
坡面崩塌量體引致坡面型土石流事件之量
化評估方法-以高屏溪為例
成果報告書

**Prediction Model on Hillslope Debris Flows
Induced by Shallow Landslide - Kaoping
River in south Taiwan**

執行單位：國立屏東科技大學

執行期間：110 年 01 月 27 日至 110 年 12 月 31 日

計畫主持人：陳天健 教授

行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國 110 年 12 月

(本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考)

坡面崩塌量體引致坡面型土石流事件之量化評估方法

-以高屏溪為例

摘要

本年度建立高屏溪流域坡面型土石流(啟動之崩塌地形及量體評估模式，以提供提升坡面型土石流預測能力，以因應極端氣候之防災預警，保障居民安全。研究團隊收集高屏溪 200 處之坡面型土石流(HDF)案例及崩塌(NDF)案例，配合微地形、及地文及侵蝕特性等分析工作。

就 HDF 之發生面積方面，研究成果顯示可二門檻，初步判釋 HDF 之發生可能性，第一門檻條件：流動長度大於 70 m，集水區面積發生門檻約大於 1.7 公頃。第二發生門檻條件，採以發生區內崩塌面積 4000 m²，正判率約 83%。此門檻反推求之發生區面積門檻約 1.5 公頃。前述門檻值符合實務應用需求。

本研究進一步評估坡面型土石流發生之土方量體門檻。為獲得表土及崩積層厚度評估模式，本研究收集全台地區 177 處鑽孔，逐一篩選表土及崩積層厚度，同時研究該厚度與地形關係研究。

最後綜整土層厚度及 HDF 崩塌面積門檻資料，本研究採發生區崩塌體積 15000m³ 做為發生坡面型土石流門檻值，此一模式可獲得 HDF 與 NDF 正判率達 8 成以上，符合實務應用需求。

關鍵字：坡面型土石流、發生門檻崩塌面積、發生門檻崩塌體積

Prediction Model on Hillslope Debris Flows

Induced by Shallow Landslide - Kaoping

River in south Taiwan

Abstract

This project developed the landslide area and the landslide volume threshold models for the initiation of hillslope debris flow to enhance the ability of early warning and disaster prevention from the severe weather condition. 200 events of hillslope debris flow (HDF) and landslide (NDF) were investigated and studied corresponding to topographic features in the project.

Results for the landslide area threshold model on the initiation of hillslope debris flow showed two criteria have been achieved to identify the HDF, first criterion: the length of transportation segment should be longer than 70 m and catchment area large than 1.7 ha., and second criterion: the landslide area should large than 4000 m² within the HDF initiation area. Based on criteria, the HDF classified ratio is about 83%. The corresponding area of initiation area is about 1.5 ha.

The project also developed the landslide volume threshold models for the initiation of hillslope debris flow. 177 boring logger data were collected and analyzed to obtain the relationship of colluvium thickness and topographic factors. The gradient and location were considered here.

Finally, the landslide volume threshold models for the initiation of HDF corresponding colluvium thickness and landslide area threshold were achieved, ie. the landslide volume large than 15000 m³ will be the

threshold of HDF initiation. The 81.2% identified ratio was achieved for the recognition of HDF and NDF.

Keywords: hillslope debris flow, landslide area threshold model, landslide volume threshold model

目次

摘要	I
Abstract	III
目次	V
表次	VII
圖次	IX
第一章 前言	1-1
第二章 計畫項目及時程進度	2-1
第一節 本年度計畫工作項目	2-1
第二節 工作進度	2-2
第三章 相關文獻	3-1
第一節 邊坡破壞模式	3-1
第二節 坡面型土石流定義與分類	3-2
第三節 淺層崩塌相關研究	3-5
第四節 坡面型土石流與岩屑崩滑之差異	3-12
第五節 坡面型土石流特性	3-14
第六節 坡面型土石流之判釋地形特徵	3-15
第七節 分析單元定義	3-16
第四章 研究區域及方法	4-1
第一節 研究區域及地質概述	4-1
第二節 研究方法	4-4
第三節 研究區域基本圖資庫	4-7
第四節 坡面型土石流及崩塌案例資料庫	4-9
第五節 坡面型土石流及崩塌案例現地勘查工作	4-11
第五章 坡面型土石流集水區之微地形特性	5-1

第一節 HDF 集水區分析單元及因子·····	5-1
第二節 坡面型土石流與崩塌案例之地型特性 ·····	5-9
第六章 崩塌區之土壤厚度與地形關係 ·····	6-1
第一節 應用立體航照搭配 1M DEM 推估蝕溝內土壤厚度 ···	6-1
第二節 表土及崩積層鑽探及地形資料 ·····	6-2
第三節 崩積層深度調查分析 ·····	6-8
第七章 高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式··	7-1
第一節 HDF 集水區崩塌面積門檻模式分析·····	7-1
第二節 HDF 集水區崩塌量體門檻模式分析·····	7-5
第八章 結論與建議 ·····	8-1
參考文獻 ·····	參-1
附錄一、計畫核定審查意見回覆辦理情形·····	附錄-1
附錄二、期初審查會議紀錄暨回覆辦理情形·····	附錄-3
附錄三、期中審查會議紀錄暨回覆辦理情形·····	附錄-7
附錄四、期末審查會議紀錄暨回覆辦理情形·····	附錄-11

表次

表 2-1 計畫工作進度預定表	2-2
表 3-1 邊坡坡度與崩塌深度關係文獻綜整表(詹勳全等，2015)	3-7
表 3-2 不同學者提出之以崩塌地面積推估體積之估算式(詹勳全等，2015)	3-8
表 3-3 崩塌與流動之判釋基準(游繁結，2005).....	3-12
表 3-4 各類崩塌形態比較表(呂岡侃與徐美玲，2004)	3-13
表 4-1 研究圖資基本資料表	4-7
表 7-1 以校正發生區崩塌面積案例之正判率	7-4

圖次

圖 3-1 邊坡型(左)與山谷型(中)溪床型(右)(吳素慧，1997).....	3-4
圖 3-2 三學者崩塌量體估算成果比較(詹勳全等，2015).....	3-9
圖 3-3 崩塌體積與以坡度對照崩塌深度法推估崩塌體積之結果比較(詹勳全等，2015).....	3-10
圖 3-4 崩塌地面積推估體積之估算式(詹勳全等，2015).....	3-11
圖 3-5 九種基本坡型(PARSONS, 1988).....	3-13
圖 3-6 集水區範圍示意圖(底圖來源:GOOGLE EARTH).....	3-16
圖 3-7 斜坡縱斷面之變坡點示意圖 (GILES AND FRANKLIN, 1998)	3-18
圖 3-8 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖 (簡瑋延，2011)	3-18
圖 3-9 分析單元劃定示意圖	3-19
圖 4-1 高屏溪流域流域坡度及河川分布圖	4-1
圖 4-2 高屏溪流域地質圖.....	4-3
圖 4-3 高雄六龜區坡面型土石流溪流航照圖(莫拉克颱風).....	4-8
圖 4-4 高屏溪流域坡面型土石流分析單元位置分布圖	4-9
圖 5-1 集水區範圍示意圖(底圖來源:GOOGLE EARTH)	5-1
圖 5-2 分析單元劃定示意圖	5-2
圖 5-3 發生區圈畫示意圖(陳柏龍 2013).....	5-3
圖 5-4 分析單元高程差與隘口 (Ho 之位置) 高程差之示意圖	5-4
圖 5-5 流動段長度示意圖	5-5
圖 5-6 集水區形狀，狹長形(左)及寬圓形(右)(何明憲，2003)...	5-6
圖 5-7 溪谷地形之定義(日本國土技術政策總和研究所，2007)	5-8
圖 5-8 集水區面積分佈情況.....	5-10
圖 5-9 有效集水指標分佈情況.....	5-10
圖 5-10 流動段長度分佈情況.....	5-11
圖 5-11 集水區形狀係數分佈情況.....	5-12

圖 5-12 發生區形狀係數分佈情況.....	5-12
圖 5-13 形狀係數比分佈情況.....	5-13
圖 5-14 隘口深寬比分佈情況.....	5-14
圖 5-15 流動段深寬比分佈情況.....	5-14
圖 5-16 發生區深寬比分佈情況.....	5-15
圖 5-17 集水區平均坡度分佈情況.....	5-16
圖 5-18 發生區平均坡度分佈情況.....	5-16
圖 5-19 坡面平均坡度比分佈情況.....	5-17
圖 6-1 應用航照套疊 1m DEM 測試蝕溝面土層厚度量測之狀況	6-2
圖 6-2 34 處大規模崩塌潛勢區分佈圖	6-3
圖 6-3 屏東縣來義鄉 T001(來義)立體航照及坡度圖	6-4
圖 6-4 高雄市茂林區 D048(萬山)立體航照及坡度圖	6-5
圖 6-5 高雄市桃源區 D382(寶山)立體航照及坡度圖	6-6
圖 6-6 177 孔鑽探分布圖(每一點代表一專案工程)	6-7
圖 6-7 鑽探成果之表土及崩積層厚度數量統計	6-8
圖 6-8 全鑽探案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖	6-9
圖 6-9 未擾動案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖	6-9
圖 6-10 已擾動案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖	6-10
圖 6-11 未擾動案例表土及崩積層厚度與區位分布圖	6-11
圖 6-12 未擾動案例上及中邊坡之表土及崩積層厚度分布圖 ..	6-12
圖 7-1 案例流動長度與發生區內崩塌面積分布狀況	7-2
圖 7-2 案例發生區內崩塌面積與集水區面積分布狀況	7-2
圖 7-3 案例發生區內崩塌面積與發生區面積分布狀況	7-3
圖 7-4 案例發生區內崩塌面積與發生區崩塌率分布狀況	7-5
圖 7-5 坡面型土石流發生之土方量體門檻(厚度依坡度關係式計 算)	7-6

圖 7-6 坡面型土石流發生之土方量體門檻(採平均厚度 3.9M 計算)	7-7
--	-----

第一章 前言

近年全球氣候變遷，強降雨長延時之降雨事件逐漸增加，此種降雨型態造成更易於致生淺層崩塌及坡面型土石流災害。如 2000 年 9 月 5 日陽明山豪雨，造成多處邊坡發生坡面型土石流災害，多名居民遭沖失或掩埋，數十戶房屋遭損毀或掩埋。2009 年莫拉克颱風亦造成高屏溪流域數十起坡面型土石流，淹沒六龜、那瑪夏、桃源等區多處聚落民造成重大災害。劇烈降雨時，山坡之崩塌易轉化成坡面型土石流(Hillslope Debris Flows, HDF)(陳榮河，2004；游繁結，2001；周憲德，2005；黃宏斌等人，2005；何明憲，2005)。惟國內對小規模淺層崩塌導致之坡面型土石流(HDF)事件研究，主要為研究其地文特性及物理機制，尚無區域性可資土石流災害警戒應用之模式。

經近年努力，本團隊目前已建立臺灣本島沉積岩、板岩、花東變質岩、及大屯山火山區等 4 地質區之坡面型土石流判釋模式，可事前區分出可能崩塌或坡面型土石流之區域，標定出可能發生的位置及潛勢。配合我國已建置高精度數位地形(LiDAR)資料，提供精確之地形，則可望預測坡地之崩塌。基於此，若然建立小規模淺層崩塌導致坡面型土石流之量體評估模式，則能進一步評估坡面型土石流發生時機。

本年度建立高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式，以提供提升坡面型土石流預測能力。研究團隊前期收集高屏溪 200 處之坡面型土石流案例及崩塌案例，配合微地形、及地文及侵蝕特性等分析工作，進一步研訂坡面型土石流啟動之崩塌面積及崩塌量體門檻(threshold)。成果可提供災害預警之參酌，提高災害管理效能，以因應極端氣候之防災預警，保障居民安全。

第二章 計畫項目及時程進度

第一節 本年度計畫工作項目

本年度研究區域以臺灣南部高屏溪流域為主。本研究首先從坡面型土石流案例集水區著手，應用歷年颱風事件崩塌圖資及高解析度DEM，配合現地調查及 UAV 遙測等技術，建置 HDF 集水單元內淺崩區域之微地形、侵蝕及崩積特性等特性因子及崩塌量體資料庫；再進行發生類型、微地型、材料、弱面構造、蝕溝發育等特性與 HDF 啟動關係分析，最後研訂坡面型土石流啟動門檻崩塌量體之評估模式。

本年研究工作項目規劃如下：

1. 高屏溪流域之高解析度數位地形、地質圖資及各事件航照圖資建置
2. 板岩及沉積岩區坡面型土石流與淺層崩塌相關文獻蒐集及彙整
3. 高屏溪流域坡面型土石流事件及崩塌圖資資料庫建置
4. HDF集水區內崩塌之微地形、地質構造、崩塌類型、材料產狀、風化層深度等等，室內及現地調查，以及配合UAV技術調查人無法到達之崩塌源頭
5. HDF集水區發生類型分類(發生區、或流動段侵蝕)、微地形性狀、蝕溝型態分析、與崩塌相關性分析
6. 建立高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式

第二節 工作進度

本計畫預定民國 110 年 12 月 31 日完成，工作期程如表 2-1 所示。

表2-1 計畫工作進度預定表

工作項目	月次	110 年											
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
1. 高屏溪流域之高解析度數位地形、地質圖資及各事件航照圖資建置													
2. 板岩及沉積岩區坡面型土石流與淺層崩塌相關文獻蒐集及彙整													
3. 高屏溪流域坡面型土石流事件及崩塌圖資資料庫建置													
4. HDF 集水區內崩塌之微地形、地質構造、崩塌類型、材料產狀、風化層深度等等，室內及現地調查，以及配合 UAV 技術調查人無法到達之崩塌源頭。													
5. HDF 集水區發生類型分類(發生區、或流動段侵蝕)、微地形性狀、蝕溝型態分析、與崩塌相關性分析													
6. 建立高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式													
預定進度累積百分比(%)		2	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100

第三章 相關文獻

坡面型土石流主要出現於劇烈天氣事件或大地震後降雨(如集集地震與 2009 莫拉克颱風等)；其區位主要位於邊坡之溝壑或坡面，由小規模崩塌匯流地表逕流後向下方輸送，災害規模及影響區均較小，主要危害之空間集中於銜接坡面處或溝壑出口。

本章進行坡面型土石流及淺層崩塌相關文獻整理，首先彙整邊坡災害類型、國內外坡面型土石流相關定義與分類，其次為淺層崩塌相關文獻，接著為集水區及分析單元定義。

第一節 邊坡破壞模式

邊坡破壞通稱為稱為坍方或坍塌，目前已統稱為崩塌依範圍、規模大小、地質、地形、機制等條件不同，學者有不同之分類。美國公路研究委員會(Highway Research Board, HRB)，依據坡地災害發生機制的不同區分為以下五類：

1. 滑動(Slide)：邊坡續滑動面整體向下滑動之現象，常發生於均質土壤或破碎帶的岩石坡，為發生機率最高的一種破壞類型。
2. 流動(Flow)：為岩塊或土體以接近滯黏流體的情形流動，此類型破壞速度很快，形成土石流後流動範圍寬廣。
3. 側滑(Spread)：為坡體內部破碎漸次向外擴展側移而崩塌，由於坡體受震液化產生塑性流動，使坡面之岩石或土壤斷裂下陷而導致滑移。
4. 崩落(Fall)：陡坡之岩塊或土塊突然墜落，通常由於張裂縫或剪力破壞所引起。

5. 傾覆(Topple): 為單一或數個岩塊或土塊向前倒塌而破壞, 通常發生在近乎垂直的不連續面。

針對岩石邊坡, Hoek and Bray(1981)提出圓弧破壞、平面破壞、楔形破壞、傾倒破壞等四種岩坡破壞模式, 包括:

1. 平面破壞: 大都發生在順向坡, 大多沿著不連續面(層面、斷層面、節理面、解理面或片理面)發生的機率最大。
2. 圓弧破壞: 發生在極破碎的岩盤或性質近似土壤之岩盤。
3. 楔形破壞: 當兩個不連續面之交線出露在坡面上方時會產生。且發生楔型滑動的條件包括: 兩個不連續面交線的傾角必須小於坡面(第三個不連續面)的傾角, 而大於各個不連續面的摩擦角; 兩個不連續面交線的傾斜方向應位於此兩個不連續面的傾斜方向之間。
4. 傾倒破壞: 一般發生在岩層不連續面之傾角接近垂直, 或是岩塊重心向外傾斜, 已超出岩塊之投影面時較易產生。

第二節 坡面型土石流定義與分類

臺灣發生之土石流依型態可分為溪流型土石流與坡面型土石流等兩種。而兩種土石流之發生產狀、地形、地貌、機制、區位等特性各有所不同。近年來, 坡面型土石流產狀特性及地文特徵於周憲德(2002)、林慶偉(2002)、游繁結(2005)等學者研究中已有初步認識。但「坡面型」土石流之名稱並無統一, 本研究沿用 Jomelli 等人 (2007) 稱之為坡面型土石流(Hill Slope Debris Flow, HDF)。另有部份研究亦稱之為流體化崩塌(Fluidized Landslide Slope)之一種。

就發生區位而言, 坡面型土石流源頭常位於小溝壑地形, 常為溪流型土石流流動段兩側邊坡上, 與崩塌與地滑之發生區位較為類似,

成為溪流型土石流料源之一。在國內外有關於坡面型土石流的相關研究中，部分研究對坡面型土石流之名詞定義與外觀特徵，有較多之說明，茲綜整如下：

在地貌分類中，詹錢登等(2000)引用 Takahashi(1981)描述，將土石流按照發生的地貌條件，劃分成河谷型土石流及山坡型土石流兩類，其中本研究坡面型土石流屬山坡型土石流。在區位分類上 Takahashi(1981)根據土石流發生區位置，將土石流進行分類。其中發生於陡峭的岩盤或崖錐部位的土石流稱為「slope type debris flow」。此類土石流常沿坡面蝕溝發生，流動距離短。

張石角(1985)將 Varnes(1978)所提到，土石料源為停積於斜坡之鬆散物質及崩塌產生之物質之崩塌物，因暴雨或滲流作用，使邊坡物質破壞形成之土石流稱為山坡型或邊坡型土石流。而吳素慧(1997)根據張石角(1985)上述之研究，將土石流以地形再分為三類，第 1 類型土石流較為接近坡面型土石流；第 2、3 類型土石流則較為接近溪流型土石流：

(1) 邊坡型土石流

通常為暴雨發生時或其後，斜坡上的鬆散物質在重力作用下迅速滑動所形成者，如圖 3-1(左)所示。

(2) 山谷型土石流

邊坡已向內侵蝕成一深長的槽谷，堆積於谷內的崩塌物質，在暴雨時飽和水分向下移動，並衝出狹小的隘口，如圖 3-1(中)所示。

(3) 溪床型土石流

坡度較陡的溪床上所積累的巨厚堆積層，隨著暴雨的發生而形成的土石流動，如圖 3-1 所示。



圖 3-1 邊坡型(左)與山谷型(中)溪床型(右) (吳素慧，1997)

連惠邦、林柏壽、薛祖淇(2000)將崩落型土石流，分為與溪流作用無關之主動崩落型土石流(坡面型土石流)及受溪流作用之被動式崩落型土石流(溪流型土石流)。

游繁結(1990)、高橋保等(1983)將發生於山腹斜面崩落之土砂土石流化現象，稱之為崩落型土石流。游繁結(2005)等人，發現火炎山區域邊坡土體運動方式，除表土沖蝕外，應可分為崩塌與坡面流動兩種型態：

(1) 崩塌

係指邊坡斜面上土體崩落之現象，土、石、岩塊等土體間非呈連續體之運動，此等不連續之空間亦未充斥水或泥漿等流體，故其運動至緩坡處停積之範圍較小。

(2) 坡面流動

主要發生於暴雨時或過後，斜坡上的鬆散物質因重力作用而迅速運動之行為。由於此等現象係崩塌土體在向下移動時，同時呈現土石流動之行為，可由上游崩落物質受水流帶動至下游並堆積而成沖積扇之地形作為判釋依據，且與崩塌之堆積型態相比較，其坡度較為平緩且堆積扇的主軸長度較長，與一般崩塌所形成的崖錐堆積有所不同。

廖偉民(2001)依水文啟動條件分為：1.溪床型土石流，為土體內之滲透係數較大，且因溪床水流匯集，造成之土石流。2.崩塌型土石流，土體內孔隙水壓升高，使土體崩塌所致。

第三節 淺層崩塌相關研究

一、淺層崩塌物性

Renwick et al. (1982)指出當滑動面出現於風化岩盤或土壤覆蓋之地區，深度較小，通常伴隨土石流、岩屑崩滑等災害，且主要影響因子為土壤內之孔隙水壓，當高強度降雨在短時間入滲至土層內，飽和土壤因抗剪力降低沿著岩盤產生滑動稱為淺層崩塌。

Dietrich et al.(2008)淺層崩塌之破壞位置和大小與土壤厚度、地形、植生、地下水等因素有很大關係，大多位於土壤與岩盤交接處。

Matsuura et al. (2003)於大雪區域進行長達 4 年之崩塌地監測，利用位移計估測淺層崩塌滑動面之範圍及規模，結果發現表層土壤大概為 0.5m-1.0m，但在淺層滑動面深度則達到 4m-6m。Elliott and Harty(2010)以崩塌深度 3m 為界線，小於 3m 為淺層，若超過則區分為深層崩塌，其中淺層崩塌移動速度快，深層崩塌則較為緩慢。

Casadei et al. (2003)發表淺層崩塌預測模式，此模式預測崩塌寬度會隨著植物根系強度及坡度的降低而增加，而當土壤越乾燥時，崩塌寬度越高。且模式結果與野外資料指出崩塌規模由土壤厚度、植物根系、及地形相關之土壤飽和度所控制。Rickli and Graf (2009)於瑞士進行淺層崩塌試驗，發現在降雨後，淺層崩塌發生於裸露地之機會較森林地多，但在陡坡上則不然，推測為樹木重量在陡坡上會增加不穩定性，但植物根系能增加土壤抗剪力是絕對的。因此提出淺層崩塌之

影響因子包括坡度、植生及降雨情形。

二、 邊坡滑動面型態

經由現調配合數位地型(DEM)及遙測影像，顏宏諭(2015)觀察高屏溪流域莫拉克風災大型崩塌地之滑動面形狀分佈，可歸納出四種主要型態，分為平面型、圓弧型、對數螺旋型及楔型破壞。以下說明四種型態：

- (1) 平面型(Translational): Hoek and Bray(1981)提到平面滑動大多由不連續面所控制，在發生破壞時，層面發生剪切，形成似U型之凹槽。因此在崩崖後，為滑動體本身，呈現土層原來結構，而土層底部呈直線段(Straight)，最後在趾部(Toe)才因堆積或受阻滑動面才有出露現象。
- (2) 圓弧型(Rotational): 從力學機制觀點，圓弧型滑動面多出現在均質等向性之土體，材料凝聚力 C 主控，材料之強度行為，由於其為滑動及抵抗力矩主導土體之破壞，因此滑動面呈現圓弧形狀。因地質破碎不易形成整體平面滑動，所以圓弧滑動在形狀上，凹口向上類似碗狀。潘國樑(2007)，指出圓弧滑動在冠部崩崖出現處，呈現弧形狀，之後會再出現數個同心弧，此為階梯狀斷塊，類似正斷層，表示處在張力狀態下所形成。但在判斷上，仍以主崩崖為主，為一明顯判釋依據。
- (3) 對數螺旋型(Log spiral): 對數螺旋為圓弧型滑動的一種類型 (Spencer, 1969; Sarma and Tan, 2006; Chen, 1970; Goodman, 2000; 陳旺志、蔡光榮, 1990)，在判釋上與平面型與圓弧型較為不同，就材料而言，對數螺旋型滑動面多出現於具凝聚力 C 及高摩擦角 Φ 之岩體材料或具部份弱面之非均質、非等量的岩體中，其破壞同時由滑動力與力矩主導，因此呈現對

數螺旋型態。在對數螺旋類型中，滑動面趾部(Toe)會出現彎曲線(Curve)，依 Goodman(2000)描述，此乃滑動面因受阻力而產生新破壞面，之中與其內部構造有關。

- (4) 楔型破壞(Wedge failure): 坡面岩體遭受二組以上節理切割，致成楔型岩塊沿自由面滑落。

三、淺層崩塌深度

滑動面及其深度判釋方法方面，一般採用力學分析法，其為利用數值分析軟體、遙測及鑽探等方法，進行滑動規模推估分析。另一種滑動面分析法，則是利用災前災後數值地形(DEM)變異作為滑動面評估工具。

