed., MIT Press, Cambridge MA.
 30. Giles, P. T. and Franklin, S. E. (1998) , “An automated approach to the classification of the slope units using digital data, ” *Geomorphology*, 21, 3-4, 251-264.
 31. Jenson, S. K., and Domingue, J.O. (1988) , “Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis, ” *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, 11, 1593-1600.
 32. Kmenta, J. (1986) , “Elements of Econometrics, ” Macmillan, New York.
 33. Kohavi, R. and Provost, F. (1998) , “Glossary of Terms, ” *Machine Learning*, 30, 2-3.
 34. Kroup, O. (2002), “Recent research on landslide dams - a literature review with special attention to New Zealand, ” *Progress in Physical Geography*, 26, 206-235.

35. Korup, O. (2004) , “Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams, ” *Engineering Geology*, 73(1-2), 13-35.
36. Korup, O. (2005), “Geomorphic hazard assessment of landslide dams in South Westland New Zealand: fundamental problems and approaches, ” *Geomorphology*, 66(1-4), 167-188.
37. Lee, S. and Min, K. (2001) , “Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, ” *Korea Environmental Geology*, 40 ,1095-1113.
38. Liew, P.M., Pirazzoli, P.A., Hsieh, M.L., Arnold, M., Barousseau, J.P., Fontugne, M. and Giresse, P. (1993) , “Holocene tectonic uplift deduced from elevated shorelines, eastern Coastal Range of Taiwan, ” *Tectonophysics*, 222, 55-68.
39. Long, J. S. (1997) , “Regression Models for Categorical and Limited Dependent Variables, ” Sage Pubns, USA.
40. Metz, C.E., Herman, B.A., Shen, J.H. (1998) , “Maximum likelihood estimation of receiver operating characteristic (ROC) curves from continuously-distributed data, ” *Statistics in Medicine*, 17, 9, 1033-1053.
41. Moore, I. D., Grayson, R.B. and Landson, A.R. (1991) , “Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications, ” *Hydrological Processes*, 5, 3-30.
42. Nakamura, F., Swanson, F.J. and Wondzell, S.M. (2000), “Disturbance regimes of stream and riparian systems - a disturbance-cascade perspective, ” *Hydrol Process*, 14, 2849-2860.
43. 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.
44. Parent, P. and Church, R. (1987) , “Evolution of Geographical Information Systems as Decision Making Tools, ” *Proceedings GIS*, 87, 63-71.
45. Park, S.H., Goo, J.M. and Jo, C.H. (2004) , “Receiver Operating Characteristic (ROC) Curve: Practical Review for Radiologists, ” *Korean J Radiol* , 5, 11-18.
46. Schuster, R.L. (1993), *Landslide dams – a worldwide phenomenon*, *Proceedings Annual Symposium of The Japanese Landslide Society*, 1-23.
47. Schuster, R.L. and Costa, J.E. (1986), “A perspective on landslide dams In Schuster R.L. (Ed.) *Landslide Dam: Processes Risk and Mitigation*, ” *American Society of Civil Engineers. Geotechnical Special Publication*, 3, 1-20.