崩塌依其規模、面積可粗略分為深層崩塌與淺層崩塌。本研究著重於淺層崩塌。淺層崩塌主要界定為發生於岩盤上部風化層及表層崩積層的土壤，因此定義上，在深度在 5 公尺以下及岩盤上之土壤擾動則被劃定為淺層崩塌(黃宏斌，2010；Jonathan Peter McKenna，2011；Dietrich，2008)。但實際滑動面亦可能位於更深處，不穩定範圍也更大，

崩塌地深度估算模式方面，詹勳全等(2015)整理 Khazai and Sitar，(2000)、歐陽元淳(2003)、國家災害科技研究中心(2004)成果如表 3-1 所示，表中第 2-5 欄數值為平均深度。

表3-1 邊坡坡度與崩塌深度關係文獻綜整表(詹勳全等，2015)

坡面坡度 (度)	Khazai and Sitar (2000)	歐陽元淳 (2003)	國家災害科技研究中心 (2004)
<30	2.0	0.9	5.0
30~40	1.5	0.9	4.0
40~60	1.0	0.9	3.0
>60	0.5	0.9	2.0

四、崩塌面積與體積關係

詹勳全等(2015)統整不同學者提出之以崩塌地面積推估體積之估算式(表 3-2)，包括 Hovius et al. (1997)、陳樹群等 (2010) 及 Guzzetti et al. (2008)等，研究區域包括紐西蘭、義大利及石門水庫與大甲溪集水區等地區。

圖 3-2 成果顯示，陳樹群等 (2010)以石門水庫為研究試區所推估之估算式，其推估結果與本研究之成果比較時略微低估；另陳樹群等 (2010) 以大甲溪流域為樣區所推估之估算式，在崩塌量體小於 105 立方公尺出現高估情形，當崩塌量體大於 105 立方公尺時比較結果趨於一致；以 Guzzetti et al. (2008)及 Hovius et al. (1997)迴歸公式進行推估，所估算之崩塌量體多高於本研究調查之崩塌量體。

表3-2 不同學者提出之以崩塌地面積推估體積之估算式(詹勳全等，2015)

研究來源	研究區域	適用面積範圍	迴歸公式
陳樹群等 (2010)	石門水庫集水區	$10^2 < A < 10^5$	$V = 0.04 A^{1.368}$
陳樹群等 (2010)	大甲溪集水區	$10^2 < A < 2 \times 10^5$	$V = 1.92 A^{1.10}$
Guzzetti et al. (2008)	義大利	$1 < A < 10^9$	$V = 0.0844 A^{1.4324}$
Hovius et al. (1997)	紐西蘭	$10 < A < 10^6$	$V = 0.05 A^{1.50}$

註：A 為崩塌地面積 (平方公尺)；V 為崩塌體積 (立方公尺)

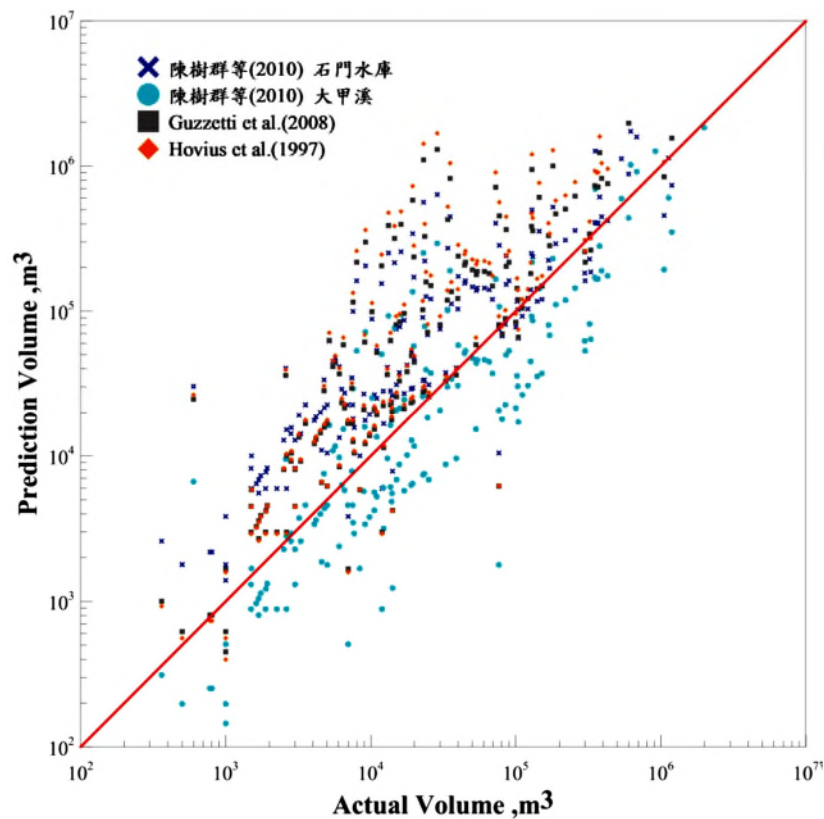


圖 3-2 三學者崩塌量體估算成果比較(詹勳全等，2015)

詹勳全等(2015)研究比較學者調查之崩塌體積與以坡度對照崩塌深度法推估崩塌體積之結果比較如圖 3-3。研究指出 Khazai and Sitar (2000) 法所估算之崩塌量體，呈現部分高估部分低估情形，比較結果無明顯之規律；歐陽元淳 (2003)提出之定值法所推估之崩塌量體，多呈低估本研究所調查崩塌體積之情形；以國家災害科技研究中心 (2004) 提出之方法進行崩塌量體估算時，多呈高估該研究所調查崩塌體積之情形(詹勳全等，2015)。

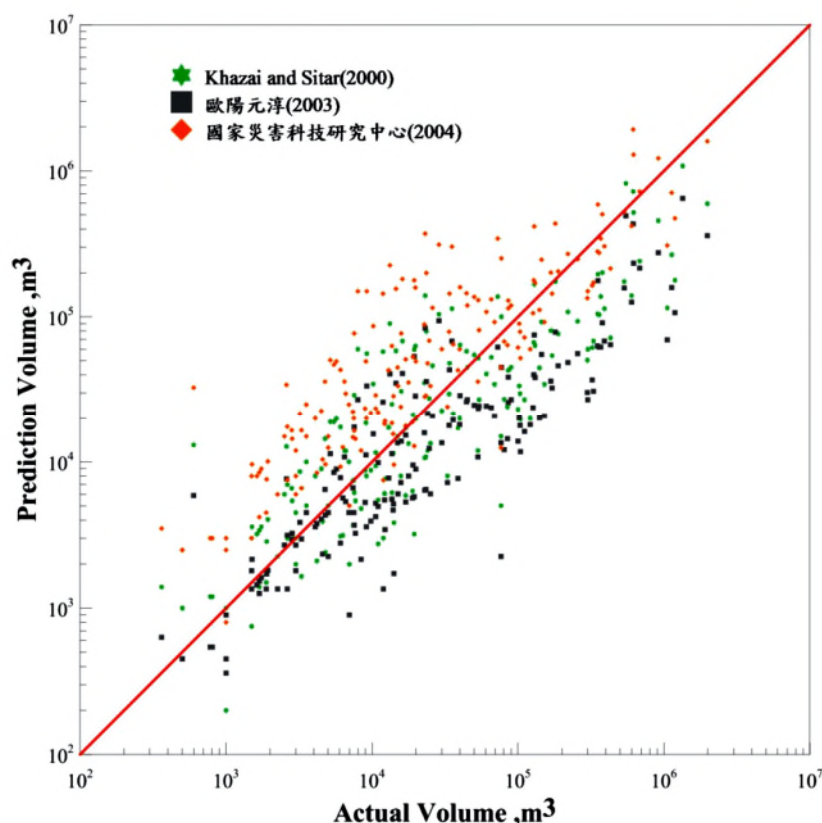


圖 3-3 崩塌體積與以坡度對照崩塌深度法推估崩塌體積之結果比較
(詹勳全等，2015)

詹勳全等(2015)以現場調查搭配資料蒐集之方式，獲取 921 地震後 台灣山區 181 處淺層崩塌地之地形條件、物理尺寸、自然環境特性及誘發崩塌原因等資訊，並進一步推估崩塌面積與崩塌體積之關係。結果顯示台灣山區淺層崩塌多發生於東南至西向坡、坡度小於 50 度、高程小於 1200 公尺、且地質為三峽群及其相當地層及廬山層者；主要觸發崩塌之原因為降雨；淺層崩塌地之長、寬多以 100 公尺以下為主，崩塌深度多小於 2 公尺、崩塌量體多為 $10^3 \sim 10^5$ 立方公尺，

此外，該研究分析崩塌地之面積與其崩塌量體如圖 3-4 所示，建立崩塌面積與崩塌量體間呈一對數線性關係，關係式如下所示：

$$\ln V = 0.687 \ln A + 2.326 \quad (3.1)$$

其中 V 為崩塌體積(立方公尺)， A 為崩塌地面積(平方公尺)。
惟崩塌面積與崩塌體積之迴歸式，係以崩塌面積介於 500~547,000 平方公尺之淺層崩塌區位所建立，因此後續引用此迴歸式時，建議應考量崩塌面積之大小，以使所推估之崩塌量體較具有代表性。

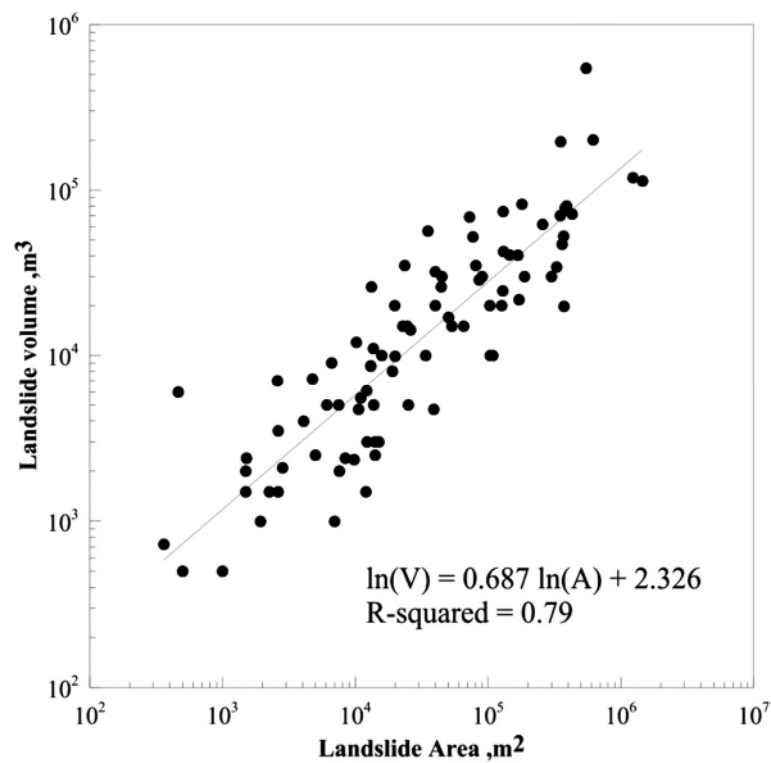


圖 3-4 崩塌地面積推估體積之估算式(詹勳全等，2015)

第四節 坡面型土石流與岩屑崩滑之差異

游繁結(2005)等人針對火炎山區域研究中，除表土沖蝕外，崩塌與坡面流動兩種型態，這兩種型態之判釋基準如表 3-3 所示。

表3-3 崩塌與流動之判釋基準(游繁結，2005)

特性\類型	崩塌	坡面流動
發生位置	邊坡斜面	崩塌斜面或沖蝕溝
堆積形式	崖錐	舌狀或扇狀堆積
停積範圍	小於 2 倍崩塌高	大於 2 倍崩塌高
堆積形狀	縱軸不一定大於橫軸	縱軸大於橫軸
植株	傾倒之林木尚附著枝葉	林木樹幹表皮充分磨損幾乎無枝葉附著
堆積區粒徑分布	堆積表面之土石無明顯之篩分現象	堆積表面之前緣有較粗大之石、礫材料，有明顯之篩分現象

游繁結(2005)就地形方面，將各調查之邊坡破壞地區依 Parsons(1988)之分類歸納(圖 3-5)，顯示火炎山地區邊坡破壞坡型為內聚凸坡與平行凸坡坡型。其中，崩塌以平行凸坡坡型為主，土石流則均發生在內聚凸坡坡型。一般凸坡有較多的土砂料源供應，並易形成坡陡環境造成崩塌，而內聚凸坡坡型有利於逕流集中產生侵蝕，並維持流動坡度條件，使得崩塌土體得以短距離形成土石流。

呂岡侃與徐美玲(2004)於南投縣九九峰地區現地調查發現，坡面土砂運動的形態如表 3-4 所示。其指出，坡面型土石流其地形形狀多呈碗狀，有利於雨量的有效聚集，不但容易引發崩塌，也容易攜帶土石在上緩下陡的邊坡轉折處切出較深的溝谷，並形成隘口。崩塌之物質首先集中於邊坡凹陷處，接著被水流沖刷而流動，在其下移過程中

土石不斷攪拌，並切蝕邊坡摧毀邊坡上原有植生，結果樹幹殘枝或大塊石礫經常被卡於隘口形成障礙，造成後方土石的累積，直到土石壓力超過阻礙物的強度，才一舉沖出隘口，在坡腳形成堆積，此種塊體運動的主軸長度、深度和面積均顯著大於岩屑滑落和岩層滑崩。

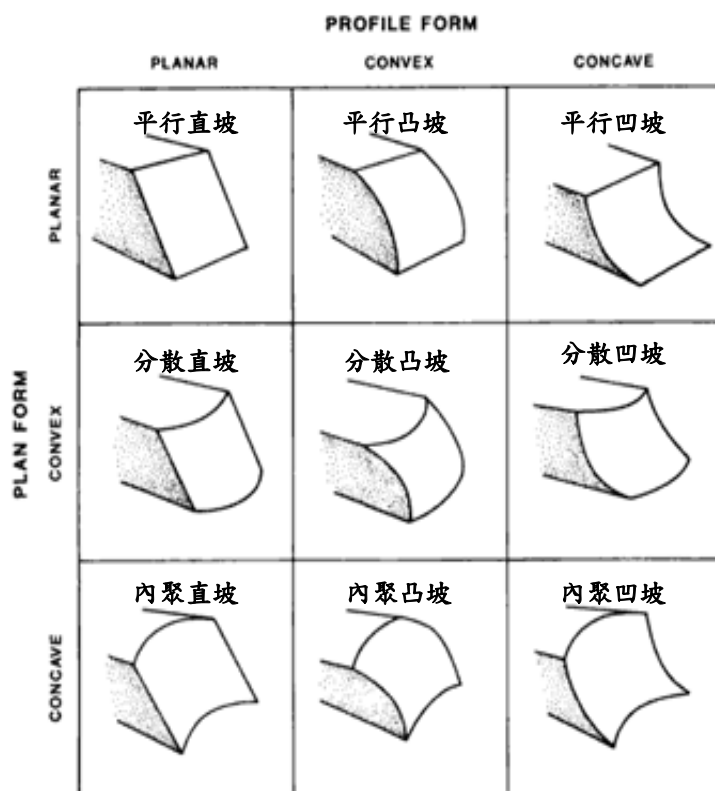


圖 3-5 九種基本坡型(Parsons, 1988)

表3-4 各類崩塌形態比較表(呂岡侃與徐美玲，2004)

觀察參數 崩塌形態	崩塌形狀	崩塌位置	隘口有無	邊坡坡形
岩屑滑落	橫平面狀	1. 坡面及坡底 2. 全邊坡	無	 平行禿坡
岩屑滑崩	碗狀	坡頂	有 (2至4公尺)	 內聚禿坡
邊坡型土石流	碗狀	全邊坡	有 (4至6公尺)	 內聚禿坡

第五節 坡面型土石流特性

本研究引述王振宇(2012)對於坡面型土石流綜整之地形產狀特徵如下：於地形上，坡面型土石流常發生於具豐富與鬆散之沉積物坡面上、坡度陡、稀疏植物覆蓋表面，且之前無溪流或下切渠道(Brunsdén, 1979)；坡面型土石流主要指無明顯溪谷地形(經室內地形圖判釋作業與現地查核後)，受到上游崩塌地影響，由降雨觸發坡面崩塌，致使範圍擴大帶動土石流動，並於地形上新生成沖蝕溝地形(林慶偉, 2002)；坡面型土石流發生於主要谷地兩側邊坡上，規模較小，站在主要谷地中可以一覽全貌，其流動的土石在主河谷邊緣堆積成土石堆積扇，堆積體坡度較其他崩塌形態的堆體平緩，且主軸較長(呂岡侃與徐美玲, 2004)；坡面型土石流主要發生於暴雨時或過後，斜坡上的鬆散物質因重力作用而迅速運動之行為。由於此等現象係崩塌土體在向下移動時同時呈現土石流動之行為，在相片基本圖上可能不具明顯之溝谷，作為流動之渠道，但在實地上可發現在崩塌邊坡上有淺溝狀之蝕溝出現，此等蝕溝凹槽除可匯集逕流外，更可形成流動之流路。

在材料方面，坡面型土石流為一個在陡坡上快速運動之水和沉積物的混合物(Jomelli, 2007)；整體土石流型態可由上游崩落物質受水流帶動至下游並堆積而成之沖積扇地形作為判釋依據，且與崩塌之堆積型態相比較，其坡度較為平緩且堆積扇的主軸長度較長，與一般崩塌所形成的崖錐堆積有所不同(游繁結等, 2005)。

第六節 坡面型土石流之判釋地形特徵

陳天健等人(2015)歸納高屏溪流域坡面型土石流之現地產狀特性及文獻描述，擬定出坡面型土石流判釋特徵如下：

依地形與產狀觀點，坡面型土石流具有下列 12 項明顯特徵：

- (1) 發生於溝壑或坡面地形，且不具明顯溪谷
- (2) 災前崩塌源頭地形主要為凸坡或平直坡
- (3) 屬零級河序 (zero order river)
- (4) 河道長度短
- (5) 發生區多位於坡腹或向源侵蝕區位
- (6) 源頭崩塌地成碗狀
- (7) 集水區內崩塌規模較小
- (8) 發生區與流動區不易區別，且坡度較陡
- (9) 具隘口地形並連接一土石流流槽
- (10) 由新生崩塌地轉化為土石流
- (11) 流動區劇烈槽化作用
- (12) 堆積區顆粒稜角明顯

上述各項特徵可提供學者現地調查與室內影像判釋等作業應用。上述前 9 項為地形特徵，第 10 項為機制特性，最後 2 項為產狀特徵。

第七節 分析單元定義

一、集水區定義及劃分

依據水土保持法，集水區係指溪流一定地點以上天然排水所匯集地區。即沿山嶺線圍繞而成一以溪谷為中心的集水區域，在集水區內的坡面有各種不同的土地利用方式，但沿坡面流動的水流乃至於入滲至地下的地下水流，最終將匯集於溪谷中的流路沿河溪流至湖、海，如圖 3-6 所示。水土保持法提到集水區係指溪流一定地點以上天然排水所匯集地區。水利署定義則是集水區為針對某條河流而言，在某定點內，匯集該河流地表水的區域。

整體而言，集水區是一個以山脊線為邊界的水文系統，而集水區的邊界及面積大小則需視集水區出口指定，加以確定。集水區為多個同一匯水出口之小面積次集水區集結而成。



圖 3-6 集水區範圍示意圖(底圖來源:google earth)

集水區之劃定能先行以地理資訊系統水文分析模組工具進行電腦自動化劃定作業。一般較常被應用之分析工具為 ArcGIS 之 ArcHydro 模組。一般而言，ArcHydro 自動畫定集水區之單位網格是數值地形模型資料之解析度及設定參數而有所變異。

二、坡面分析單元定義

坡面單元劃分方法依應用需求有諸多種劃分方式(李錫堤,2009)。坡面分析單元或稱斜坡單元(slope unit)有兩種地形定義，一為斜坡縱斷面上的各個最小單元，另一為侵蝕基準以上的整個斜坡系統(Penck, 1953)，而本研究劃分之分析單元內較為接近第二種定義。

(一) 斜坡縱斷面上各個單元

就斜坡縱斷面地形而言，在一個二維的斜坡縱斷面上，以變坡點(breaks of slope)為上下邊界分割的單元，將山坡分成數個斜坡單元，此單元具有相對較同質的形狀和岩性(Giles and Franklin, 1998)，如圖 3-7，圖中有三個變坡點，將一個斜坡分成四個斜坡單元山脊 A、坡頂 B、坡腹 C、及坡腳 D。本研究應用此區分法之概念，將分析單元縱斷面分為發生段(AB)，流動段(C)及堆積段(D)等之微地形。

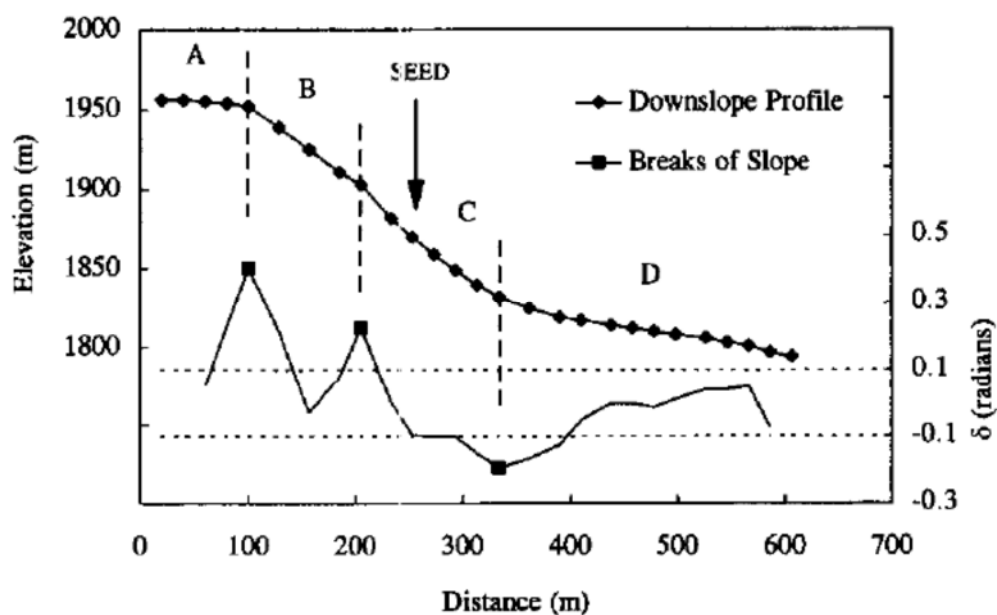


圖 3-7 斜坡縱斷面之變坡點示意圖 (Giles and Franklin, 1998)

(二) 侵蝕基準以上的整個斜坡系統 (Penck, 1953)

此定義較常被運用在坡地災害研究上，一個小集水區以水系為侵蝕基準，以上的左右兩側斜坡各被視為一個斜坡單元 (Carrara et al., 1991; Xie et al., 2004)，如圖 3-8 所示。

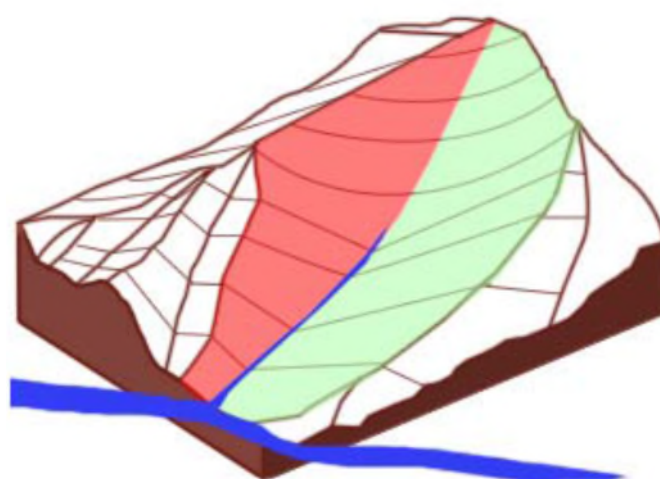


圖 3-8 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖 (簡瑋延, 2011)

陳天健等人(2016)研究中則針對坡面型土石流提出地形判釋方法，其採以次集水區觀念劃分坡面型土石流分析單元如圖 3-9 所示，圖中右圖分別標示出發生區(EWA)、隘口(pass)、流動段長度、及出口(以溢流點為終點)，本研究依此進行分析單元微地形特性產製，以提供作為坡面型土石流分析及潛勢評估。

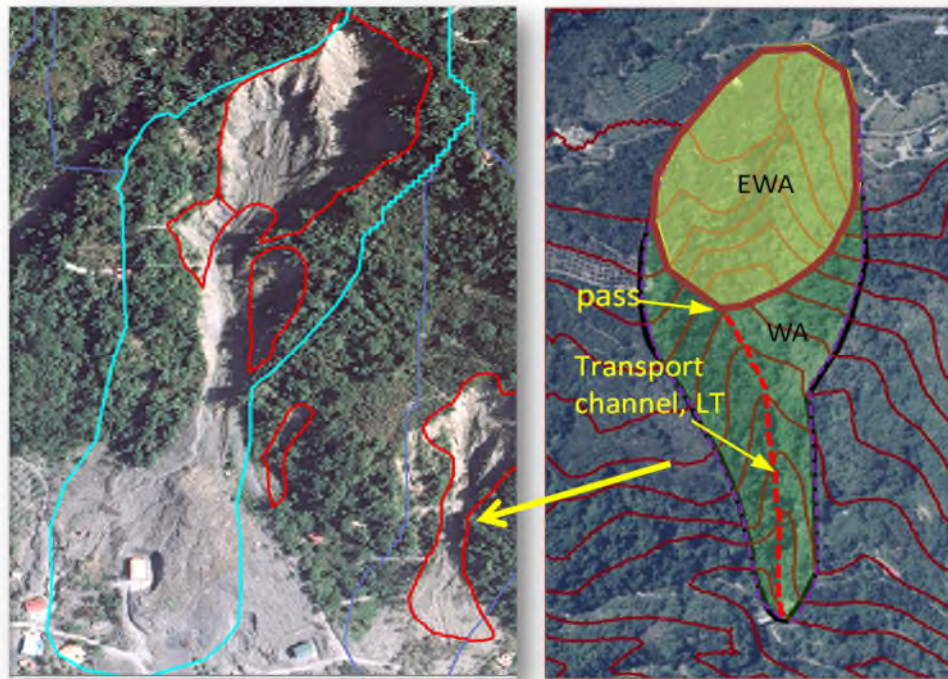


圖 3-9 分析單元劃定示意圖

第四章 研究區域及方法

第一節 研究區域及地質概述

本年度研究區域主要針對高屏溪流域，高屏溪流域位於臺灣南部，主流全長約 171 公里，流域總面積約 3,305 平方公里，為全臺第二長之河川。高屏溪流域跨越高雄市及屏東縣，包含旗山溪、荖濃溪、濁口溪及隘寮溪四條支流，其中荖濃溪與旗山溪為兩大主要支流。流域坡度及河川分布如圖 4-1 所示。

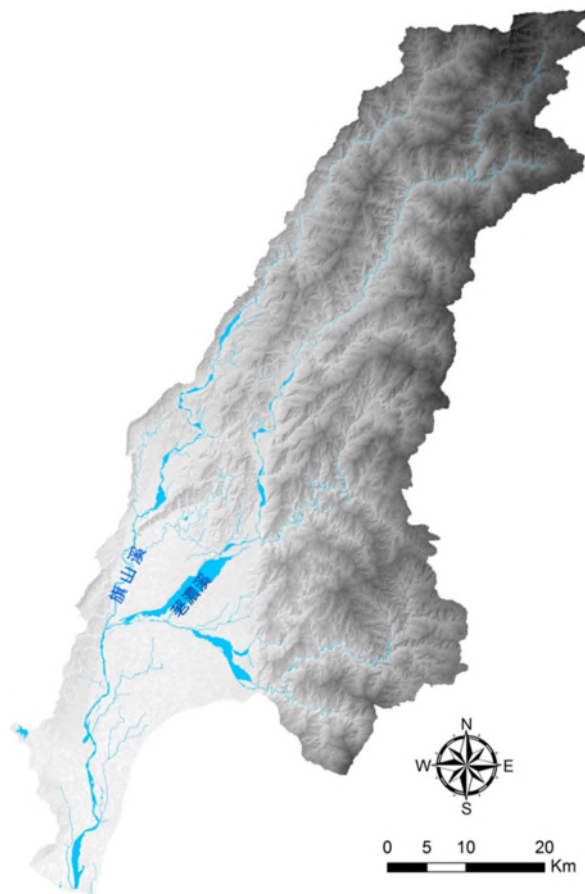
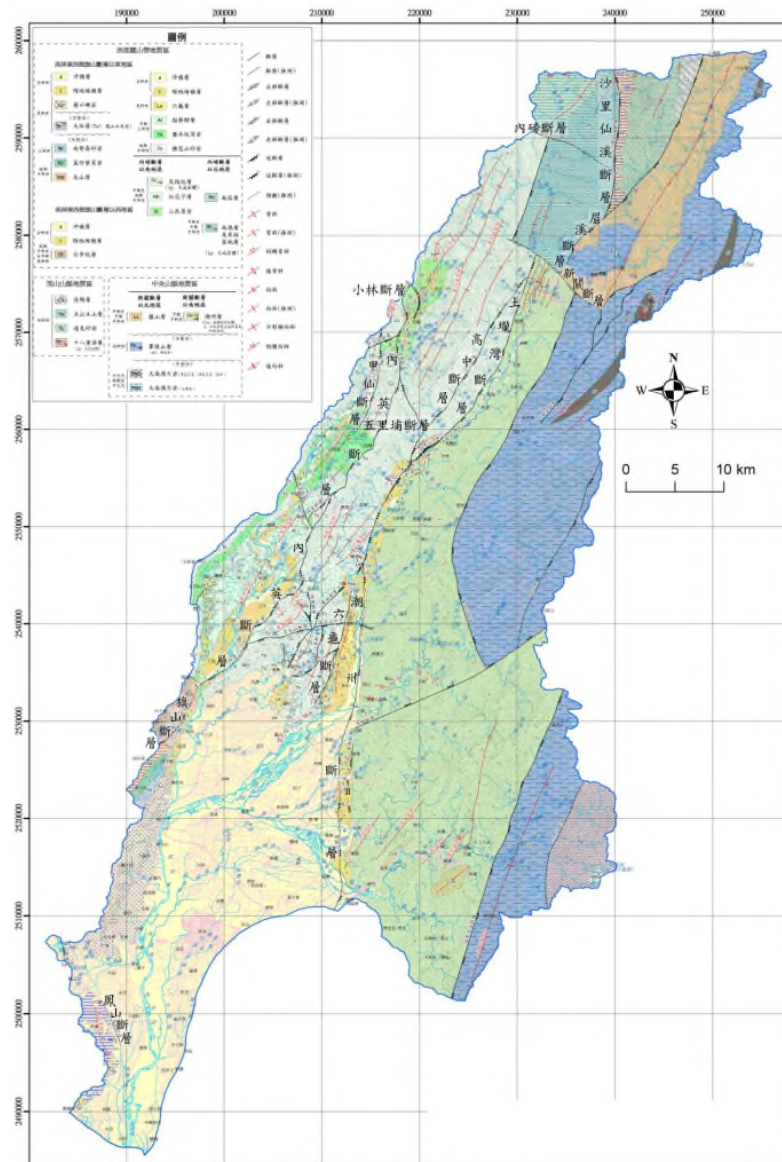


圖 4-1 高屏溪流域流域坡度及河川分布圖

高屏溪流域之流域地質圖如圖 4-2 所示。流域內地層與地質構造大致呈北北東-南南西走向延伸，主要斷層線多數為東向西逆衝之逆斷層。從 3,500 公尺以上的高山到平原地形變化極大，東北方有中央

山脈、玉山山脈及阿里山山脈平行由東北延伸往西南，標高在 1,000 公尺以上。古生代至中生代之黑色與綠色片岩，分布於流域東南部；始新世至漸新世之板岩與石英岩，分布於荖濃溪以東，東港溪以北之山區；中新紀至上新紀之砂岩與頁岩，分布於荖濃溪以西，二仁溪以東之山地；更新世之古河流沖積層，形成台地分布於各主支流兩岸；新生代河流沖積層，分布於下游沖積平原。受早期造山運動影響，至今仍有頻繁的地殼活動，主要斷層分布有鳳山、旗山、內英、六龜、潮州斷層及其他次要斷層等，共約 15 處。

六龜斷層被歸類為第二類活動斷層，旗山斷層、內英斷層、潮州斷層、土壟灣斷層與鳳山斷層則均歸類為存疑性活動斷層。藉由沙里仙溪、眉溪斷層、土壟灣斷層以及潮州斷層，將流域分成三個地質區塊。位於流域北段，眉溪斷層與沙里仙溪斷層之間所出露的地層屬於雪山山脈地質區之變質岩層；潮州斷層與土壟灣斷層以東屬中央山脈地質區；以西則屬於西部麓山帶地質區。



資料來源：「高屏溪流域整體治理規劃(2/2)」，經濟部水利署第七河川局，民國 100 年 2 月。

圖 4-2 高屏溪流域地質圖

第二節 研究方法

本研究首先從坡面型土石流案例集水區著手，以 2009 莫拉克颱風事件為主，配合崩塌圖資及高解析度 DEM，現地調查及 UAV 遙測等技術，建置 HDF 集水單元內淺崩區域之微地形等特性因子及崩塌量體資料庫；再進行發生類型、微地形、材料、弱面構造、蝕溝發育等特性與 HDF 啟動關係分析，最後研訂坡面型土石流啟動門檻崩塌量體之評估模式。

以下簡要說明各項工作：

一、高屏溪流域之高解析度數位地形、地質圖資及各事件航照圖資建置

主要建置計畫研究資料庫，包括野外調查資料，室內配合航空照片與衛星影像(配合 Google Earth 套疊圖層使用)等進行檢核。為本研究使用之相關圖資包括：內政部第三版 1/25000 地形圖、五萬分之一地質圖幅、高屏溪流域衛星影像及航空照片、流域崩塌圖層、數值高程模型（LiDAR DEM）等。應用地理資訊系統產製相關地文因子以供後續研究使用。

二、板岩及沉積岩區坡面型土石流與淺層崩塌相關文獻蒐集及彙整

本計畫彙整坡面型土石流及淺層崩塌相關研究成果，持續收集與綜整國內外相關研究文獻，以策進研究成果。包括坡面型土石流之特性，如其多出現於大地震震後降雨或劇烈天氣事件(如 1999 年集集地震、2004 年敏督利與 2009 年莫拉克颱風等)；山坡之崩塌轉化成坡面型土石流相關研究，如游繁結(2001)、陳榮河(2004)、何明憲(2003)、陳晉琪、謝正倫、林慶偉(2004)，周憲德(2005)、黃宏斌等人(2005)、王隆昌(2005)、王振宇(2012)、陳

天健等人(2015、2019)。

三、高屏溪流域坡面型土石流事件及崩塌圖資資料庫建置

本研究彙整高屏溪流域內坡面型土石流案例及歷年崩塌圖資。依據陳天健等(2015, 2016)坡面型土石流之現地產狀特性描述，確認災害型態為坡面型土石流、崩塌或其他災害，且建置坡面型土石流災害案例資料庫。其次，收集到莫拉克颱風高屏溪流域崩塌圖層，初步統計莫拉克颱風於高屏溪流域造成超過 30,000 處以上變異點。前述資料庫將提供作為 HDF 集水區內之崩塌地分析參數。本計畫進一步加值前 2 及 3 項資料，建立分析資料庫。

四、HDF 集水區內崩塌之微地形、地質構造、崩塌類型、材料產狀、風化層深度等等，室內及現地調查，以及配合 UAV 技術調查之崩塌源頭

本項工作主要獲得坡面型土石流集水區內之微地形地形特性及其地表地質狀況，研判崩塌類型與機制，以及獲得表土及崩積層厚度等。除室內配合 LiDAR DEM 及地質構造、及崩塌資料產製之特性外，亦進行現地調查，以補充崩塌材料範圍、岩層區位、風化層狀況、蝕溝發育狀況等。

本研究同時收集水保局 34 處大規模崩塌、地調所工程地質探勘資料庫及其他單位之鑽探資料，以獲取確切土壤表層或崩積層厚度，進以建立山區崩塌土層之厚度關係。

五、HDF 集水區發生類型分類(發生區、或流動段侵蝕)、微地型性狀、蝕溝型態分析、與崩塌相關性分析

本研究針對各個災害點所在之微地形特性、蝕溝型態分析、發生型態進一步分類，同時研究其與崩塌面積相關性。

六、建立高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式

研究應用前項成果，研擬坡面土石流之發生量體，進而完成高屏溪流域坡面型土石流啟動之面積崩塌及量體門檻模式。因本研究未包括水文研究，因此本計畫尚未涉及發生雨量及警戒值等方面研究。

第三節 研究區域基本圖資庫

目前本研究逐步建置研究資料庫，除野外調查資料外，同時於室內配合基本圖資如航空照片與衛星影像(配合 Google Earth 套疊圖層使用)等進行檢核，並進一步應用地理資訊系統產製相關因子供研究使用。本研究使用之相關圖資如表 4-1 所示。圖 4-3 研究團隊產製高雄六龜地區坡面型土石流分布圖範例。相關圖資如下：

1. 內政部第三版 1/25000 地形圖
2. 高屏溪流域地質圖幅
3. 高屏溪流域衛星影像或航空照片
4. 數值高程模型(內政部)
5. 坡面型土石流分布圖(研究團隊產製)

為取得高品質之鑽探資料獲取土壤表層或崩積層厚度資料，本研究同時收集水保局 34 處大規模崩塌、中央地質調查所工程地質探勘資料庫及其他單位之崩塌地鑽探資料共計 177 鑽孔，藉由期能進以建立山區崩塌土層之厚度推估方法。

表4-1 研究圖資基本資料表

使用圖資	時期	來源
1/25000 地形圖	第三版	內政部
莫拉克災前航照	2005	農林航空測量所
莫拉克災後航照	2009	農林航空測量所
莫拉克災前崩塌圖層	2004	水土保持局
莫拉克災後崩塌圖層	2009	中央地質調查所
地質圖	-	中央地質調查所
地形圖	2000	1/25000 經建版
數值高程模型(5m/1m)		內政部提供
鑽探資料	2021	中央地質調查所

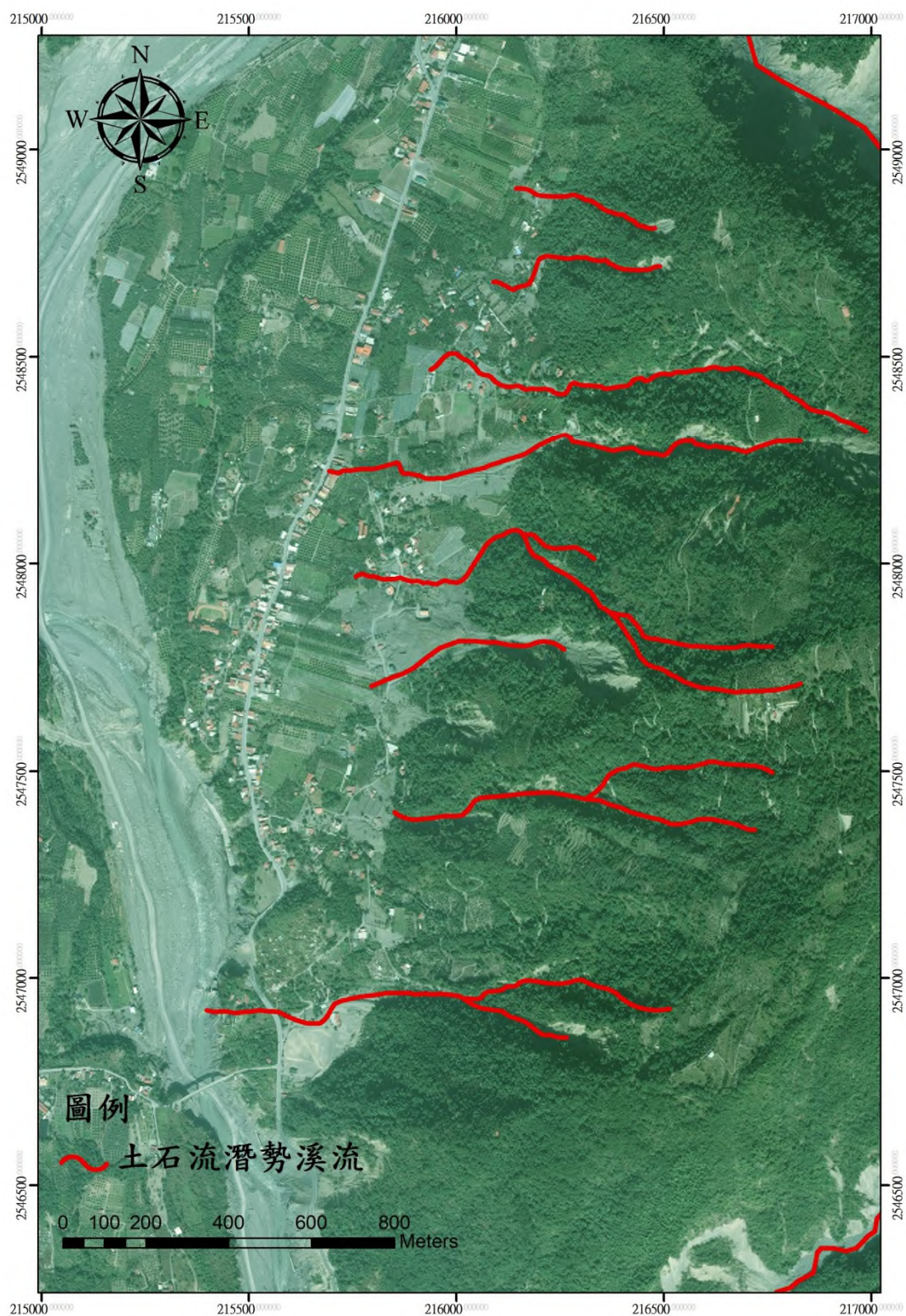


圖 4-3 高雄六龜區坡面型土石流溪流航照圖(莫拉克颱風)

第四節 坡面型土石流及崩塌案例資料庫

本年度研究區域主要針對高屏溪流域已完成之坡面型土石流(HDF)地形判釋模式，目前收集 100 多處之新及古坡面型土石流案例(圖 4-4)及流域颱風崩塌(NDF)圖資。

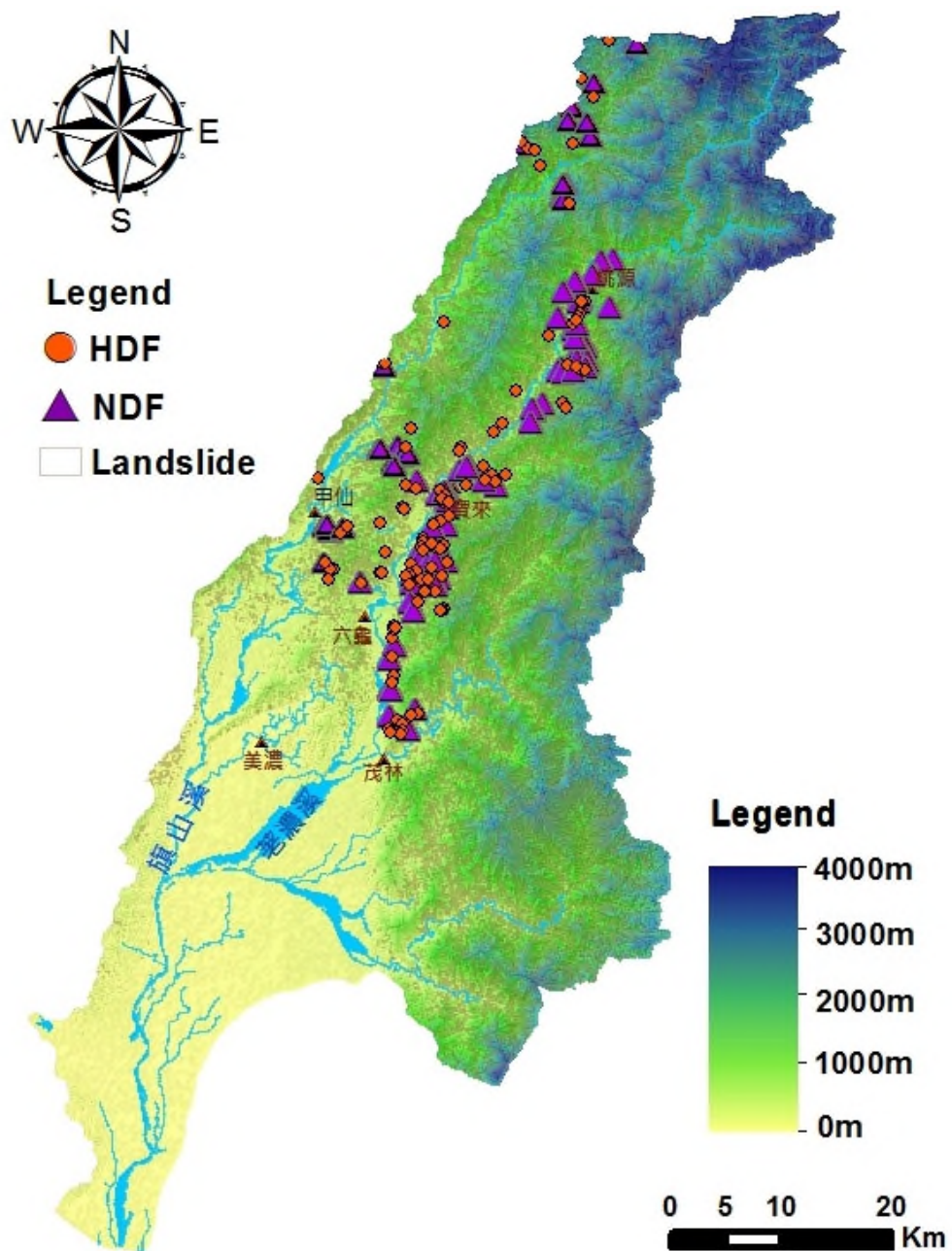


圖 4-4 高屏溪流域坡面型土石流分析單元位置分布圖

2009 年莫拉克颱風於高屏溪流域降下近 3000 毫米雨量，造成多處大規模崩塌、土石流、及小規模淺層崩塌。本研究收集該次事件崩塌案例分布圖 4-5 所示，總數超過 3 萬多筆。崩塌變異點主要分布於河岸及東側山區陡峭邊坡。就荖濃溪以西之沉積岩地質區而言，崩塌變異點較集中於溪流河岸與坑溝兩側；而荖濃溪以東之變質岩區(板岩)，變異點除位於前述二處區位外，亦有大區域密集分布於山坡。山區崩塌量體鉅大。

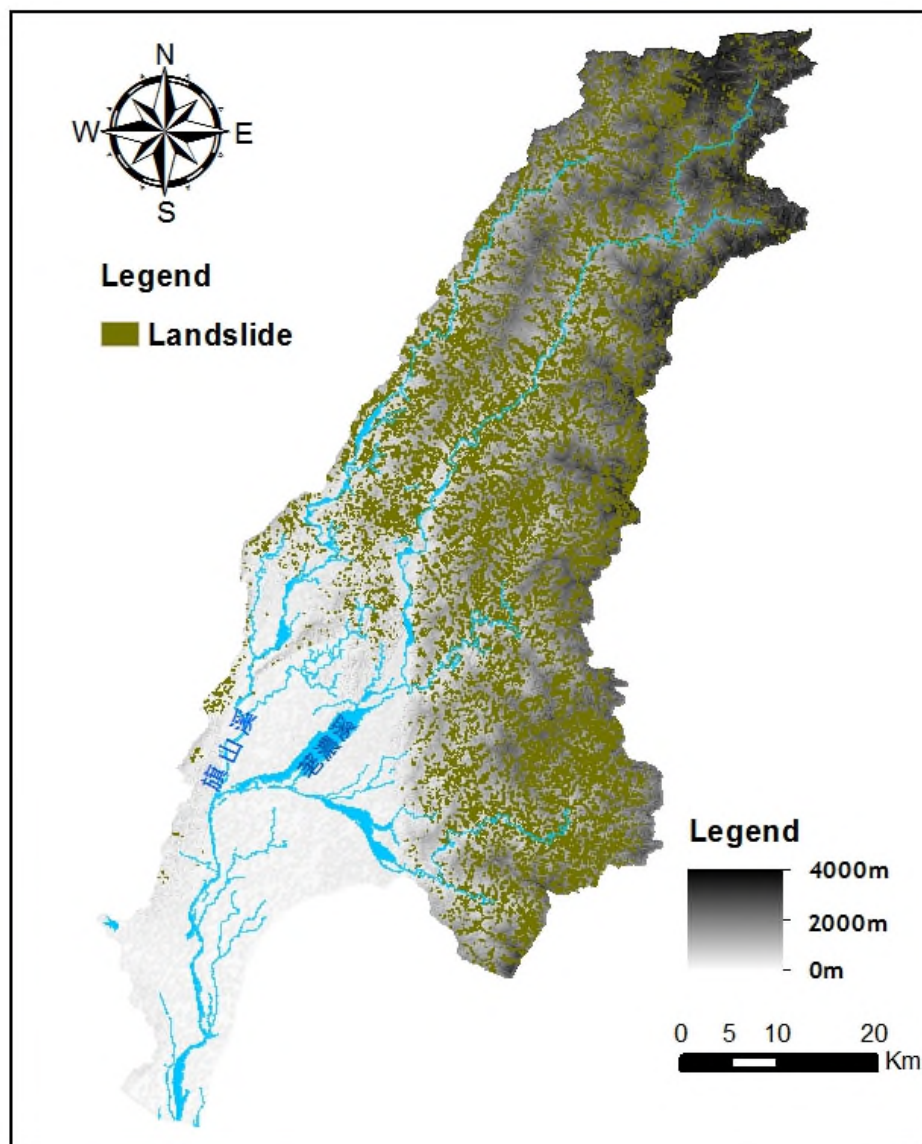


圖 4-5 研究區莫拉克颱風事件崩塌案例分布圖

第五節 坡面型土石流及崩塌案例現地勘查工作

現地調查工作主要為二，一為確認集水區內土砂災害之型態為坡面型土石流或崩塌事件，二為量測實地坡面表土及崩積土層厚度。除直接人員到達現場進行作業外，本計畫亦應用 UAV 輔助調查人員不易到達之上邊坡地區，進行前述項目之工作。囿於篇幅，本文簡要說明數處作業狀況。