48. Soille, P. (2004) , “Morphological image analysis, principles and applications, ” 2nd ed., Springer.
49. Strahler, A. N. (1957) , “Quantitative analysis of watershed geomorphology, ” Transactions of the American Geophysical Union, 38, 6, 913-920.
50. Swanson, F.J.; Graham, and Grant, G.E. (1985), “Some effects of slope movements on river channels, ” Proceedings of the International Symposium on Erosion, Debris flow, and Disaster prevention, Tsukuba, Japan, 273-278.
51. Swets, J. (1988) , “Measuring the accuracy of diagnostic systems, ” Science, 240, 1285-1293.
52. Tsou, C. Y., Feng, Z. Y. and Chigira, M. (2011) , “Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan, ” Geomorphology, 127, 166-178.
53. Varnes, D. J. (1978), “Slope movement types and processes, ” Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.), Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, 11-33.
54. Verhulst, P.F. (1838) , “Notice sur la loi que la population poursuit dans son accroissement, ” Correspondance mathématique et physique, 10, 113–121.
55. Wilson, J.P. and Gallant, J.C. (2000) , “Digital terrain analysis”, In: Wilson, J. P. and Gallant, J. C. (eds.) Terrain Analysis- Principles and Applications, ” New York, John Wiley & Sons.
56. 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.
57. Yu, S.B., Chen, H.Y., and Kuo, L.C. (1997) , “Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, ” Tectonophysics, 274, 41-59.
58. Zevenbergen, L. W., and Thorne, C.R. (1987) , “Quantitative Analysis of Land Surface Topography, ” Earth Surface Processes and Landforms, 12, 47-56.
59. 鄧屬予、李錫堤、劉平妹、宋聖榮、曹恕中、劉桓吉、彭志雄(2004) , 臺北堰塞湖考證，地理學報，第 36 期，第 77-100 頁。
60. 童煜翔(2008) , 山崩引致之堰塞湖天然壩穩定性之量化分析，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
61. 農林航空測量隊(1976) , 石門水庫集水區崩塌地航測調查研究計畫報告，台灣省石門水庫管理局。
62. 農林航空測量隊(1980) , 曾文水庫集水區崩塌地航測調查研究計畫

報告，台灣省石門水庫管理局。

63. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2003)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十二年度報告(1/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
64. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2004)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十三年度報告(2/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
65. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2005)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十四年度報告(3/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
66. 李錫堤、董家鈞、林銘郎(2009)，小林村災變之地質背景探討，地工技術，第 122 期，第 87-94 頁。
67. 李昫珊、董家鈞、李明旭、宋睿唐(2010)，莫拉克颱風引致之堰塞湖地形與水文參數分析－以小林村堰塞湖為例，Taiwan Rock Engineering Symposium 2010，第 21-22 頁。
68. 廖志中、胡賢能、潘以文、林志平、黃明萬(2002)，草嶺堰塞湖斷層追蹤與地震調查評估研究，經濟部水利處水利規劃試驗所委託研究報告，國立交通大學防災工程研究中心，新竹。
69. 廖志中、董家鈞、潘以文、徐志謙、謝勝彥、彭瑞國、吳文賢(2003)，堰塞湖形成與存在性之探討，第十屆大地工程研討會論文集，台北。
70. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2002)，堰塞湖引致災害防治對策之研究第一年研究成果報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
71. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2003)，堰塞湖引致災害防治對策之研究第二年研究成果報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
72. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2004)，堰塞湖引致災害防治對策之研究總報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
73. 林昫靜、盧孟明(2010)，近五十年極端降雨之分析，2010 台北災害管理研討會論文集，第 3-4 頁。
74. 匡尚富(1994)，斜面崩塌引起的天然壩形成機理和形狀預測，泥沙研究，第 4 期，第 50-59 頁。
75. 何春蓀(1982)，台灣地體構造的演變：台灣地體構造圖說明書，經濟部中央地質調查所。

76. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2007)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 1 期 96 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(1/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
77. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2008)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 97 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(1/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
78. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2009)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 98 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(2/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
79. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2010)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 99 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(3/3)，經濟部中央地質調查所，台北。
80. 簡瑋延(2011)，應用物件導向分類方法自動產製斜坡單元，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
81. 經濟部水利署(2002)，中華民國九十年台灣水文年報，經濟部水利署。
82. 經濟部水利署(2003)，中華民國九十一年台灣水文年報，經濟部水利署，。
83. 經濟部水利署(2004)，中華民國九十二年台灣水文年報，經濟部水利署。
84. 經濟部水利署(2005)，中華民國九十三年台灣水文年報，經濟部水利署。
85. 經濟部水利署(2006)，中華民國九十四年台灣水文年報，經濟部水利署。
86. 經濟部水利署(2007)，中華民國九十五年台灣水文年報，經濟部水利署。
87. 經濟部水利署(2008)，中華民國九十六年台灣水文年報，經濟部水利署。
88. 經濟部水利署(2009)，中華民國九十七年台灣水文年報，經濟部水利署。
89. 經濟部水利署(2009)，莫拉克颱風暴雨量及洪流量分析，經濟部水利署。

90. 經濟部水利署(2010)，中華民國九十八年台灣水文年報，經濟部水利署。
91. 經濟部水利署(2011)，中華民國九十九年台灣水文年報，經濟部水利署。
92. 經濟部水利署(2012)，中華民國一百年台灣水文年報，經濟部水利署。
93. 柴賀軍、劉漢超、張倬元、劉浩吾(2001)，天然土石壩穩定性初步研究，地質科技情報，第 20 卷，第 1 期。
94. 陳連晃、陳念軍、袁鳳(2008)，TWD97 座標系統的轉換設計與應用，農林航空測量所。
95. 陳昆廷、臧運忠、郭玉樹、呂明鴻、謝正倫(2010)，莫拉克颱風引致堰塞湖之案例分析，中華防災學刊，第 2 期，第 1 卷，第 43-50 頁。
96. 陳錦媽、黃國展(2013)，ArcGIS 地理資訊系統入門與應用，新文京出版社，台灣。
97. 陳樹群(1999)，堰塞湖潰決機制與減災工法研究，中國水土保持學報，第 30 卷，第 4 期，第 299-311 頁。
98. 陳毅青(2012)，降雨誘發崩塌侵蝕之規模頻率及其控制因子，國立台灣大學土木工程學系博士論文。
99. 張邨生(2004)，ESRI ArcGIS 地理資訊系統簡介，國土資訊系統通訊，第 49 期。
100. 鄭錦桐、紀宗吉、陳宏仁、沈哲緯、林彥享、謝寶珊、陳建宏(2007)，地質敏感區災害潛勢評估與監測—都會區周緣坡地山崩潛勢評估(1/4)，經濟部中央地質調查所。
101. 鄭錦桐、紀宗吉、陳宏仁、沈哲緯、林彥享、謝寶珊、陳建宏(2010)，地質敏感區災害潛勢評估與監測—都會區周緣坡地山崩潛勢評估(4/4)，經濟部中央地質調查所。
102. 中央氣象局(2006)，中華民國 94 年氣候資料年報，中央氣象局。
103. 中央氣象局(2007)，中華民國 95 年氣候資料年報，中央氣象局。
104. 中央氣象局(2008)，中華民國 96 年氣候資料年報，中央氣象局。
105. 中央氣象局(2009)，中華民國 97 年氣候資料年報，中央氣象局。
106. 中央氣象局(2010)，中華民國 98 年氣候資料年報，中央氣象局。
107. 中央氣象局(2011)，中華民國 99 年氣候資料年報，中央氣象局。
108. 中央氣象局(2012)，中華民國 100 年氣候資料年報，中央氣象局。

109. 史天元(2000)，橫麥卡托(TM)座標與經緯度轉換，地籍測量，第 19 卷，第 2 期，第 1-9 頁。
110. 臧運忠、陳冠廷、陳昆廷、王昭堡、謝正倫、郭玉樹(2012)，堰塞湖應變處理機制建立與應用，中華防災學刊，第 4 卷，第 2 期，第 153-160 頁。
111. 財團法人成大研究發展基金會(2011)，國有林深層崩塌致災潛勢調查評估南部重點流域第二次期中報告書，行政院農業委員會林務局，台北。
112. 財團法人成大研究發展基金會(2012)，國有林地深層崩塌致災潛勢調查評估南部重點流域，行政院農業委員會林務局，台北。
113. 蔡光榮、王弘祐、林金炳、侯峻棕、林昆賢(2000)，921 集集大地震誘發大山崩與形成堰塞湖災害初步調查，土工技術，第 77 期，第 93-100 頁。
114. 蔡義誌，馮智偉，陳樹群(2011)，921 集集大地震與莫拉克颱風崩塌地在崩塌發生前之坡形分類，農林學報，第 60 卷，第 4 期，第 275-292 頁。
115. 蔡雨澄(2012)，極端降雨下之山崩潛感分析-以莫拉克颱風颱風誘發山崩為例，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
116. 吳明隆、涂金堂(2011)，SPSS 與統計應用分析，第二版，五南出版社。
117. 吳泓昱、張白中(2010)，全球進入地震活躍期，科學人電子報，第 206 期。
118. 王濟川、郭志剛(2003)，Logist 迴歸模型-方法及應用，第一版，五南出版社。