一、扇平土石流現地調查

民國 2021 年 8 月初連續豪雨造成高雄市六龜區台 27 線旁的扇平山莊出現嚴重土石流崩落情況，崩塌土石泥流沖毀果園、農地，連扇平山莊及附近民宅都無法倖免，又因位於山區重要聯外道路台 27 線旁，一度造成道路中斷。扇平地區位於潮州斷層東側，以輕度變質之板岩為主，劈理發育密集。豪雨 7 日累積降雨量達 1900 毫米，地下水位及逕流量增高造成溯源侵蝕引致崩塌。崩塌地達 7200 平方公尺，產生土石量為約 6400 立方公尺。依屏東林管處資料顯示，扇平山莊在莫拉克風災後及 2019 年均曾發生崩塌，2020 年已完成野溪治理。

研究團隊 8 月 23 日實施現地調查，坡面型土石流災害型態確認及進行災況調查，圖 4-6 為航照及現地調查狀況。調查顯示扇平山莊野溪於 8 月豪雨時，上游溝壑溯源侵蝕，土砂夾水向下沖刷中游崩積層坡腳，造成中游亦出現崩塌，兩處於下游扇平山莊上方形成土石流，掩埋扇平林道，且衝入扇平山莊，掩埋山莊部分房舍設施及門口，阻塞台 27，造成交通中斷。圖 a-b 為扇平山莊門口土石掩埋狀況，圖 c 為房舍及廣場土石掩埋狀況，圖 d 為河道土石堆積狀況，圖 e 為中下游河道治理設施狀況，圖 f 為土石流之土石堆積。

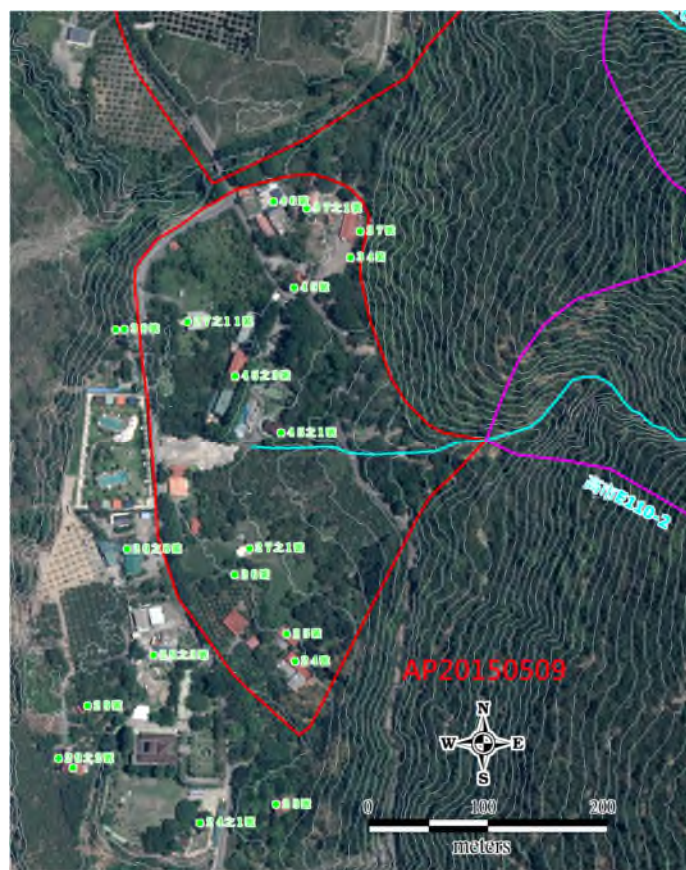




圖 4-6 扇平山莊野溪坡面型土石流現調影像

二、 六龜紅水仙土石流之邊坡表土及崩積層測量

研究團隊嘗試利用 UAV 進行紅水仙土石流之邊坡表土及崩積層測量，測量狀況圖 4-7 所示。紅水仙土石流(圖 a 及圖 b)位於六龜區新開地區，地處潮州斷層東側之輕度變質板岩區，上游地屬於未擾動(新崩)之崩塌區，溯源侵蝕作用強烈，且發育成坡面型土石流，下游形成廣大堆積扇形，莫拉克風災期間，土石流擠壓荖濃溪，造成主流河水擺盪，沖刷兩岸形成多處沖蝕災害。

研究團隊嘗試利用二種方式建立土層之尺標。採 2 米黃藍標尺，以 UAV 掛上空中做標尺(圖 c)、及與於坡面上固定標尺校準拍攝距離等二方式(圖 d)。經測試，UAV 懸掛方式雖可直接飛至野溪上游坡面，但因氣流擺盪劇烈，不易取得穩定標尺照片，因此採用第二種方式，以距離校準方式，由邊坡土層照片配合拍攝距離進行校準方式，推估坡面土層厚度。



圖 4-7 紅水仙土石流之邊坡表土及崩積層測量狀況

第五章 坡面型土石流集水區之微地形特性

第一節 HDF 集水區分析單元及因子

本研究採用次集水區概念進行坡面型土石流及崩塌分析單元劃分。就河岸或邊坡地形，依據土壤沖蝕程度可簡單分為坡面、溝壑、及野溪三種單元。後二者地形為多個同一匯水出口之小面積次集水區集結而成如圖 5-1 所示。而坡面單元則非。於地形單元圈畫後，我們將此類無同一匯流出口之坡面單元，編為 S 邊坡。而具集水區地形者，在區分為坡面型土石流(HDF)及非土石流(NDF，即崩塌)單元。



圖 5-1 集水區範圍示意圖(底圖來源:google earth)

本研究延續陳天健等人(2016)之分析單劃分方法如圖 5-2 所示，圖中右圖分別標示出發生區(EWA)、隘口(pass)、流動段長度、及出口(以溢流點為終點)，本研究依此進行土石流及崩塌分析單元微地形特性產製，以提供作為坡面型土石流地形特性分析。以下進一步說明主

要地形因子產製方法。

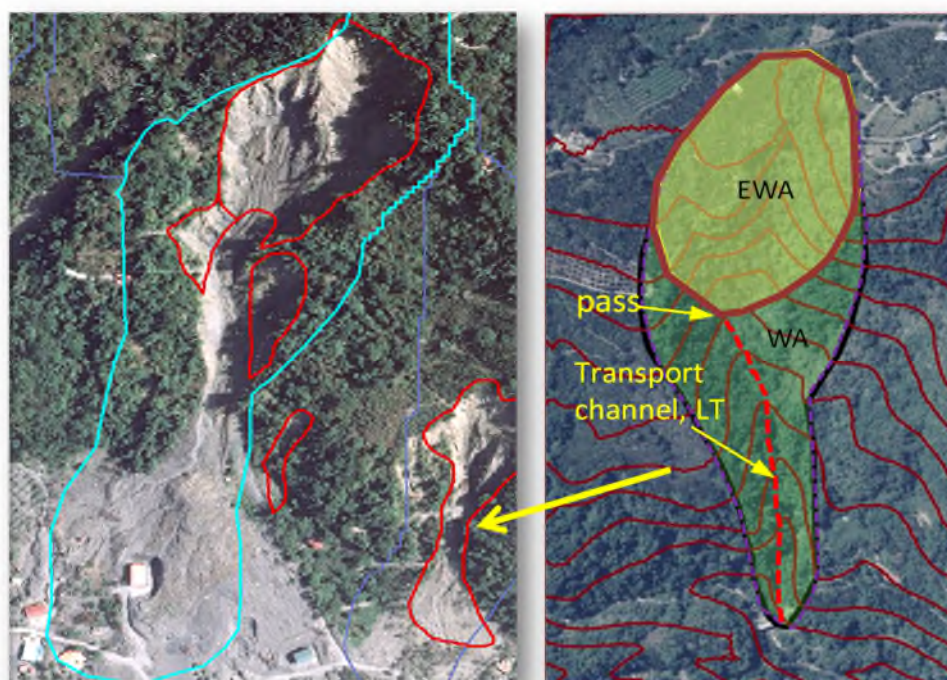


圖 5-2 分析單元劃定示意圖

1. 分析單元面積(WA)

分析單元之面積即為原次分區之集水區面積，為利用災前 DEM 劃分出之分析單元範圍，佐以人工對照衛星影像或航照、等高線(10m)及同一匯水出口等條件編修範圍。最後再利用 GIS 計算其面積而得之。

2. 有效發生區面積(EWA)

有效發生區面積為引用土石流發生區面積之概念。本研究採陳柏龍(2013)之定義：坡面型土石流發生區為流動區以上之集水區，如圖 5-3 所示，GIS 產製分析單元之溪流線，溪流線以上之集水區圈畫為坡面型土石流發生區，而本研究經測試後溪流線閾值以 0.005km^2 時，與現況吻合度最高。

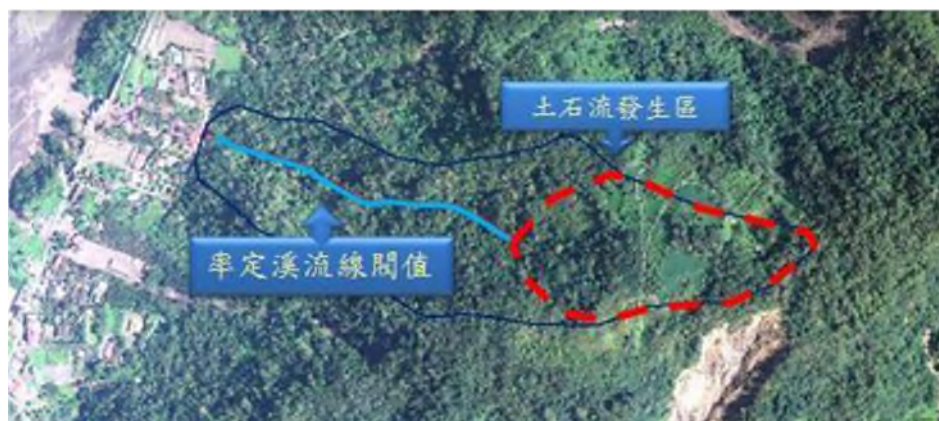


圖 5-3 發生區圈畫示意圖(陳柏龍 2013)

3. 有效集水指標(EWAI)

有效集水指標為模式中代表匯水能力之影響因子，定義如式 5.1:

$$EWAI = \frac{EWA}{WA} \quad \text{式 5.1}$$

式中 EWA 為坡面型土石流發生區面積面積，WA 為分析單元面積。當有效集水指標越大，代表坡面型土石流發生區之匯水量對此集水區影響力越大；反之則較小。

4. 高程差

利用地理資訊系統(GIS)產製，分析單元最高點至土石流出流口之高程差。方法為由數值高程模型產製(DEM)取得兩點高程後相減，即可求得集水區高程差 ΔH_w 。

$$\Delta H_w = h_t - h_d \quad \text{式 5.2}$$

其中， h_t 為集水區最高點高程， h_d 為集水區出流口高程，詳如圖 5-4 所示，本研究亦應用上述概念，產製「流動段」高程差 (ΔH_f) 及「發生區」高程差 (ΔH_o)。

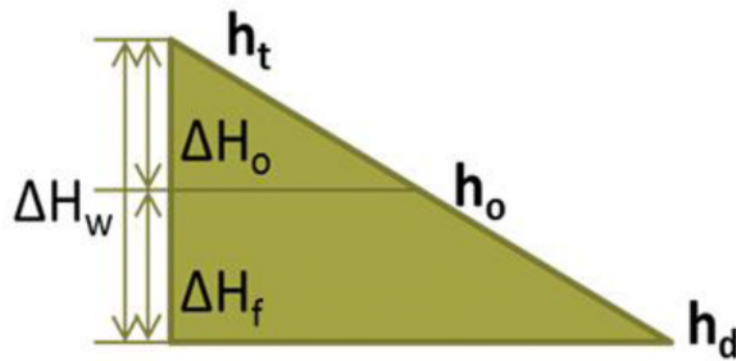


圖 5-4 分析單元高程差與隘口（H_o 之位置）高程差之示意圖

以隘口高程差除以集水區高程差，可得隘口高程比(式 5.3)，隘口高程比可間接表示發生區位於坡面縱剖面之區位，值越大則表示隘口接近坡趾，為大型崩塌，流動區短，較不易形成土石流，反之，其值越小，隘口位於坡腹至坡頂間，其流動距離長，較易形成土石流。其中， ΔH_w 為集水區高程差(m)， Δh_o 為隘口高程差(m)。

$$\text{隘口高程比} = \frac{\Delta H_o}{\Delta H_w} \quad \text{式 5.3}$$

流動段長度地理資訊系統(GIS)中所直接測繪之河道長度為正射投影長度，所測繪之長度為投影之水平距離(L)，但其真實長度為斜距(L')，如圖 5-5 所示。本文利用式 5.4 求其較真實之流動段長度。其中， L_f' 為流動段長度之斜距(m)， L_f 為流動段長度之水平投影距離(m)， θ_f 為流動段之平均坡度(°)。

$$L_f' = \frac{L_f}{\cos \theta_f} \quad \text{式 5.4}$$

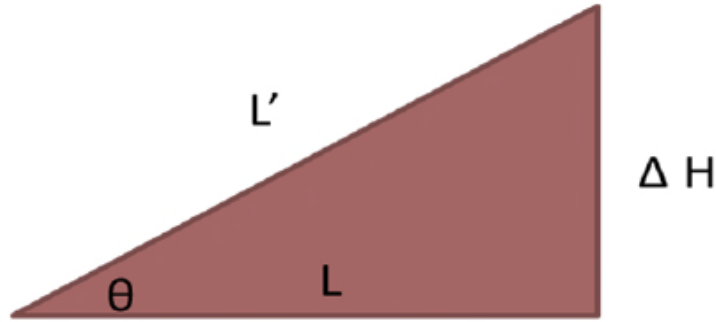


圖 5-5 流動段長度示意圖

應用上述概念，求取集水區之全長 L_w' ，其中， L_w' 為集水區長度之斜距(m)， L_w 為集水區沿谷線量測之水平投影距離(m)， ΔH_w 為集水區高程差(m)，再經由式 5.5 取得發生區長度 L_o' (m)。

$$L_o' = L_w' - L_f' \quad \text{式 5.5}$$

5. 流動段平均坡度

流動段平均坡度之求取方法，係利用地理資訊系統(GIS)查詢功能測得流動段長度及流動段高程差，再根據詹錢登(2000)之計算方式：

$$\text{流動段平均坡度} = \theta_f = \tan^{-1}\left(\frac{\Delta H_f}{L_f}\right) \quad \text{式 5.6}$$

其中， L_f 為流動段長度之投影長度(m)，意即水平距離， ΔH_f 為流動段高程差(m)。

6. 形狀係數

形狀係數所代表的意義為單位主要河川長度之流域面積。因此若形狀係數較大，集水區外觀成寬圓形；反之，則呈狹長形，如圖 5-6 所示。

本研究所使用之集水區形狀係數修改自 Horton(1932)提出

之形狀係數，將集水區之全長(L_w')取代主要河道長度(L)，利用地理資訊系統(GIS)產製之集水區面積(WA)與集水區之全長(L_w')後，即可代入式 5.7 計算集水區形狀係數 F_w 。

$$F_w = \frac{WA}{L_w'^2} \quad \text{式 5.7}$$

發生區形狀係數(F_o)與集水區形狀係數概念相似，土石流發生所需之主要三條件：水、材料、坡度，其中土石流發生區就包括了集水區中水與材料兩樣條件，可見發生區之重要性，因此發生區形狀係數更能表現出土石流之水量的提供變化，可視為發生區匯水量的一種指標。

$$F_o = \frac{EWA}{L_o'^2} \quad \text{式 5.8}$$

式中， L_o' 為發生區長度(隘口沿谷線至發生區頂端之斜距，可由式 5.8 取得)， EWA 為發生區面積。

本研究進一步探討形狀係數影響土石流分佈狀況，將前述集水區形狀係數(F_w)及發生區形狀係數(F_o)以兩因子間相互關係呈現，其比值計算如下：

$$FF_o = \frac{F_w}{F_o}$$

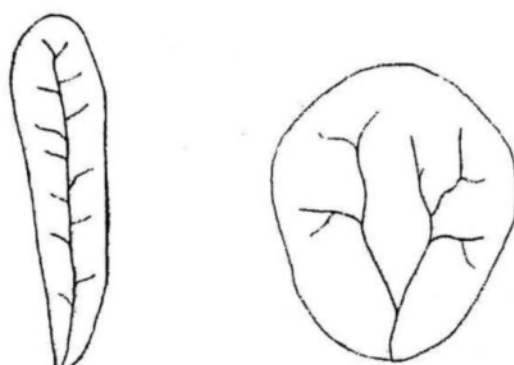


圖 5-6 集水區形狀，狹長形(左)及寬圓形(右)(何明憲，2003)

7. 集水區平均寬度

利用地理資訊系統(GIS)產製之集水區面積(WA)與集水區之全長(Lw')後，即可代入式 5.9 計算集水區平均寬度。

$$W_o = \frac{WA}{L_w}, \quad \text{式 5.9}$$

發生區平均寬度(Wo)產製亦同於上述方法，發生區為土石流發生之材料來源，其形狀因子更能表示該區土石材料產生情形，關係如下式：

$$W_o = \frac{EWA}{L_o}, \quad \text{式 5.10}$$

式中，L_o'發生區長度(可由式 5.5 取得)，EWA 為發生區面積。

8. 坡面深寬比

為了瞭解整體分析單元集水區橫剖面變化情形，本研究將集水區分為兩個區位，分別產製發生區深寬比(HARI)及流動段深寬比(HART)，以進一步探討整體集水區橫剖面變化與地形演化情形。本文採用日本國土技術政策總和研究所 (2007)溪谷地形之定義，利用兩萬五千分之一地形圖(圖 5-7)取集水區、發生區及流動段之最大寬度作為坡面寬 a，該平面之深度為坡面深 b，代入式 5.11 計算深寬比。

$$HAR = \frac{b}{a} \quad \text{式 5.11}$$

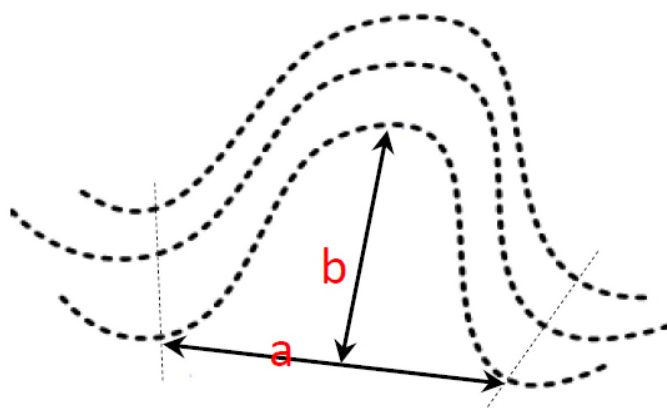


圖 5-7 溪谷地形之定義(日本國土技術政策總和研究所，2007)

9. 起伏比

為瞭解集水區縱剖面變化情形，本研究產製了發生區起伏比(TRI)、流動段起伏比(TRT)及集水區起伏比(TRW)，以探討整體集水區縱剖面變化情形。其利用 GIS 產製之高程差(ΔH)與水平距離(L)後，即可代入式 5.12 計算起伏比。

$$TR_i = \frac{\Delta H}{\text{集水區之水平距離}} \quad \text{式 5.12}$$

10. 坡面平均坡度

為採 GIS 空間模組內的坡度分析(Spatial Analysis Slope)，配合集水區內之數值高程模型，計算出集水區坡面平均坡度，並應用此方法另計算發生區坡面平均坡度。

11. 坡面平均坡度(HASW)

利用 ArcGIS 地理資訊系統內之坡度分析(Spatial Analysis Slope)空間模組，可由集水區範圍內之數值高程模型計算出集水區坡面平均坡度，並使用相同方法計算得到發生區坡面平均坡度。

12. 崩塌潛感面積比(RLSA)

以 ArcGIS 地理資訊系統空間模組之坡度分析套件，套疊災後崩塌圖層計算土石流主崩塌地之災前坡面坡度，而後再計算依照陳柏龍(2013)發生區內災前崩塌潛感坡度 30 至 35 度區間所佔之面積，作為崩塌潛感面積(LSA)，崩塌潛感面積比，其公式如下：

$$RLSA = \frac{LSA}{WA} \times AAA\% \quad \text{式 5.13}$$

式中，RLSA 為崩塌潛感面積比，LSA 為崩塌潛感面積，EWA 為土石流發生區面積。

第二節 坡面型土石流與崩塌案例之地型特性

一、集水區分析單元面積、有效集水指標

如圖 5-8 所示，與尖峰流量成正比的集水區分析單元代表其冲刷溪床碎屑物質的能力，HDF 與 NDF 之集水面積並無明顯的分界，但隨著集水面積的增加，NDF 之案例數也有隨之減少的趨勢，且 HDF 與 NDF 之集水面積皆小於 30 公頃，佔總數百分比為 98%。

如圖 5-9 所示，有效集水指標即發生區面積與集水區面積之比值，有效集水指標越大，則代表發生區所佔的比例越大，流動段也相對較短。HDF 之有效集水指標以小於 0.6 為主，佔總案例數之 85.7%，NDF 之有效集水指標則以大於 0.5 為主，佔總案例數之 80.9%。其原因為 NDF 因發生區崩塌面積較大，雖分佈相近，但仍以 HDF 發生小規模土石流案例較多，推估在有效集水指標 0.4~0.6 之間時較容易發生小規模土石流。