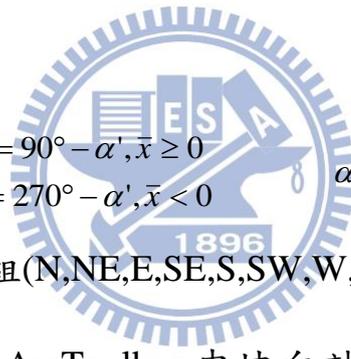
附錄 1

高屏溪流域地層分類表(經濟部中央地質調查，2009；蔡雨澄，2012)

類別代號	岩性類別	地層
岩性 01	礫，砂，黏土	現代沖積層
岩性 02	礫石、砂及粘土，紅土含板岩之礫石	階地堆積層、紅土台地堆積層
岩性 03	石灰岩，生物泥礫岩或礫泥岩	大社層
岩性 04	礫岩與泥岩互層	嶺口礫岩
岩性 05	礫岩、砂岩、砂質頁岩和泥岩	紅水坑礫岩、六龜層
岩性 06	青灰色泥岩偶夾薄砂岩層	古亭坑層
岩性 07	砂頁岩互層，厚層砂岩和泥質砂岩、砂岩夾頁岩	南勢崙砂岩、糖恩山砂岩
岩性 08	粉砂岩和頁岩薄互層，夾有厚層砂礫岩透鏡體	烏山層、隘寮腳層、蓋仔寮頁岩、鹽水坑頁岩、牡丹層
岩性 09	板岩、硬頁、青灰色砂岩偶夾頁岩，夾有火成岩透鏡體	潮州層、南港層、樟山層上段、廬山層、火成岩
岩性 10	砂頁岩互層、厚層粉砂岩或粉砂岩和砂岩後互層、頁岩間夾薄層粉砂岩	長枝坑層、紅花子層、三民頁岩
岩性 11	安山岩質或玄武岩質火成岩	佳陽層、十八重溪層、玉山主山層、畢祿山層
岩性 12	厚層變質砂岩間夾板岩	達見砂岩
岩性 13	片岩	大南澳片岩(大理岩)、大南澳片岩(黑色片岩、綠色片岩、燧石)、大南澳片岩(黑色片岩為主)

附錄 2

高屏溪流域山崩潛感因子(蔡雨澄，2012)

岩性	儘可能參考大比例尺之地質圖，進行岩性資料萃取。
坡向	<p>蔡雨澄(2012)之坡向計算方式亦採用3x3網格，按Wilson和Gallant (2000)之坡度定義進行坡度計算。但經運算後所得到的坡向為0~360度方位角，但0度與359度所指的實際方向僅有1度的差異，但數值上則有359度的差異。為了避免計算上之偏差，坡向因子亦採用崩壞比作為之評分之依據。坡向α計算公式如下：</p> <div style="text-align: center;">  $\alpha = 90^\circ - \alpha', \bar{x} \geq 0$ $\alpha = 270^\circ - \alpha', \bar{x} < 0$ $\alpha' = \tan^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{\bar{x}}\right)$ </div> <p>並將坡向分為八組(N,NE,E,SE,S,SW,W,NW)，供做分析使用。</p> <p>*本研究是使用ArcToolbox中坡向計算功能按Burrough和McDonell (1998)以3×3環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法計算。經運算後所得到的坡向為0~360度方位角。</p>
坡度	<p>蔡雨澄(2012)以3x3網格Wilson和Gallant(2000)之坡度定義進行坡度計算。</p> <p>*本研究是使用ArcToolbox中坡度計算功能按Burrough和McDonell (1998)以3×3環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法計算。</p>

地形
粗糙
度

地形粗糙度 (terrain roughness) 之定義為描述一區域內的地形變化程度，Wilson 和 Gallant (2000)提出利用圓形的視窗內的高度標準差，作為區域內高度變化程度的計測方式。為了更確切的表現地形局部起伏的狀況，蔡雨澄(2012)以空間域濾波的方式，將數值地形以半徑 13×13 進行平滑化，去除地表起伏較為劇烈的部分，僅留下大範圍的地勢的起伏，再將原始地形面扣除平滑化後的地形，即可得到地表起伏較為劇烈的高頻特徵，然後計算半徑 13×13 之某一圓形區域範圍內的標準值來代表此區域地形之粗糙度。

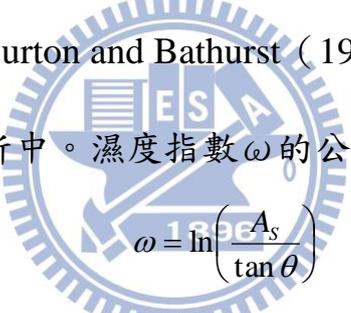


*本研究亦參考 Wilson 和 Gallant (2000)所提出的方法：利用圓形環域網格內之網格高程值標準差作為區域內的高程變化程度。選取 3×3 圓形環域網格以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的焦點統計(Focal Statistic)功能計算其選定的案例災前數值地形模型之標準差視為該案例流域之地形粗糙度。

全坡高	<p>在數值地形模型上，沿著山坡坡向切一剖面，坡之上方轉折點為坡頂，最低轉折點為坡趾，邊坡坡頂海拔高度為坡頂標高，坡頂與坡趾之相對高差為全坡高。</p>
總曲率	<p>根據 Wilson 和 Gallant (2000) 定義以 3×3 格網之相對關係運算各項曲率值，由於總曲率之計算結果呈現對數型態分布，因此蔡雨澄(2012)將總曲率值取對數進行分析。</p>
切線曲率	<p>蔡雨澄(2012)將數值地形以半徑 13×13 進行平滑化後，根據 Wilson 和 Gallant(2000)定義以 3×3 格網之相對關係運算切線曲率值。</p> <p>*本研究的曲率運算是利用災前數值地形模型(DTM)以 3×3 環域網格逐一計算出代表每個網格高程值的四階多項式地形面後，其每個網格的二階導數即為該網格的曲率，此曲率的物理意義就如同地形的二次微分。</p>
相對坡高	<p>在數值地形模型上，沿著山坡坡向切一剖面，坡之上方轉折點為坡頂，最低轉折點為坡趾，邊坡坡頂海拔高度為坡頂標高，坡頂與坡趾之相對高差為全坡高，任一特定點至坡趾之相對高差為坡高，邊坡的坡高越高，其受擾動的機曾及面積越大而穩定度越差，坡高除以全坡高則為相對坡高。</p>

濕度指數

濕度指數 (wetness index) 又稱為地形濕度指數 (topographic wetness index)、地形指數 (topographic index)、複合地形指數 (compound topographic index) (Wilson and Gallant, 2000), 此指數表示地形對土壤濕度的控制。然而此方法必須利用許多假設以達到地形對土壤濕度控制之正確性, 因此在使用上有其限制, 但其概念為坡度陡則水迅速向下流動, 因此入滲量會較低, 土壤中的含水量亦可能較低; 而於低平的地方, 由於坡度平緩, 水可較長時間留在地表而逐漸入滲, 因此土壤中的含水量可能會較高。Burton and Bathurst (1998) 亦將此概念引入淺層滑動的潛感分析中。濕度指數 ω 的公式如下:


$$\omega = \ln\left(\frac{A_s}{\tan \theta}\right)$$

A_s 為斜坡上任一單位斷面之上游集水面積 (m), θ 為坡度 ($^{\circ}$)