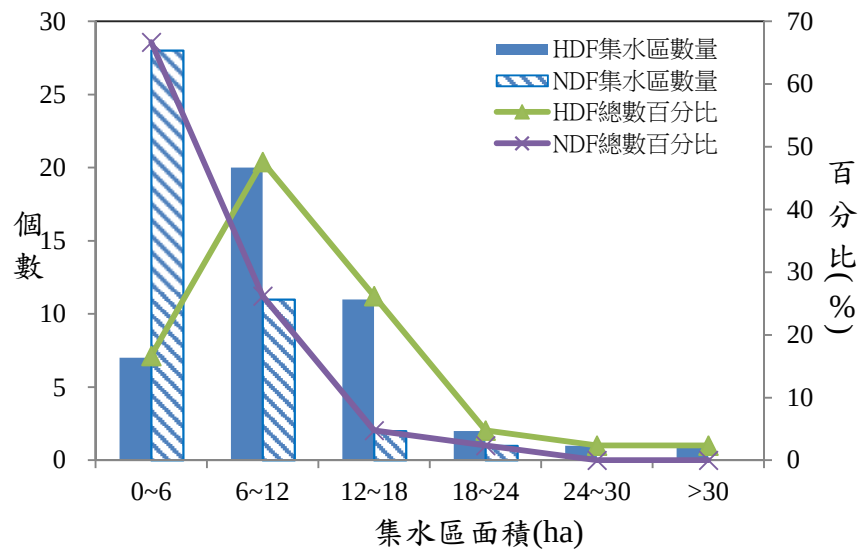


圖 5-8 集水區面積分佈情況

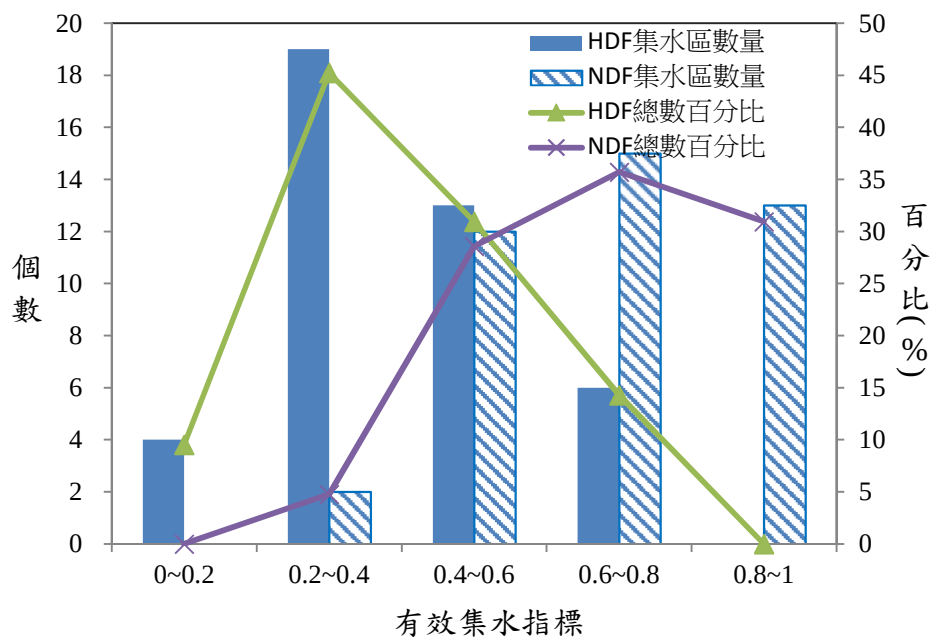


圖 5-9 有效集水指標分佈情況

二、 流動段長度

流動段長度會影響溪流尖峰流量、集流時間及地表逕流，流

動段長度分佈如圖 5-10 所示，HDF 及 NDF 流動段長度兩者皆小於 1000 公尺，HDF 主要分佈於 200~400 公尺佔 69%；NDF 在 200 公尺以下佔 76%，兩者進行比較，顯示 HDF 流動段長度較長，NDF 流動距離較短形成土石流機率較小。

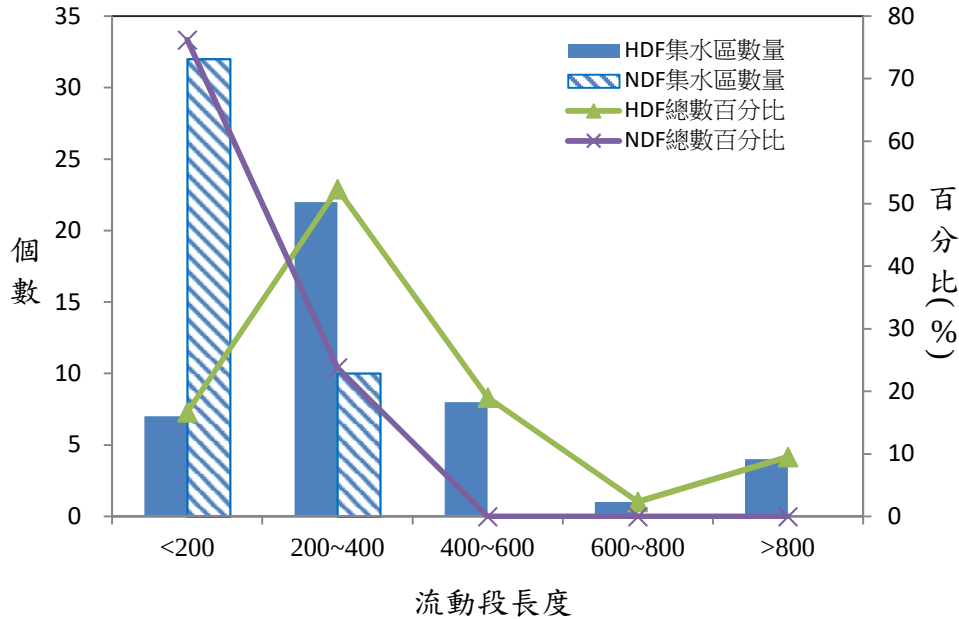


圖 5-10 流動段長度分佈情況

三、 形狀係數及形狀係數比

集水區形狀係數及發生區形狀係數分佈如圖 5-11 及 5-12 所示，HDF 集水區形狀係數主要集中於 0~0.4，佔總筆數 76.2%，NDF 集水區形狀係數及發生區形狀係數分佈略大於 HDF；表示 HDF 及 NDF 發生區形狀都偏於狹長狀，相較之下，NDF 發生區較寬宏。

形狀係數比分佈如圖 5-13 所示，本研究選定 HDF 與 NDF 選定發隘口方法為地形上之束縮段，HDF 之形狀比分佈較廣，而 NDF 則主要集中在 1~1.5，佔總筆數之 83.3%，呼應前述集水區形

狀係數與發生區形狀係數分佈趨勢。

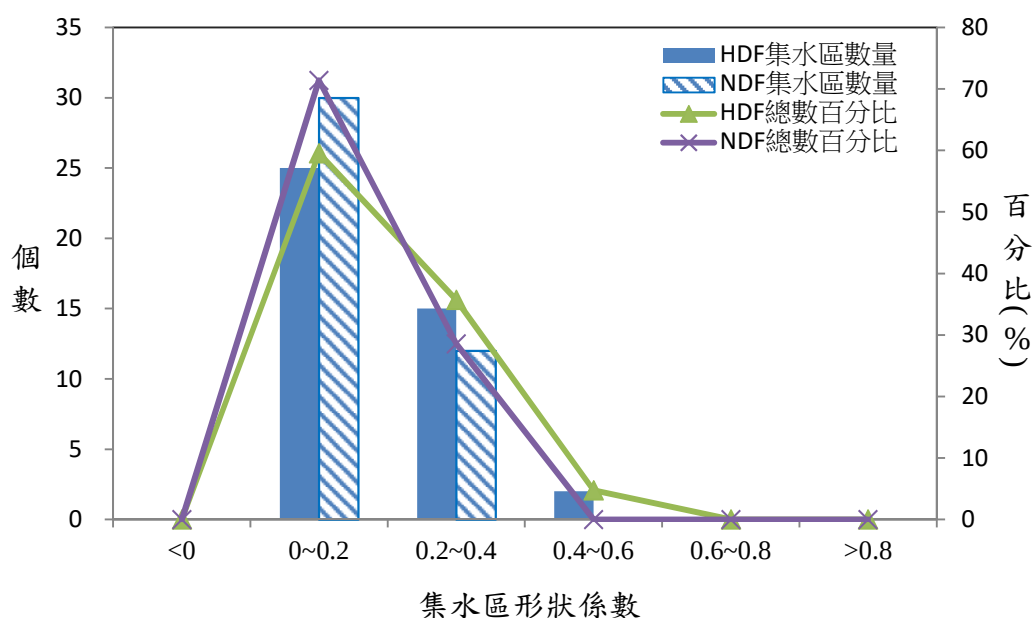


圖 5-11 集水區形狀係數分佈情況

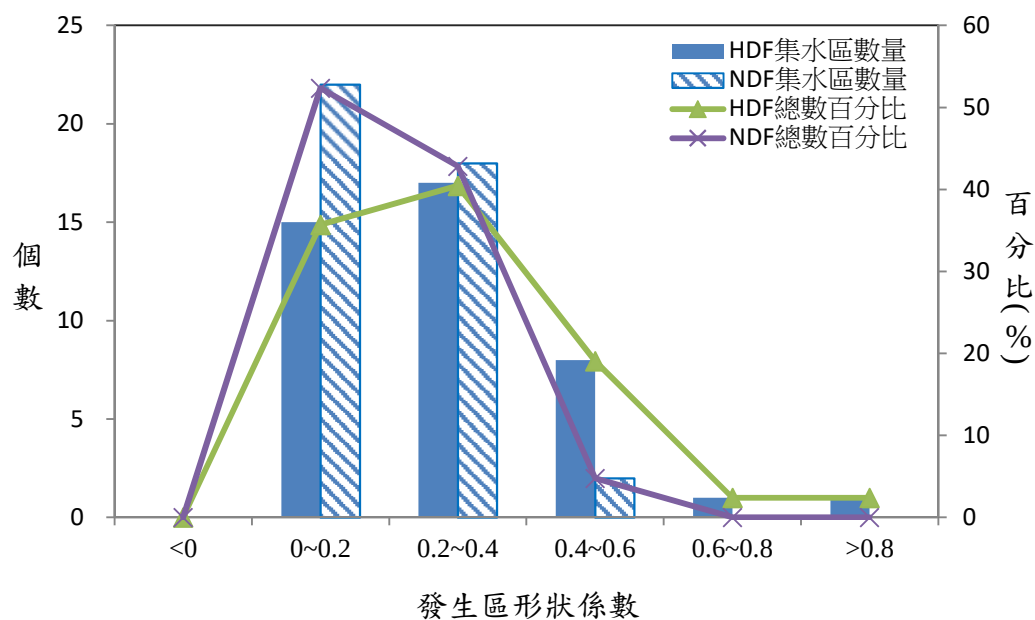


圖 5-12 發生區形狀係數分佈情況

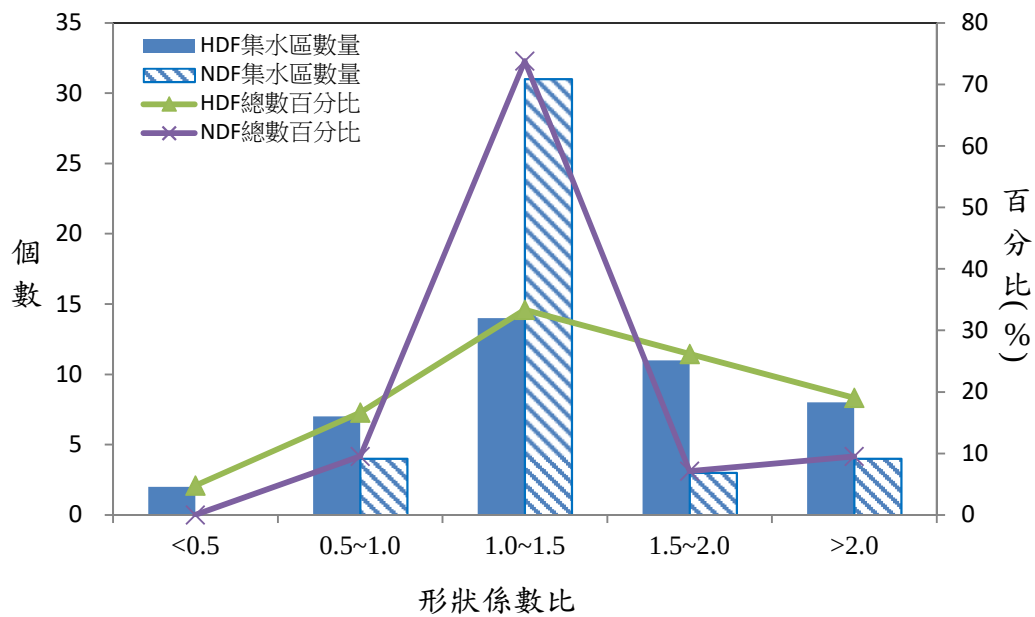


圖 5-13 形狀係數比分佈情況

四、 隘口深寬比、流動段深寬比、發生區深寬比

根據日本河川局防砂部溪谷地形初步判釋模式，深寬比可以表示集水區橫頗面之凹陷程度，數值越大代表谷線被沖蝕的越深。

隘口深寬比分佈如圖 5-34 所示，HDF 及 NDF 之隘口深寬比主要分佈於 0~0.2 之間，佔總筆數之 52.4%，而 NDF 之發生區深寬比則略小於 HDF。

流動段深寬比分佈如圖 5-15 所示，NDF 流動段深寬比主要分佈於 0.2~0.5，佔總筆數 61.9%，NDF 之流動段深寬比主要集中在 0.4 以下，佔總筆數之 54.8%，兩者皆隨著流動段深寬比數字變大而縮減。

發生區深寬比分佈如圖 5-16 示，HDF 及 NDF 在 0~0.4 有集中之趨勢，分別佔 92.9%及 95.2%，兩者皆為寬緩凹地開放之匯水坡面地形，與 Brunsden(1979)描述相符。