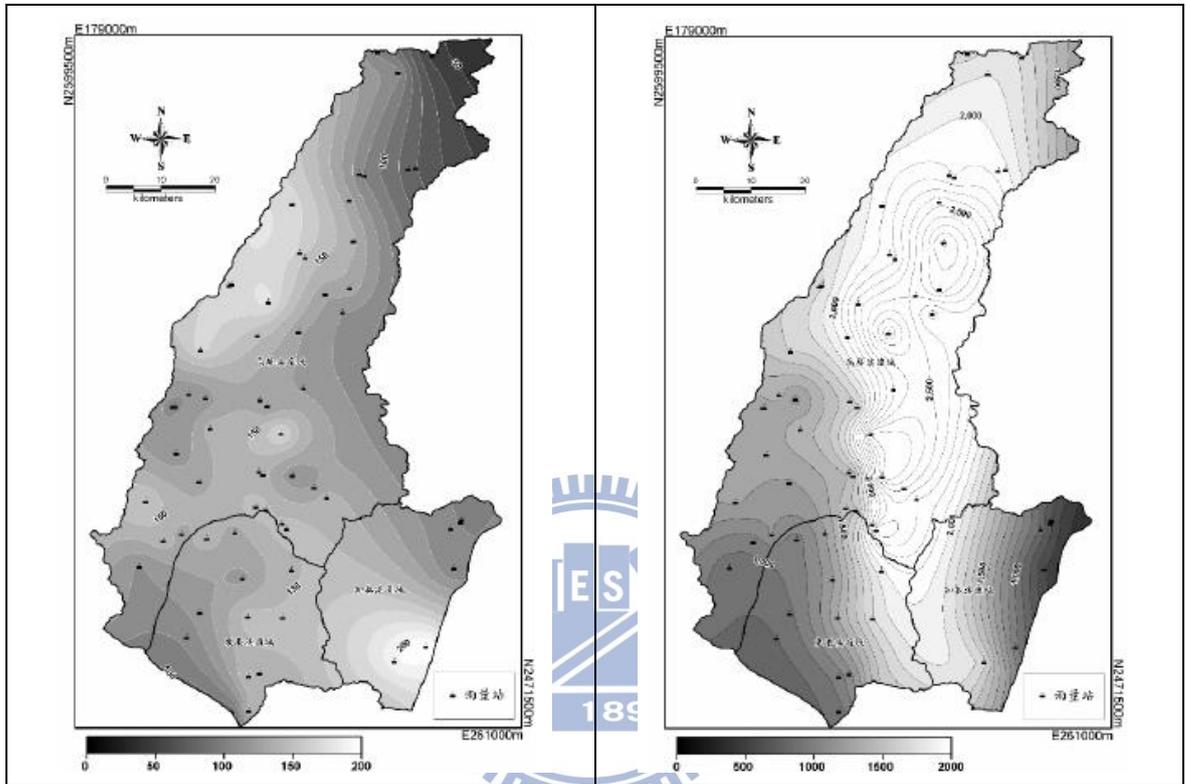
附錄 3

高屏溪流域土石流潛感因子(經濟部中央地質調查所，2009)

主流長度	集水區主流長度
相對高度	以集水區中最高點高程值與最低點高程值相減
溪床坡度	謝正倫（1993）定義溪床坡度： $S = \tan^{-1}\left(\frac{H}{L}\right)$ <p>其中，H 為溪流上下游之高程差，L 為溪流長度。</p>
事件誘發崩坍地 面積比	比對衛星影像前後期的變異點，決定事件誘發之崩塌地，而事件誘發之崩塌地面積，除以集水面積，即為事件誘發崩塌地面積比。
事件前誘發崩坍 地面積比	歷年崩塌地於分析單元中所佔的面積的總和，除以集水區面積，即為事件前歷年崩塌地面積比。
邊坡坡度比	表示分析單元中邊坡坡度大於 25 度所佔的面積除以集水區整體面積。

附錄 4

高屏溪、東港溪、知本溪等流域延時 1 小時延與時 72 小時 100 年重現期距降雨量分布圖(經濟部中央地質調查所，2009)



附錄 5

莫拉克颱風各流域各控制站洪峰流量分析表(經濟部水利署，2009)

高屏溪支流	控制站	100 年重現期距洪峰流量(CMS)
本流	九曲堂站	26,800
荖濃溪	里港大橋	21,100
	荖濃溪與隘寮溪合流前	14,200
	新發大橋站(原荖濃站)	9,240
旗山溪	旗山溪出口	7,780
	月眉站	5,990
隘寮溪	隘寮溪出口	8,600
	三地門站	6,150
美濃溪	美濃溪出口	1,060