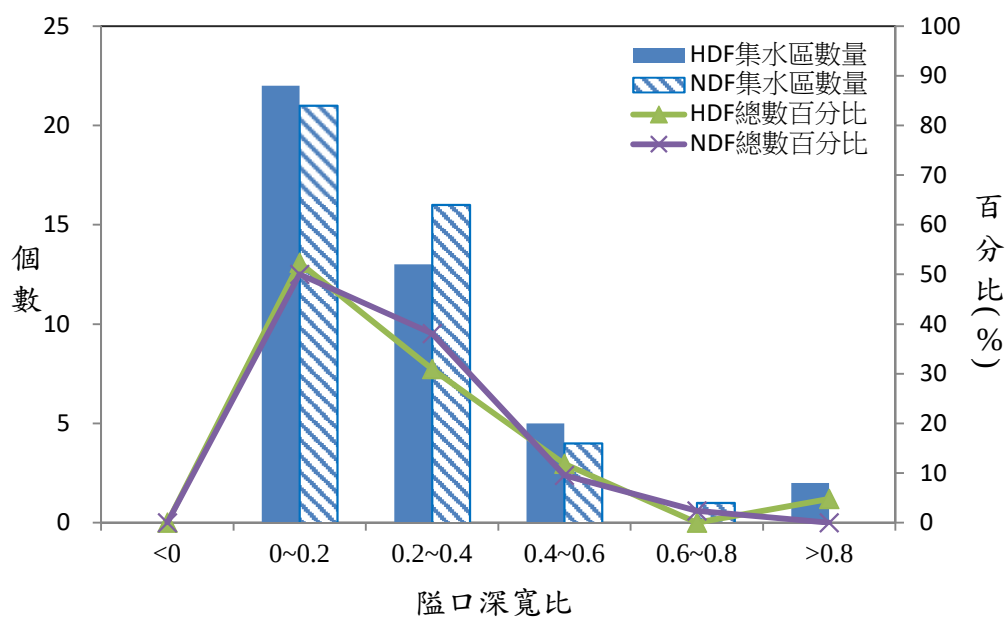


圖 5-14 隘口深寬比分佈情況

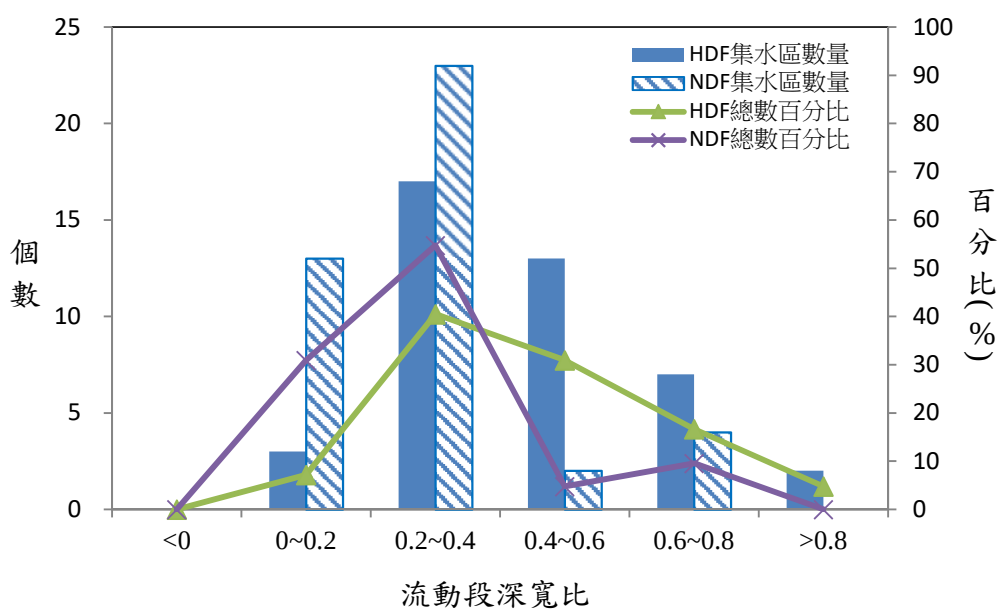


圖 5-15 流動段深寬比分佈情況

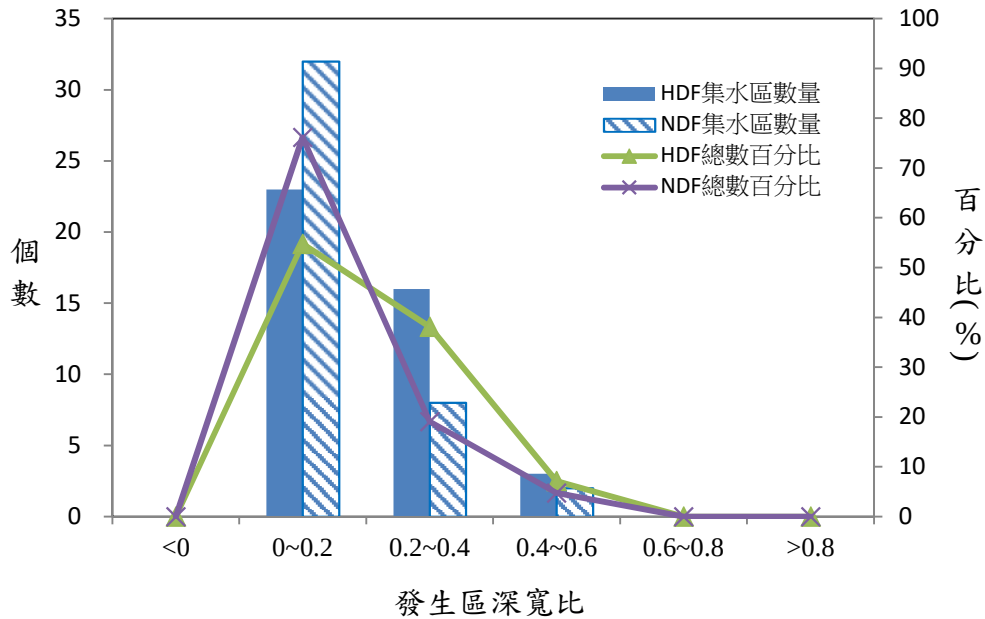


圖 5-16 發生區深寬比分佈情況

五、 集水區平均坡度、發生區平均坡度、坡面平均坡度比

集水區平均坡度分佈如圖 5-17 所示，HDF 及 NDF 之集水區坡面平均坡度並無明顯不同，但皆集中於 20~40 度之間，占總筆數的 85.7%。

發生區平均坡度分佈如圖 5-18 所示，發生區平均坡度 HDF 主要集中分佈於 35~40 度之間，佔總筆數 83.3%，趨勢小於 NDF。

坡面平均坡度比如圖 5-19 所示，坡面平均坡度比 HDF、NDF 兩者皆集中於 0.8-1.0，略符合於前述流動段平均坡度明顯下切之情況。

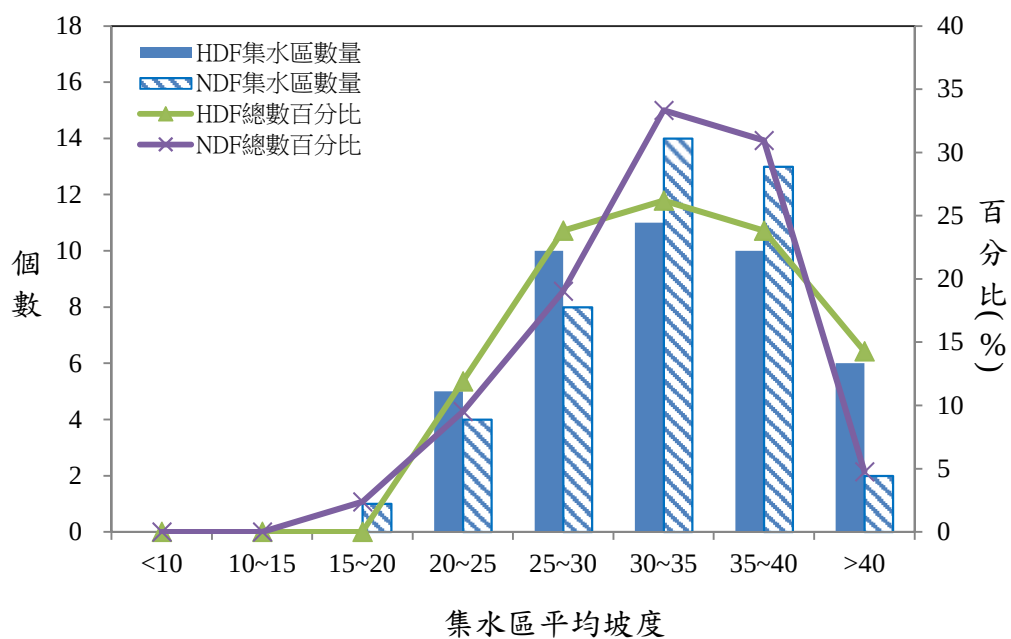


圖 5-17 集水區平均坡度分佈情況

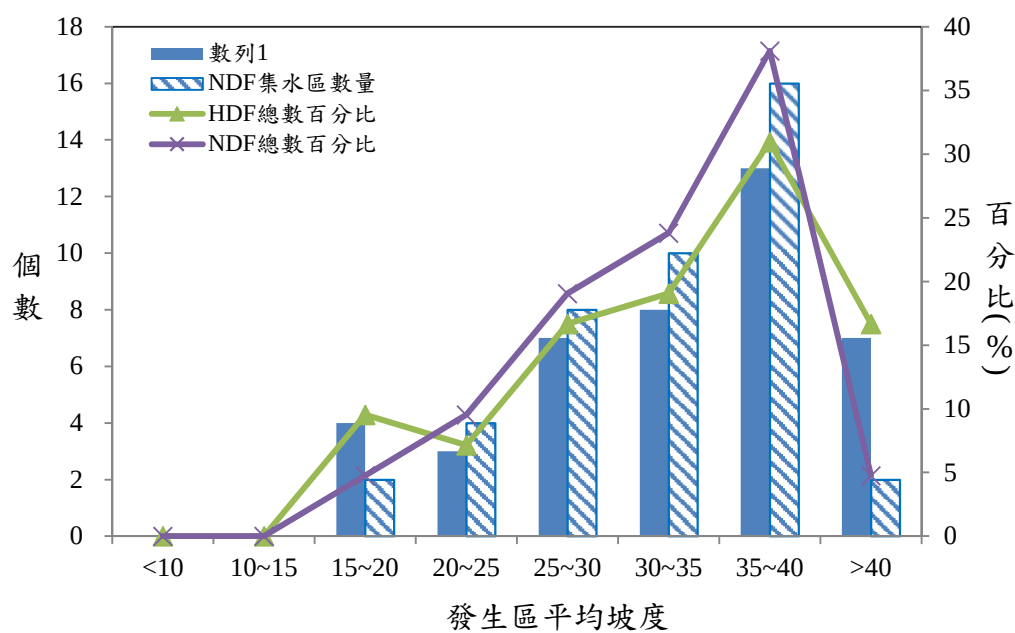


圖 5-18 發生區平均坡度分佈情況

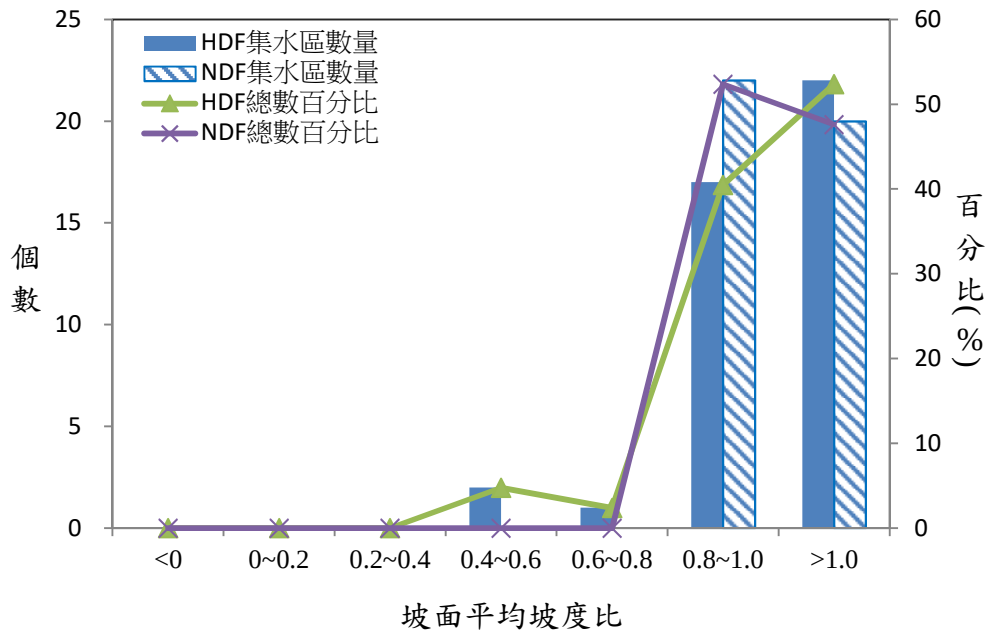


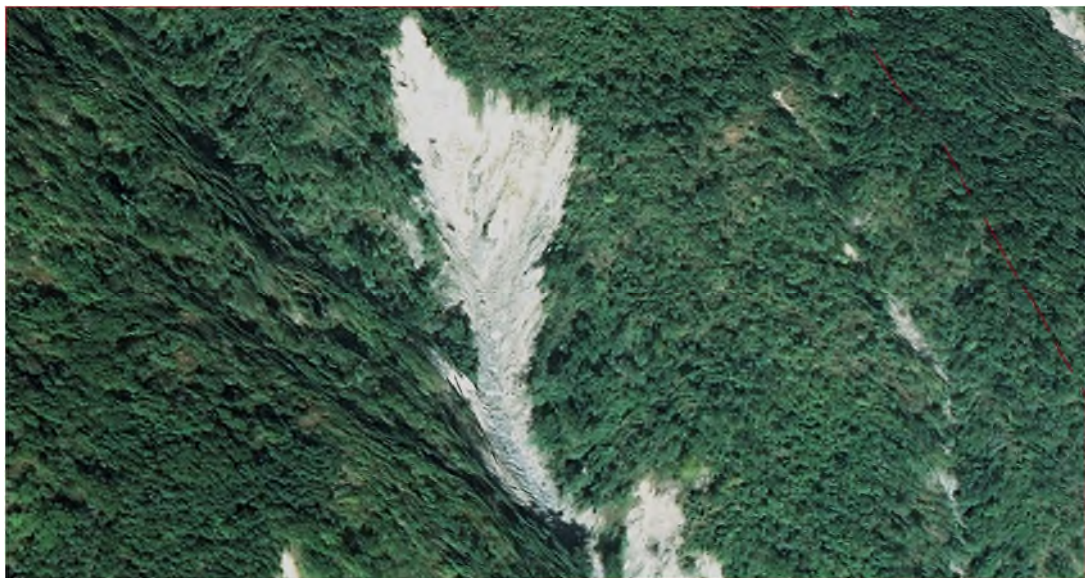
圖 5-19 坡面平均坡度比分佈情況

第六章 崩塌區之土壤厚度與地形關係

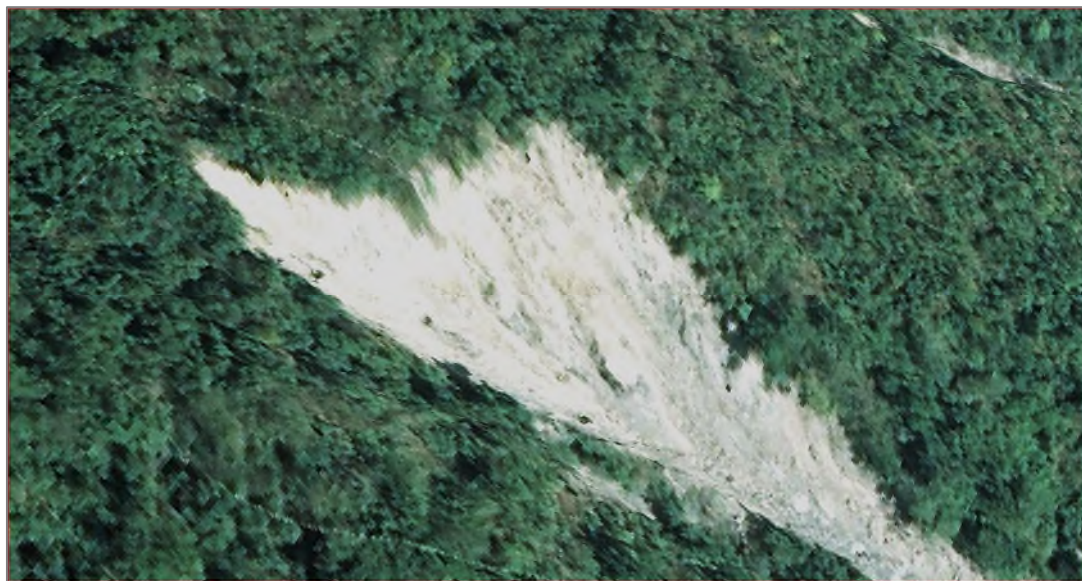
為獲得坡面型土石流之發生量體門檻，首先須先建立崩塌區表土及崩積層之厚度模式。本節說明相關厚度推求作業。

第一節 應用立體航照搭配 1m DEM 推估蝕溝內土壤厚度

本研究嘗試利用立體航照搭配 1m DEM，推估蝕溝出露土壤之厚度方面，測試狀況如圖 6-1 所示。航照之解析度雖然高達 25cm，但套疊於 1m DEM 後，其解析度亦變為 1m，由圖 b 顯示其土壤剖面分辨程度不佳，後續將再思考改進方法。



a.蝕溝正面



b. 蝕溝面出露土層

圖 6-1 應用航照套疊 1m DEM 測試蝕溝面土層厚度量測之狀況

第二節 表土及崩積層鑽探及地形資料

相關土壤表層或崩積層厚度資料，本研究收集水保局 34 處大規模崩塌地監測計畫、地調所工程地質探勘資料庫、及其他單位之崩塌地鑽探資料。目前收集全台地區 177 處鑽孔，期冀以建立山區崩塌土層之厚度關係。

為研究土壤及崩積層厚度與地形相關，因此本研究收集前述之 34 處崩塌地數位地型(1m LiDAR DEM)，期能發展地形與崩積層厚度評估模式。34 處大規模崩塌地分布圖如圖 6-2 所示。



圖 6-2 34 處大規模崩塌潛勢區分佈圖

圖 6-3 至圖 6-5 分別為屏東來義 T001、高雄茂林萬山 D048、及桃源寶山 D384 三處之立體航照及坡度圖分析成果，本研究將進一步嘗試配合鑽探成果，研究地形與表土層及崩積層厚度之關係。

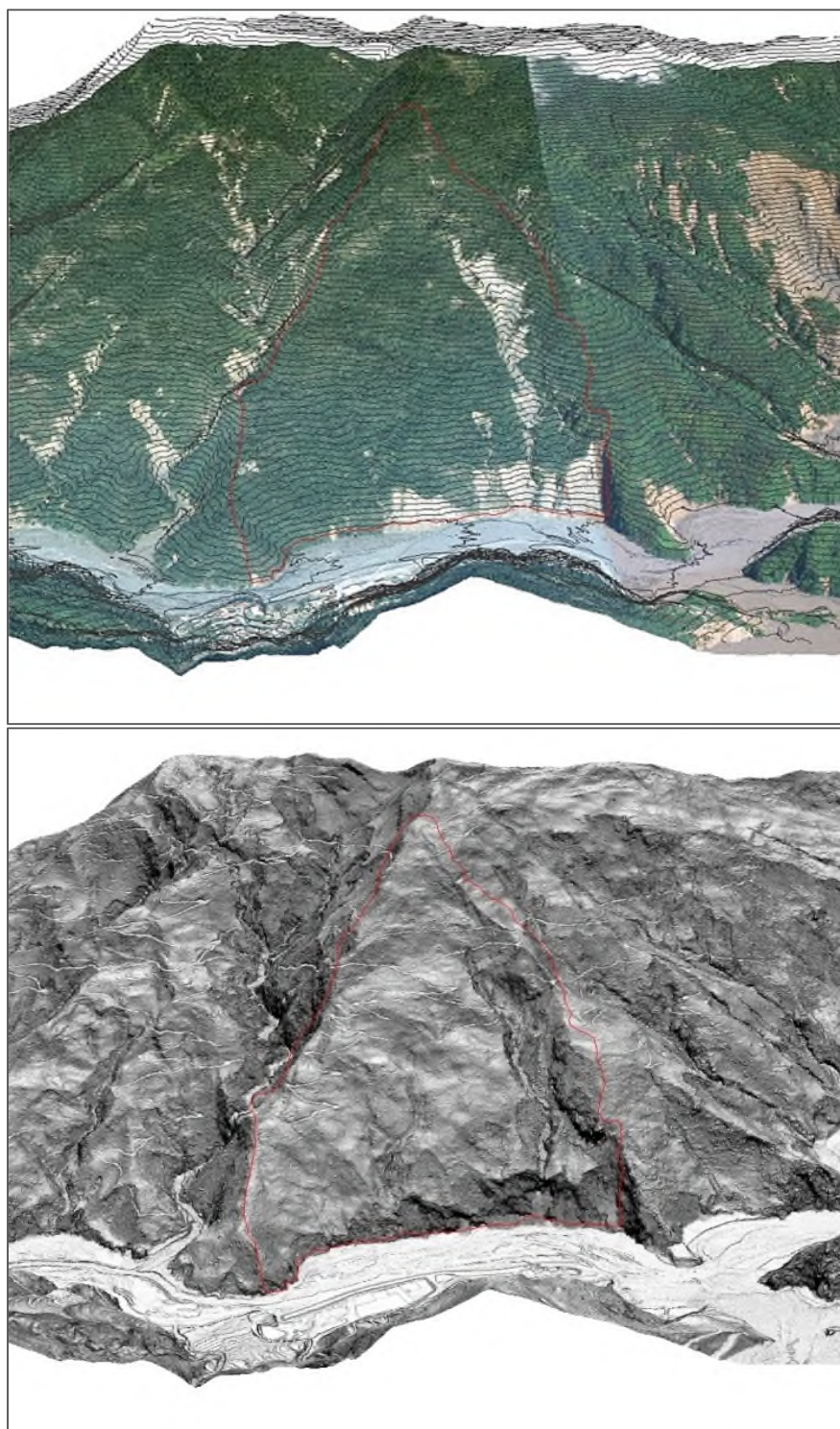


圖 6-3 屏東縣來義鄉 T001(來義)立體航照及坡度圖

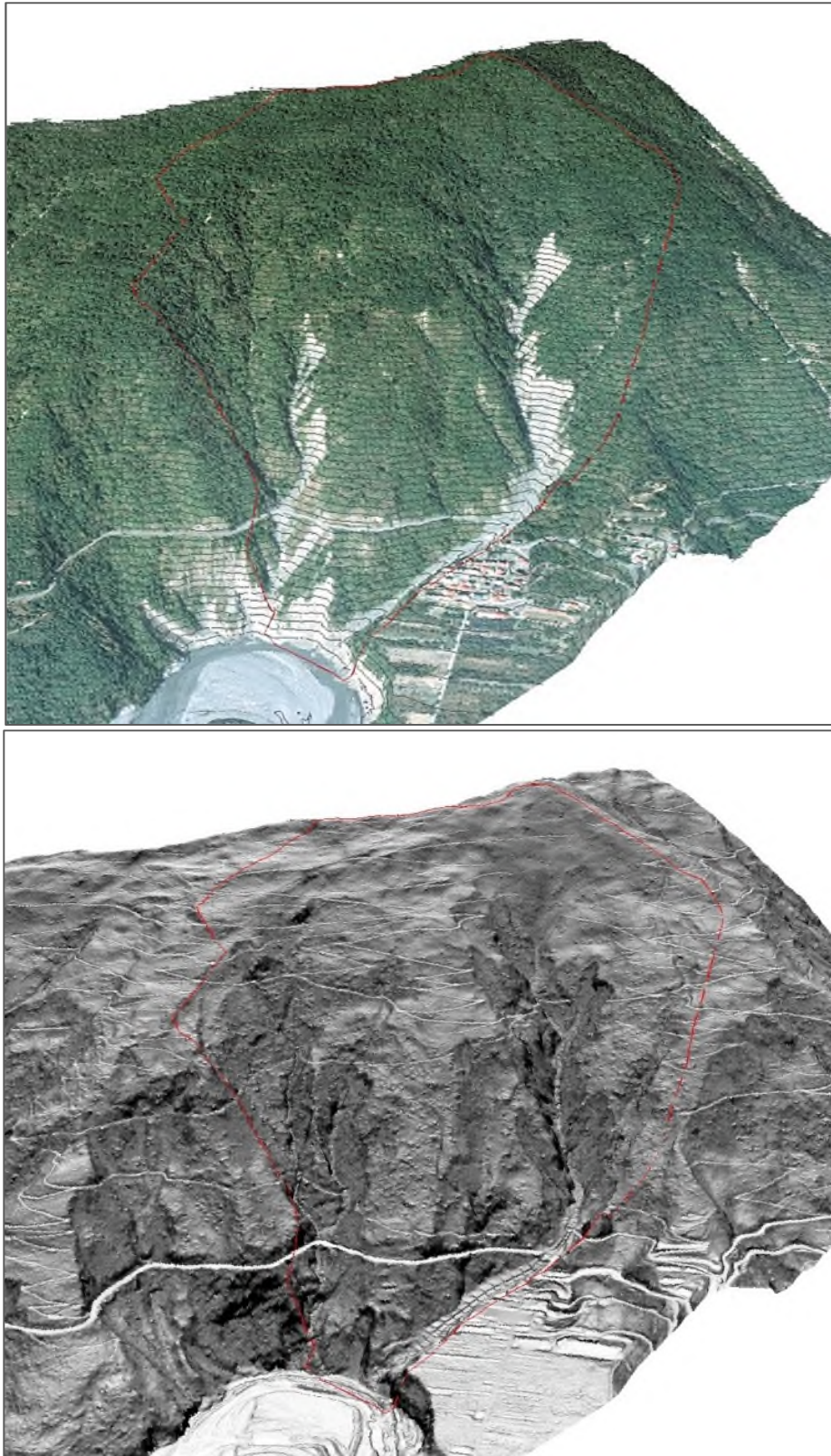


圖 6-4 高雄市茂林區 D048(萬山)立體航照及坡度圖

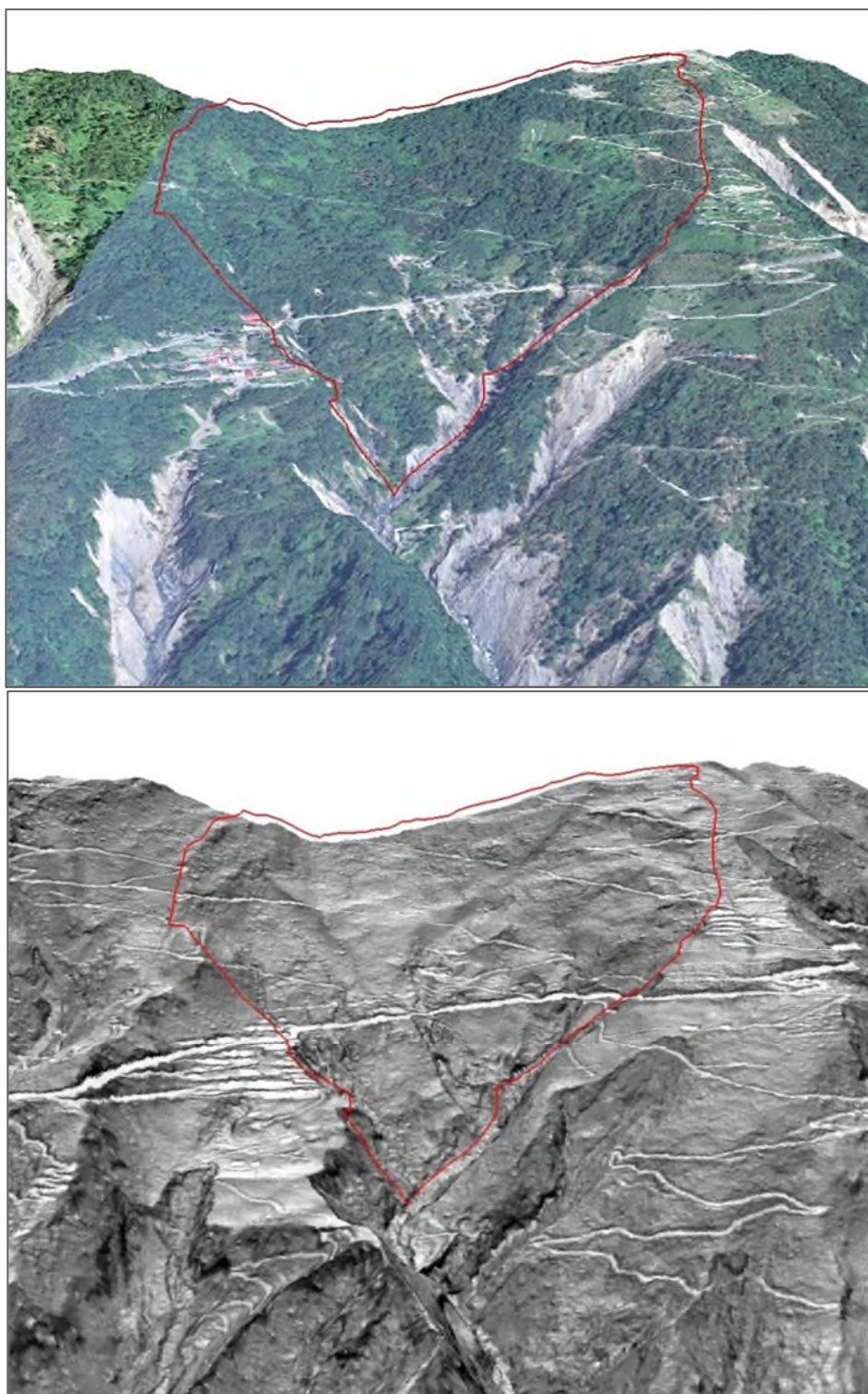


圖 6-5 高雄市桃源區 D382(寶山)立體航照及坡度圖

本研究依據地質調查所之工程地質探勘資料庫，同時彙集水保局大規模崩塌區鑽探調查成果，共計收集 177 孔鑽探柱狀圖資料，分布圖如 6-6 所示，紅色點位為崩塌地調查計畫位置。後續再進行表土及崩積層資料判識及彙整成果與統計分析。惟 34 處大規模崩塌之監測計畫成果報告僅部分取得，因此僅部分鑽探資料納入本報告。

鑽探資料中，其中位於未擾動地層之案例 56 孔，已擾動地層案例 121 孔。表土及崩積層厚度統計如圖 6-7 所示，圖中將近 50% 之孔位崩積層厚度大於 20m，最大可深達 80m。而崩積層厚度小於 10m 者共 51 處，僅總數之 42%。顯示現階段鑽探調查位置之崩積層厚度大致偏大。

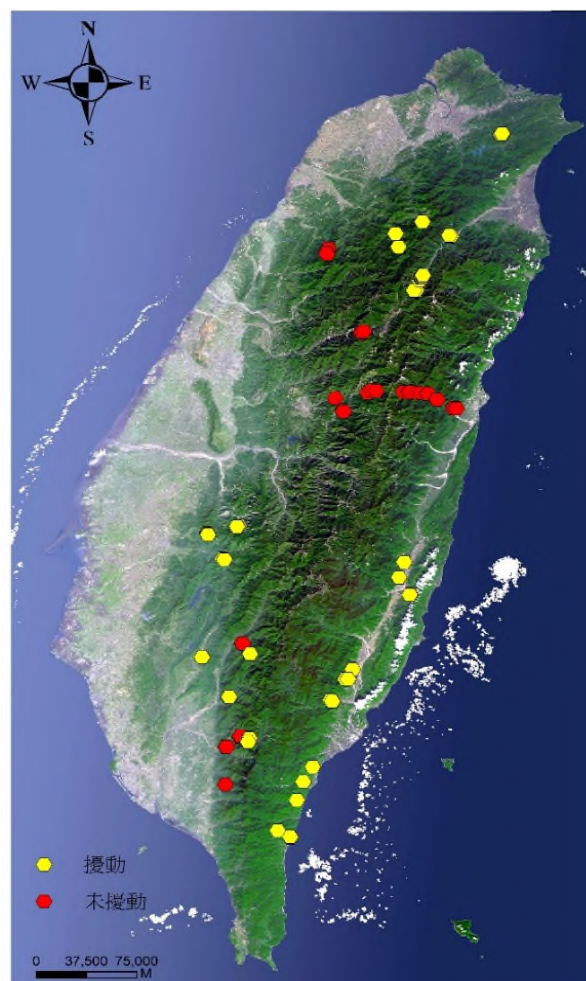


圖 6-6 177 孔鑽探分布圖(每一點代表一專案工程)

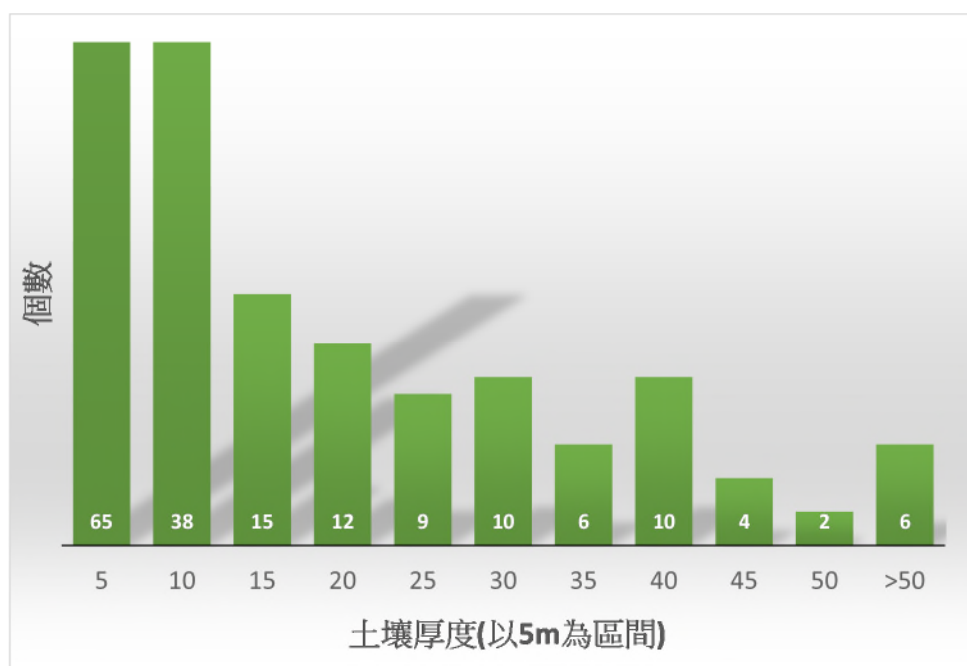


圖 6-7 鑽探成果之表土及崩積層厚度數量統計

第三節 崩積層深度調查分析

土壤厚度之估算模式，國內外學者主要使用數種地形因子建立土壤厚度推求的空間關係，其使用因子模型主要包括：(a) 與高程的線性相關性；(b) 與坡度梯度的線性相關性；(c) 與坡度梯度的指數相關性；(d) 曲率、沿山坡剖面的位置和坡度的組合；(e) 一個更複雜的模型，使用與前一個模型相同的地形屬性並結合地質和地貌因素。

本研究考慮採用地形坡度及區位因子，建立表土及崩積層厚度與坡度之分布狀況如圖 6-8 所示。地形坡度因子採以鑽探所在位置，取 10*10m 範圍平均坡度。另將坡面依其坡長分為三等分，分為上邊坡、中邊坡及坡腳。

圖 6-8 中顯示地形較平緩其崩積層厚度較大，隨地形坡度增大，崩積層厚度有縮小之趨勢。但地形坡度小於 35 度前，此趨勢並不明顯。此一現象尚待進一步探討分析。

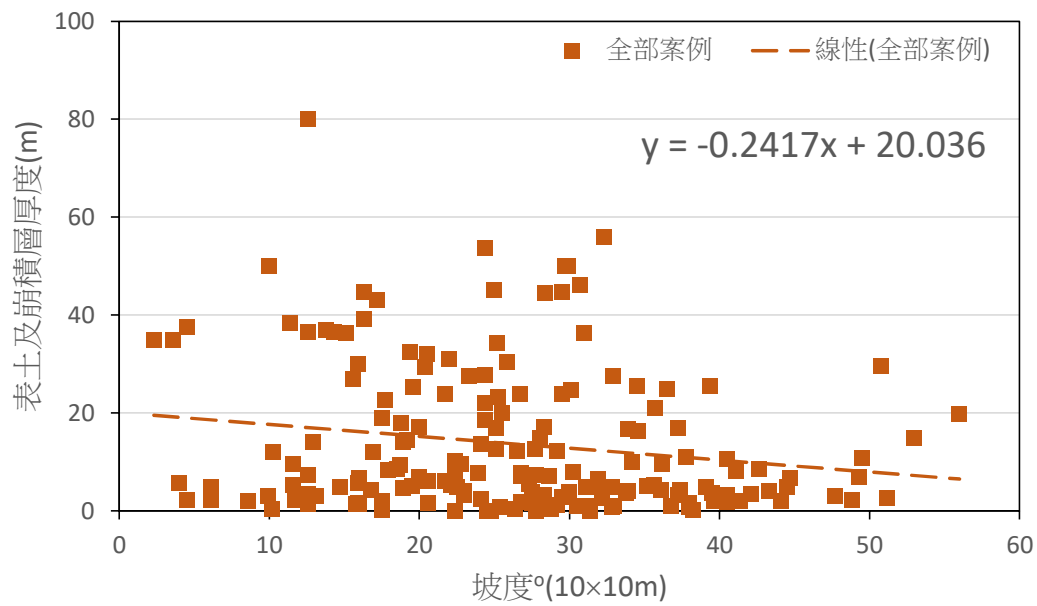


圖 6-8 全鑽探案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖

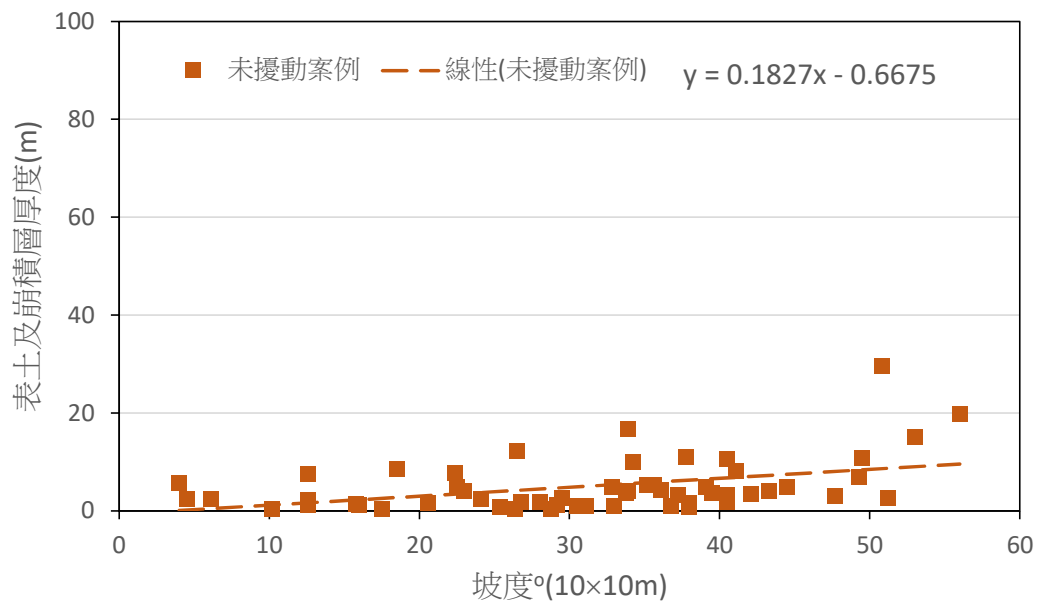


圖 6-9 未擾動案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖

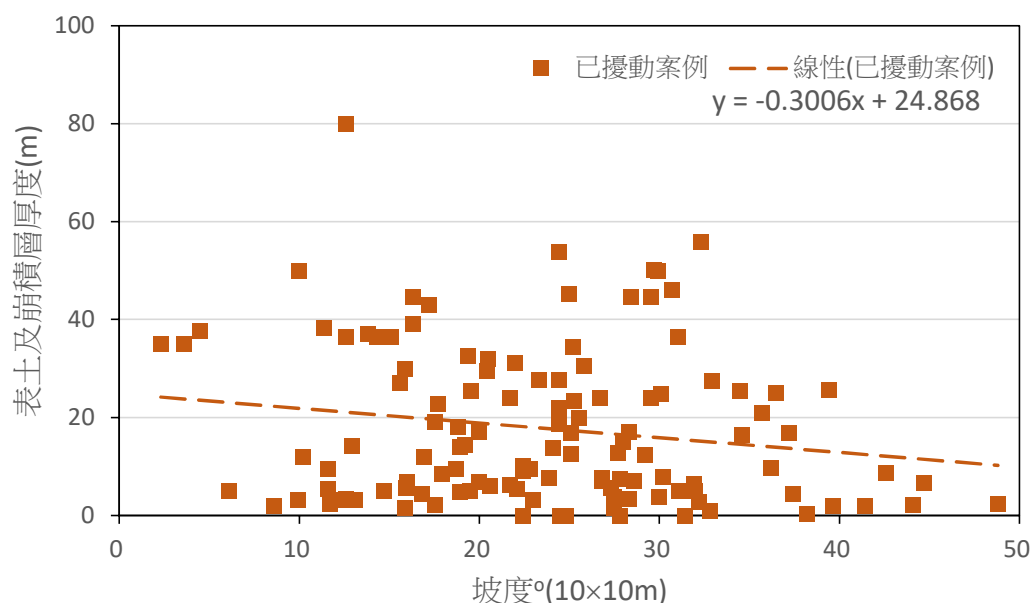


圖 6-10 已擾動案例表土及崩積層厚度與坡度分布圖

本研究進一步分析鑽探位置之地形特性，將現有鑽探圖區分為未擾動及已擾動案例，分別代表鑽探位置其是否位於前期崩塌地中。若邊坡已具有崩崖、滑動體等特徵，將之歸類於已擾動案例。圖 6-9 及圖 6-10 分別顯示二類案例之表土及崩積層厚度與坡度分布狀況。

圖 6-9 中顯示表土及崩積層厚度較具良好分布關係，崩積層厚度隨地形坡度稍有增加，但其厚度主要分布於 15m 以下，最深達 30m，平均厚度約為 5.0 m。

相較而言，已擾動崩塌地之崩積層厚度與坡度分布關係(圖 6-10)相當散亂。其雖具有崩積層厚度隨坡度增加而下降之趨勢，但厚度可由數米變動之 80m 之深度，此一結果於實務上無法應用，尚待進一步研究。

針對未擾動地形鑽探案例，本研究進一步討論厚度與鑽探所在區位之關係。坡面依其坡長分為三等分，分為上邊坡、中邊坡及坡腳。分析成果如圖 6-11 所示。圖中顯示上邊坡及中邊坡之土層厚度有不

錯之規律性，而坡腳區位之土層厚度變動較大。因坡腳主要為堆積扇或崖錐堆積處，因此崩積層厚度變動大。

本研究標的為坡面型土石流之發生特性，其區位位於上邊坡或中邊坡位置，因此篩選該二處之鑽探成果如圖 6-12 所示。圖中顯示其具有良好規律性，厚度主要分布於 10m 以下，最深達 15m，主要集中在 5m 下，平均厚度約為 3.9 m。厚度隨坡度略為增加，厚度 y 與坡度 x (度)之線性關係為 $y = 0.1015x + 0.9718$ 。

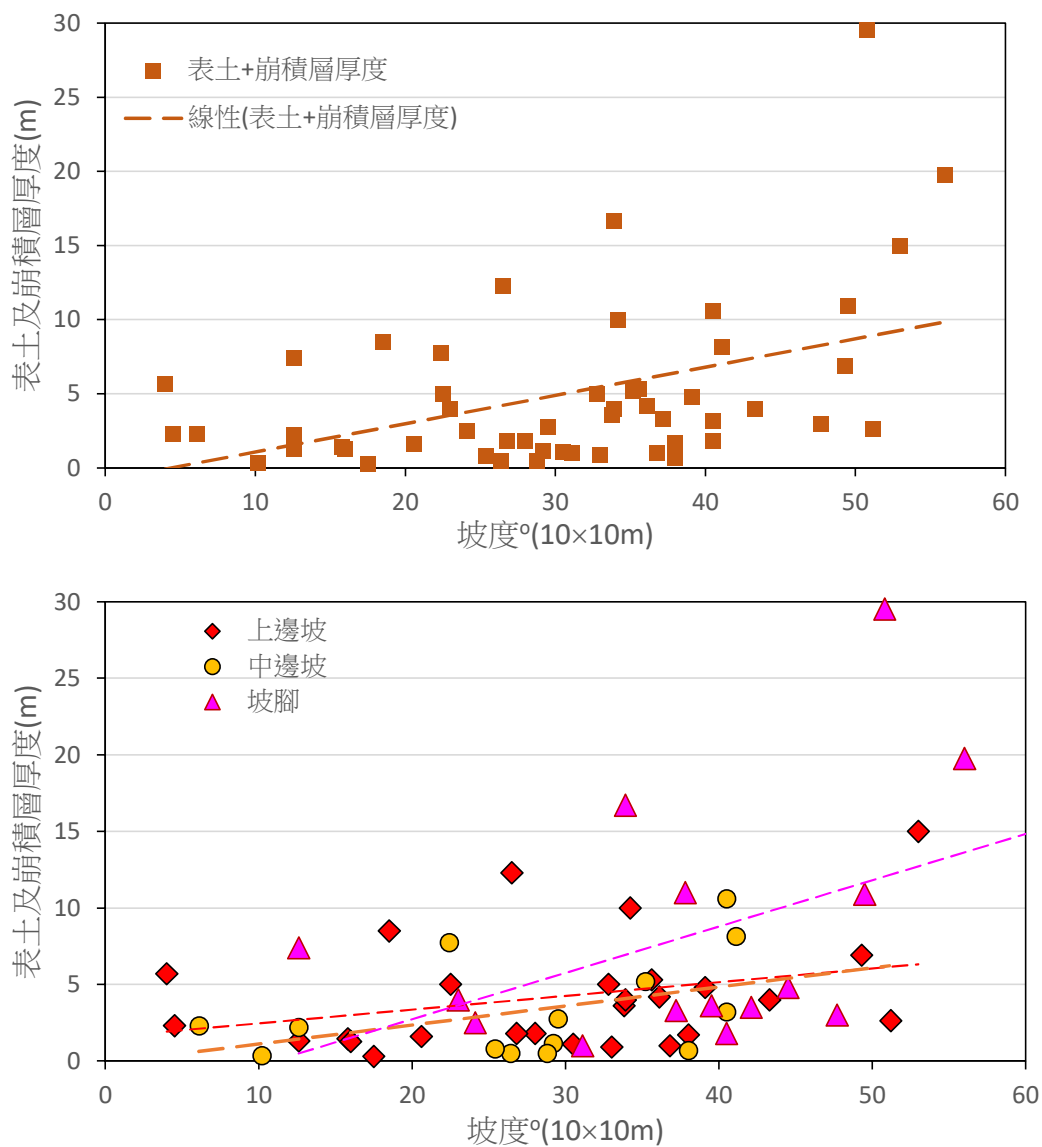


圖 6-11 未擾動案例表土及崩積層厚度與區位分布圖

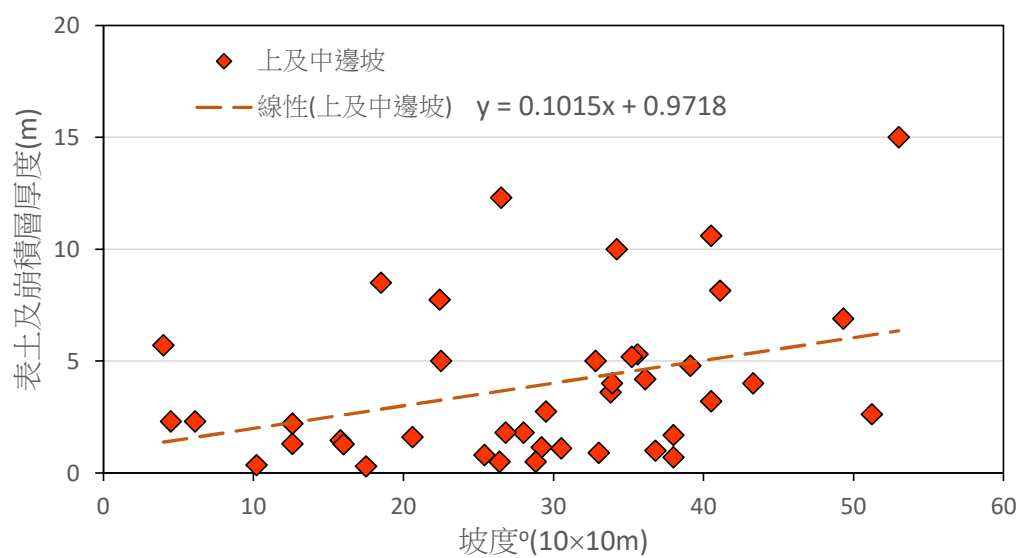


圖 6-12 未擾動案例上及中邊坡之表土及崩積層厚度分布圖

第七章 高屏溪流域坡面型土石流啟動之崩塌地形及 量體評估模式

第一節 HDF 集水區崩塌面積門檻模式分析

本研究進行 坡面型土石流之發生啟動門檻分析，採用高屏溪流域中 2009 年莫拉克 97 處坡面型土石流事件，及同一颱風觸發之 103 處崩塌作為分析樣本。由於崩塌圖資為正射面積，於陡坡地形其誤差相當大，因此本研究之崩塌面積、流動段長度及發生區面積均採用平均坡度反算進行面積及長度校正。

首先進行土石流及崩塌案例之流動長度與發生區內崩塌面積分析，分布狀況如圖 7-1 所示。圖中實心之符號為坡面型土石流(HDF)案例，空心符號為崩塌(NDF)案例。正方形符號為板岩案例，三角形為沉積岩案例。

圖中顯示有相當多處崩塌案例未形成坡面型土石流，HDF 案例最小集水區為 1.795 公頃，因此本研究區以面積大於 1.7 公頃 (17000m^2)，方為可能發生坡面型土石流之單元。

由於土石流之形成需崩落土石與逕流混和，因此若流動距離太短則崩塌尚未轉化成流動，即受地形限制而停止運動。如圖中水平虛線顯示，有相當多處崩塌案例未形成坡面型土石流，本研究以流動長度 70 m 做為具發生坡面型土石流門檻值。

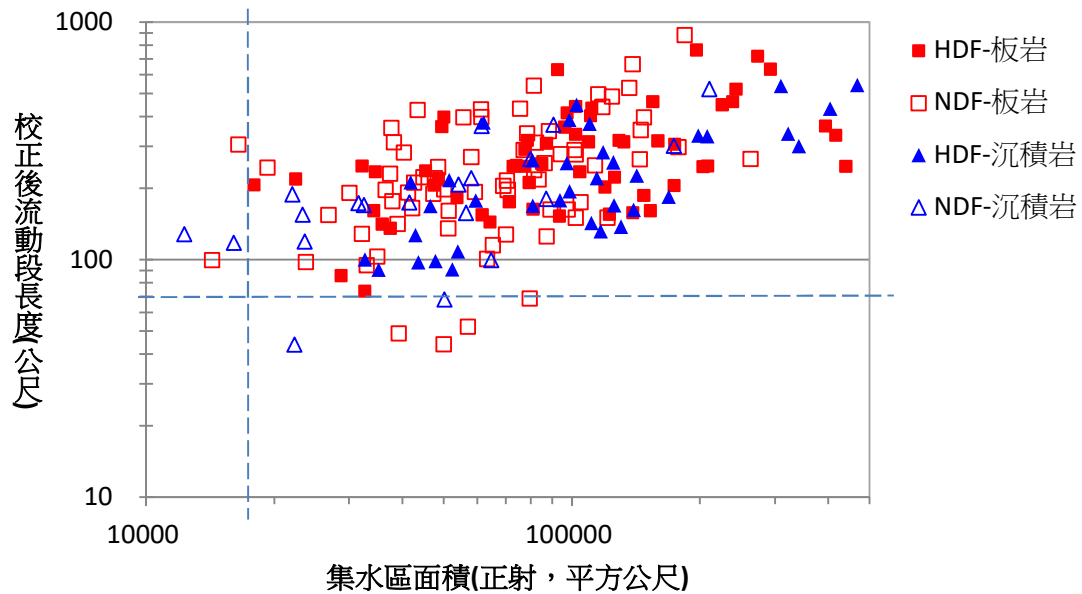


圖 7-1 案例流動長度與發生區內崩塌面積分布狀況

由於土石流之形成條件，需有充足之崩塌土石與足夠之水(以集水面積代表)，本研究同時分析案例之集水區面積和發生區面積條件狀況。圖 7-2 為剔除流動長度門檻之崩塌案例後，發生區內崩塌面積與集水區面積分布狀況；圖 7-3 則為案例發生區面積分析案例之狀況。

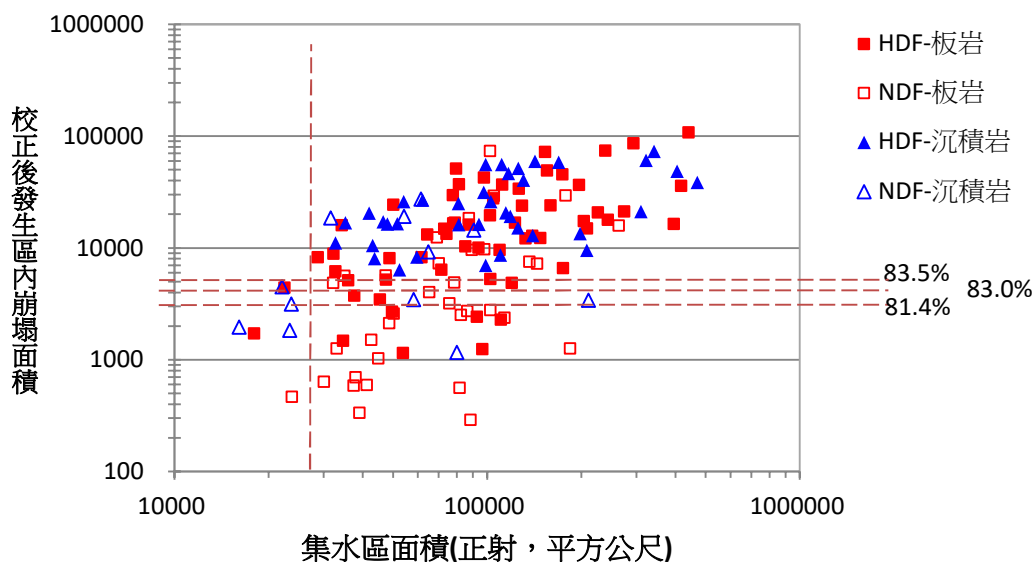


圖 7-2 案例發生區內崩塌面積與集水區面積分布狀況

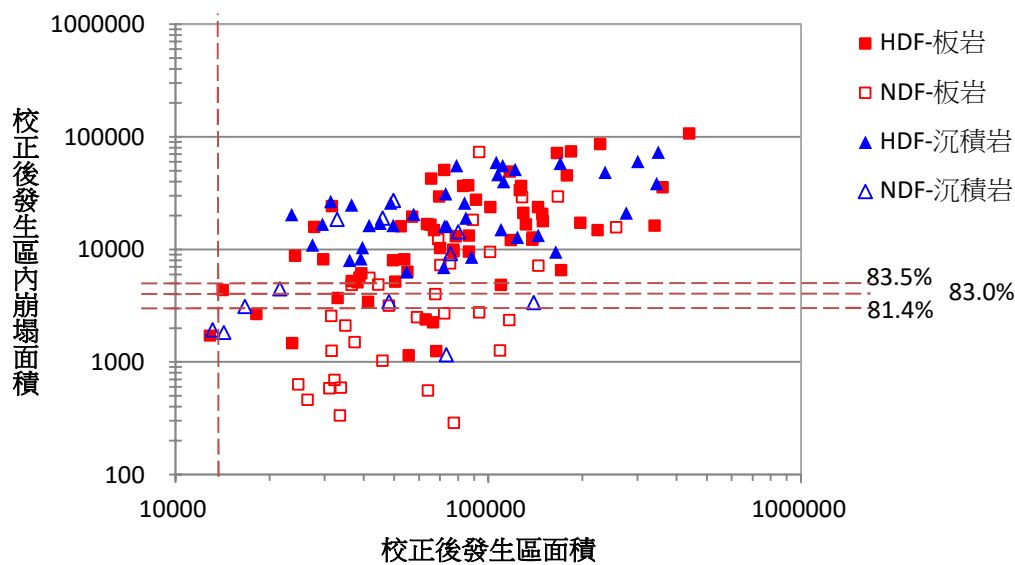


圖 7-3 案例發生區內崩塌面積與發生區面積分布狀況

圖 7-2 顯示 HDF 主要分布在集水區大於 2.8 公頃以上之集水面積區內崩塌面積達 1000m² 後，HDF 逐漸出現。

圖 7-3 顯示發生區內崩塌面積達 1000m² 後，HDF 逐漸出現。最大面積可達十萬 m² 以上。若以發生機率觀念建立門檻值模式，分別以發生區內崩塌面積 3000、4000、5000 m² 時三狀況分析，成果如表 7-1 所示，進一步討論如下：

1. 發生區內崩塌面積 **3000 m²** 時，HDF 之發生機率 P 為 92.8%, 為崩塌事件 NDF 亦未發生機率達 69.2%，全正判率為 81.4%。
2. 發生區內崩塌面積 **4000 m²** 時，HDF 之發生機率 P 為 90.7%, 為崩塌事件 NDF 亦未發生機率達 74.7%，正判率約在 83.0% 以上。
3. 發生區內崩塌面積 **5000 m²** 時，HDF 之發生機率 P 為 88.7%, 為

崩塌事件 NDF 亦未發生機率達 78%，正判率約在 83.5%以上。

基於以上，本研究初步以發生區內崩塌面積 **4000 m²** 時作為第二發生門檻條件，其正判率約 83%。應可符合實務之要求。以此門檻條件檢視圖 7-2 之 HDF 集水區面積，可獲得集水區面積門檻約 20000 m²，亦即約 2 公頃。由另由圖 7-3，可獲得 HDF 發生區面積(校正後)門檻約 15000 m²，亦即約 1.5 公頃。

表7-1 以校正發生區崩塌面積案例之正判率

校正發生區崩塌面積(m ²)	HDF(%)	NDF(%)	總正判率(%)
3000	92.8	69.2	81.2
4000	90.7	74.7	82.8
5000	88.7	78.0	83.3

本研究亦分析發生區內崩塌面積與發生區崩塌率分布狀況如圖 7-4 所示。圖中顯示發生區內崩塌率達 0.07 後，HDF 與 NDF 之正判率達 85%，因此亦可以此崩塌率做為發生門檻值模式。

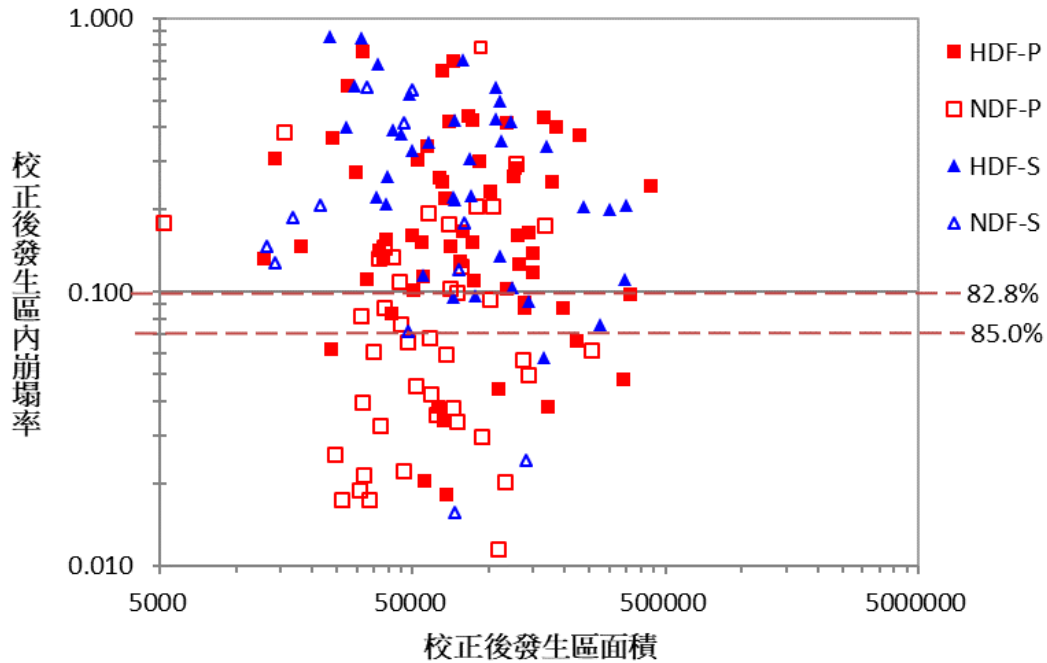
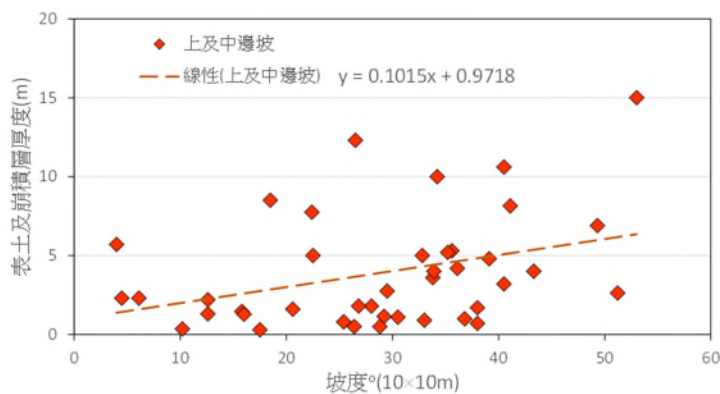


圖 7-4 案例發生區內崩塌面積與發生區崩塌率分布狀況

第二節 HDF 集水區崩塌量體門檻模式分析

本研究進一步評估坡面型土石流發生之土方量體門檻。本研究綜整邊坡坡面表土及崩積層調查成果，與 HDF 及 NDF 案例之崩塌面積分析成果，求取發生區內崩塌量體 $V=A \times Z$ 。結果如圖 7-5 及圖 7-6 所示。圖中實心之符號為坡面型土石流(HDF)案例，空心符號為崩塌(NDF)案例。正方形符號為板岩案例，三角形為沉積岩案例。



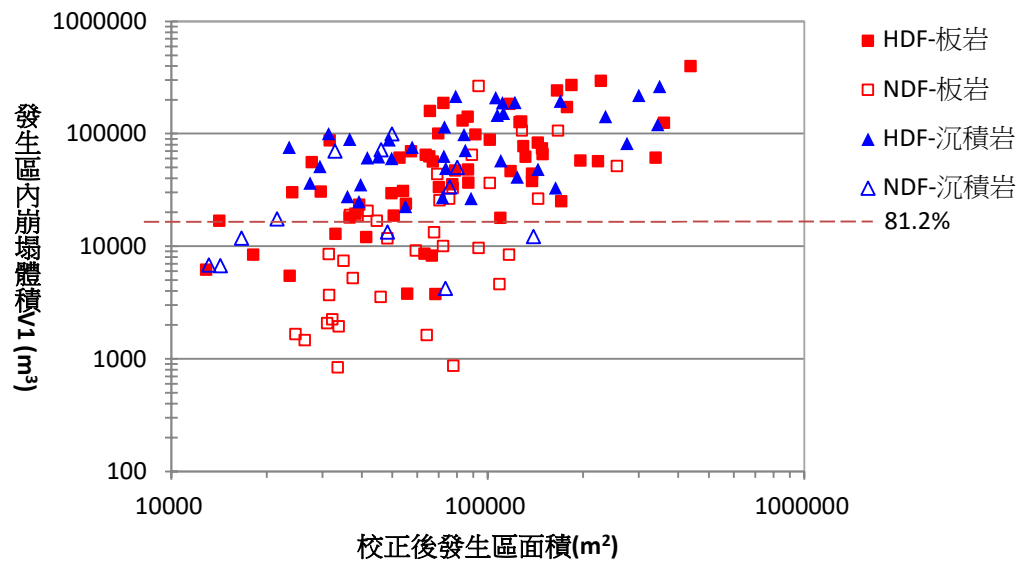


圖 7-5 坡面型土石流發生之土方量體門檻(厚度依坡度關係式計算)

圖 7-5 之量體為採發生區內崩塌面積乘以推估厚度，該厚度為由未擾動之坡度關係式(上圖)推求之。圖中顯示採崩塌體積 10000m^3 做為門檻，可得達 78.2% 的正判率。但採崩塌體積 15000m^3 做為門檻，可獲得達 8 成以上的正判率。

若表土厚度採用平均厚度 3.9m 估散崩塌量體，結果如圖 7-6 所示。圖中顯示採崩塌體積 15000m^3 做為門檻，亦可獲得達 8 成以上的正判率。因此本研究建議可採發生區崩塌體積 15000m^3 做為坡面型土石流之發生門檻值。

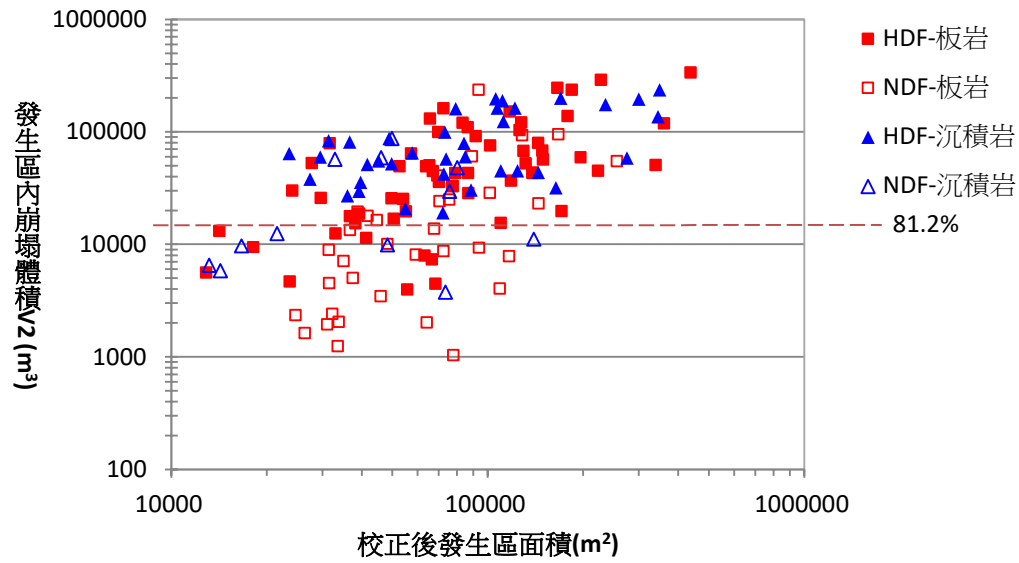


圖 7-6 坡面型土石流發生之土方量體門檻(採平均厚度 3.9m 計算)

第八章 結論與建議

本研究目標建立高屏溪坡面型土石流啟動之崩塌地形及量體評估模式，以提供提升土石流預測能力，提供災害預警之參酌，提高災害管理效能，以因應極端氣候之防災預警。成果結論如下：

1. 本研究進行坡面型土石流之發生啟動門檻分析，採用高屏溪流域中 2009 年莫拉克 97 處坡面型土石流事件，及同一颱風觸發之 103 處崩塌，共計 200 處案例作為分析樣本。
2. 為獲得可靠土壤表層或崩積層厚度資料，本研究收集水保局 34 處大規模崩塌地監測計畫及其他單位之崩塌地鑽探資料。目前收集全台地區 177 處鑽孔，進行表土及崩積層厚度與地形關係研究。
3. 本研究嘗試利用立體航照搭配 1m DEM，推估蝕溝出露土壤之厚度，測試狀況顯示，雖航照之解析度高達 25cm，但套疊於 1m DEM 後，其解析度亦變為 1m，結果顯示其土壤剖面分辨程度不佳，後續將再思考改進方法。
4. 本研究考慮採用地形坡度及區位因子，建立表土及崩積層厚度與坡度之分布關係。地形坡度因子採以鑽探所在位置，取 10*10m 範圍平均坡度。另將坡面依其坡長分為三等分，分為上邊坡、中邊坡及坡腳。
5. 未擾動地形鑽探案例分析結果顯示，上邊坡、中邊坡之土層厚度與坡度因子具有良好規律性，厚度主要分布於 10m 以下，最深達 15m，主要集中在 5m 下，平均厚度約為 3.9 m。厚度

隨坡度略為增加，厚度 y 與坡度 x (度)之線性關係為 $y = 0.1015x + 0.9718$ 。

6. 已擾動崩塌地之崩積層厚度與坡度分布相當散亂。其雖具有崩積層厚度隨坡度增加而下降之趨勢，但厚度可由數米變動之 80m 之深度，此一結果於實務上無法應用，尚待進一步研究。
7. 坡面型土石流之發生門檻，本研究獲得二條件，可初步判別 HDF 之發生，第一門檻條件：流動長度大於 70 m，集水區面積發生門檻約大於 1.7 公頃。其主要及水面積多大於 3 公頃以上。
8. 第二 HDF 發生門檻條件採以發生區內崩塌面積 4000 m^2 ，其正判率約 83%。以此門檻條件可獲得集水區面積門檻約 20000 m^2 ，亦即約 2 公頃。發生區面積(校正後)門檻約 15000 m^2 ，亦即約 1.5 公頃。前述門檻值符合實務應用需求。
9. 本研究進一步評估坡面型土石流發生之土方量體門檻。顯示採崩塌體積 10000 m^3 做為門檻，可得達 78.2% 的正判率。但採崩塌體積 15000 m^3 做為門檻，可獲得達 8 成以上的正判率，較符合實務應用需求。

參考文獻

1. 鍾明修，坡面型土石流判釋模式與溪流型土石流潛勢評估方法-以中南部第三紀沉積岩為例，碩士論文，國立屏東科技大學，水土保持研究所，屏東，2020。
2. 陳天健，「花東變質岩區聚落周緣坡地之坡面型土石流區位預測及潛勢評估方法」，農業委員會水土保持局研究報告，2019。
3. 陳天健、陳思妤，基於坡面型土石流潛能之溪流型土石流潛勢評估模式-板岩地區，中華水土保持學報，50(3):89-101，2019。
4. 陳天健，「精進沉積岩地質區聚落周緣坡地之坡面型土石流判釋及潛勢評估方法」，農業委員會水土保持局研究報告，2018。
5. 陳天健，「建立聚落周緣山坡坡面型土石流判釋模式及潛勢評估方法-中南東部沈積岩及變質岩區」，農業委員會水土保持局研究報告，2017。
6. 羅元勳，考慮集水區內小規模土石流潛能之溪流型土石流潛勢溪流評估模式，碩士論文，國立屏東科技大學，水土保持研究所，屏東，2017。
7. 陳天健，「劇烈天氣下聚落周緣山坡坡面型土石流易發生區位及潛勢評估方法」，農業委員會水土保持局研究報告，2016。
8. 陳天健、楊婉君、陳柏龍，坡面型土石流地形判釋分析模式，中華水土保持學報，47(2): 52-61，2016。
9. 王振宇，坡面型土石流判勢準則與地形演化作用，碩士論文，國立屏東科技大學，水土保持研究所，屏東，2012。

10. 王隆昌，溪頭地區坡地型土石流地形及發生特性研究，碩士論文，國立成功大學，地球科學研究所，臺南，2005。
11. 呂岡侃，徐美玲，「南投縣九九峰土石流發生區之地形特徵」，地理學報，第 38期，第 1-16頁，2004。
12. 何明憲，臺灣中部災區坡地型土石流發生特性之研究，碩士論文，國立臺灣大學，土木工程學研究所，臺北，2003。
13. 行政院農業委員會水土保持局，桃芝颱風災區土石流災害潛勢分析成果報告，2001。
14. 李錫堤，「山崩及土石流災害分析的方法學回顧與展望」，臺灣公共工程學刊 第五卷 第一期，第1-29頁，2009。
15. 林美聆，陳天健，「研修土石流潛勢溪流影響範圍劃設方法」，農業委員會水土保持局研究報告，2010。
16. 林美聆、陳天健，王國隆，機率化土石流潛勢溪流影響範圍劃設與分析，農委會水土保持局，2011。
17. 林美聆，陳天健，洪鳳儀，王國隆，賴達倫，陳有蘭溪流域示範區土石流溪流潛勢分析方法，防災國家型科技計畫九十年度的成果報告，2001。
18. 林慶偉、謝正倫與王文能，“集集地震對中部災區崩塌與土石流之影響。”，臺灣之活動斷層與地震災害研討會，124-134頁，2002。
19. 游繁結，吳仁明，翁緯明，「礫石層邊坡形成土石流之微地形探討」，中華水土保持學報，第 37卷，第 4期，第 329-340頁，2005。
20. 周憲德，山崩型土石流災害之探討---子計畫：邊坡淺層崩塌引發土石流之機制研究(I)，國科會研究計畫，2005。

21. 周憲德，土石流防災與監測之研究---土石流潛勢判定模式之研究，國科會研究計畫，1999。
22. 周憲德，“邊坡破壞與地滑轉化成土石流之研究(一)”，國家科學委員會研究計畫，NSC90-2625-z-008-006，2002。
23. 游繁結，土石流災害防治之研究-以南投示範區(陳有蘭溪)為對象-子計畫：溪谷邊坡崩滑土體之土石流化機制研究(I)，國科會研究計畫，2001。
24. 游繁結、吳仁明、翁緯明，“礫石層邊坡形成土石流之微地形探討”，中華水土保持學報，第37卷，第4期，329-340頁，2005。
25. 建設省河川局砂防部砂防課，土石流危險溪流および土石流危險區域調查要領，日本，1989。
26. 陳天健、吳嘉俊，莫拉克颱風重點聚落勘查-坡地災害組II，國家災害防救科技中心，2009。
27. 陳天健、羅元勳、楊婉君、陳柏龍，「坡面型土石流地形判釋分析模式」，中華水土保持學報，第47卷，第2期，95-102頁，2016。
28. 陳天健、王振宇、陳柏龍 (2015.09)，坡面型土石流之地形特徵與判別方法，中華水土保持學報, 46(3): 133-141.(Scopus and GEOBASE)
29. 陳晉琪、李明熹、臧運忠、張師鐸、呂家豪、陳欣玫，“臺灣土石流堆積特性之研究”，農業委員會水土保持局研究報告，2007。
30. 陳晉琪、謝正倫、林慶偉，「臺灣中部地區土石流發生溪流之地形特性」，中華水土保持學報，第三十五卷，第一期，第

25~34頁，2004。

31. 陳榮河，坡地災害引起土石流發生機制之整合研究—總計畫暨子計畫：邊坡破壞引發土石流之機制研究-以土石流源頭為對象，國科會研究計畫，2004。
32. 曾國源、張斐章，以共用臨域類神經網路架構土石流預警系統之研究，中華水土保持學報，第37卷，第3期，259-270頁，2006。
33. 黃宏斌，胡聖賢，李偉哲，黃彥文，蘇立明，「坡地土石流發生機制研究」，國家科學委員會研究計畫，NSC90-2625-z-002-017，2002。
34. 謝育樺，南投地區土石流發生潛勢分析，國立臺灣大學土木工程學研究所碩士論文，2007。
35. 謝正倫，桃芝颱風災區土石流災害潛勢分析成果報告書，行政院農業委員會水土保持局，2001。
36. H. M. Shu, T.C. Chen*, W.C. Yang, Y.X. Luo, 2016.06, "Interpretation and Analysis of Potential Fluidized Landslide Slope," Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS & AGSSEA Vol. 47(2), 101-110. ISSN 0046-5828
37. Benda, L., Hassan, M. A., Church, M., and May, C.L., "Geomorphology of Steepland Headwaters: The transition From Hillslopes to Channels." Journal of the American Water Resources Association (JAWRA) Vol. 41, No.4, pp.835-851, 2005.
38. Brunsden, D., In process in geomorphology, Edward Arnold Ltd., London, pp. 130-186, 1979.
39. Cruden, D. M., and D. J. Varnes, Landslide types and processes, in Landslides: Investigation and Mitigation, edited by A. K. Turner, and R. L. Schuster, pp.26-75, Special Report 247, National Academy

- Press, Washington, D.C., 1996.
40. Dietrich, W.E. and Montgomery, D.R., "A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding," *Water Resources research*, Vol. 30, No.4, pp. 1153-1171, 1994.
 41. Evans, S. G., "Landslides and surficial deposits in urban area of British Columbia." *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.19, pp.269-288, 1982.
 42. Hungr, O., Morgan, G. C., Kellerhals, R., "Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 21, No.4, pp. 663-677, 1984.
 43. Iverson, R. M., Reid, R. G., La Huse, M. E., "Debris flow mobilization from landslides," *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 25, pp.85-138, 1997.
 44. Jakob, M., and Hungr, O., *Debris-flow hazards and related phenomena* : Springer, Berlin, New York, 170 p, 2005.
 45. Jeng-Wen Lin, Cheng-Wu Chen, Cheng-Yi Peng, "Potential hazard analysis and risk assessment of debris flow by fuzzy modeling," *Natural Hazards*, 2012, Vol. 64, No.1, pp.273-282, 2012.
 46. Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D., and Pech, P., "Is the Response of Hill Slope Debris Flows to Recent Climate Change Univocal? A Case Study in the Massif Des Ecrins (French Alps)," *Climatic Change*, Vol. 85, pp.119-137, 2007.
 47. Lorente, A., García-Ruiz, J.M., Beguería, S., and Arnáez, J., "Factors Explaining the Spatial Distribution of Hillslope Debris Flows: A Case Study in the Flysch Sector of the Central Spanish Pyrenees," *Mountain Research and Development*, Vol. 22, No. 1, pp.32-39, 2002.
 48. Stock J. and Dietrich W. E., "Valley incision by debris flows: 7 - 105/04/13 17:23:09 Evidence of a topographic signature," *Water Resources Research*, Vol.39, No.4, April, 2003.

49. Shu, H. M., Chen, T.C.*, Yang, W.C., and Luo,Y.X., (2016),
“ Interpretation and Analysis of Potential Fluidized
Landslide Slope,” Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS &
AGSSEA Vol. 47 No.2:101-110. June 2016. ISSN 0046-5828 (Author
for correspondence, EI)
50. Thomas Glade, “Linking debris-flow hazard assessments with
geomorphology , ” Geomorphology , Vol. 66, No.1-4, pp.189-213,
2005.
51. Takahashi T , Debris flows. Annu Rev Fluid Mech Vol.13, pp.57-77,
1981.
52. Yang Z.Y., Chen T.C.*, Lin C.W., and Lin S.C., (2016), “Rainfall
landslide in Sedimentary and Sub-Metamorphic Rock - an example
in Kaoping River Basin,” Journal of Applied Science and Engineering,
19(2):169-176 (Author for correspondence, EI,)
53. 詹勳全、張嘉琪、陳樹群、魏郁軒、王昭堡、李桃生，台灣山
區淺層崩塌地特性調查與分析，中華水土保持學報, 46(1): 19-
28 ，2015。

附錄

附錄一、計畫核定審查意見回覆辦理情形

項次	委員意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見		
一	本計畫延續前期計畫，以高屏溪流域為研究對象，有其地理之特定目，不致於使研究對象發散，應屬可行。	謝謝委員指導。
二	坡面型土石流如何將其概念之運動行為予以量化之定義，宜有明確之定位設定。	此亦為本研究之目標。
三	研究主持人在土石流現象之研究已有多經驗，可以掌握研究之進行。	謝謝委員肯定。
四	計畫經費之人事費幾乎佔2/3，似不太合理，宜再斟酌創新科技之內涵需求與經費的配合。	本研究聘用專任研究助理，因此人事費用較高。
五	坡面型的土石流，量化小集水區上游的坡面特性為重要工作，目前可透過無人機系統取得更仔細資料。	謝謝委員建議。本研究將嘗試應用無人機進行崩塌地源頭調查。
六	本計畫前期已建立 4 種地質	今年度研究目標為進行坡面

	區之坡面型土石流判釋模式，仍可依所完成之判釋模式，完成全島判釋，為何還需要以集水區為單元再作判釋？	型土石流啟動之門檻土方量研究，將應用前期研發之判釋模式精進研究。
七	坡面型土石流與淺層崩塌易生混淆，建議再釐清。	謝謝委員建議。將於成果報告中加強說明。

附錄二、期初審查會議紀錄暨回覆辦理情形

項次	委員意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見		
一	P10, 式 (2.1) 對數關係式是否為 $\ln V = 0.687 \ln A + 2.326$, 請檢核, 並說明 V、A 之單位。	式 2.1, 其中 V 為崩塌體積(立方公尺), A 為崩塌地面積(平方公尺)。(已補充於內文)
二	表 3.2, 請註明崩塌深度(M)。	於內文中加註「表(3.2)中第 2-5 欄數值為平均深度」。
三	坡面崩塌量體與坡面土石流二者之定量關係為何? 請補充說明。	此亦即本研究之目標, 請見第五章第二節。現階段坡面型土石流完成發生事件面積門檻模式。
四	溪流型土石流引發之因素有土砂粒源、水量及坡度, 本計畫探討坡面型土石流啟動之所需崩塌體, 未探討水量及坡度因素。	土石流觸發水量涉及降雨量之推估, 目前本研究目標尚未進行相關研究, 未來若有機會將對此主題深入研究。
五	本計畫書以相當的篇幅回顧了國內外關於邊坡破壞模式, 坡面型土石流的定義、特性、分類, 淺層崩塌相關研究, 以及分析單元的定義。相當完整, 值得肯定。	謝謝委員肯定。
六	本計畫執行需要搜集的很多	謝謝委員建議。部分資料已請

	資料，在水保局的 BigGIS 系統上都已经彙整，可以申請下載，建議不要重複投注人力、時間與資源去蒐集，待盤點現有資料後，確定是過去沒有的資料，再挹注資源去收集，也可以回饋給水保局納入 BigGIS，供其他人使用。	水保局 BigGIS 供應。
七	本計畫最特別也最關鍵的地方，是 HDF 集水區內崩塌之微地形、地質構造、崩塌類型、材料產狀、風化層深度等調查。這需要配合使用 UAV 技術，來調查人無法到達之崩塌源頭。但沒有詳述究竟 UAV 技術如何可以輔助這項工作？尤其是 UAV 雖然可以拍攝高解析度的影像，但其空間上的幾何精度，和拍攝時使用的設備、與地面控制點的數量及精度都息息相關，建議要說明 UAV 技術提供的資料精度範圍，對 HDF 集水區分析的影響。	謝謝委員指導！本研究工作主要以現有高解析度 (1m)DEM 作為表土及崩積層厚度等地形分析資料。UAV 資料目前已向水保局 BisGIS 申請 5 處已建置之崩塌地(解析度 25cm)。另外因為此項作業補充現調資料之不足，現階段尚未在評估。
八	文獻回顧完整且整理得很有系統，有助於本研究之推動	謝謝委員肯定。

九	主持人長期投入相關研究，方法技術成熟。由於本系列計畫是屬於創新計畫，建議應該強調有別於以往的創新方式。	謝謝委員肯定。
十	後續的研究會區分崩塌與坡面型土石流在量體上的差異？或是降雨，或是其他的差異？	本研究期冀能建立崩塌與坡面型土石流之地形特性門檻模式，目前面積門檻已獲不錯成果，但量體部分涉及崩塌深度，目前正持續努力中。
十一	因土石流流出之量體，可能包含發生區之崩塌量體，以及流動段二側及底床刮寬及刮深所產生之量體，亦或是只關注堆積區之量體？本研究欲提出之坡地型土石流量體評估方式將分別探討那一部份？或是整體？	1.本研究主要考慮發生及流動二區之特性，無關注堆積量體。 2.研究目標希望建立坡面型土石流發生之土方量體。為初步為建立發生面積之門檻值，而後再配合淺崩深度建立量體門檻。
十二	目前蒐集之崩塌事件資料，是否有區分是屬於多大之崩塌面積範圍？崩塌深度？地質地形條件？或是誘發事件？	謝謝委員指導！請詳見第及五章內容。
十三	土石流發生情境，有可能是降雨期間崩塌後直接形成土	謝謝委員指導！因受限研究經費及人力，本研究先關注第

	石流，亦可能是前次地震或降雨已導致之崩塌或裂隙，而於本次降雨期間形成土石流，本研究是否將探討二者不同情境之差異？	一種狀況。第二種狀況將待後進行。
十四	本研究未來如何應用於現有土石流潛勢溪流影響範圍劃設，請予考量並研提建議。	本研究未來可應用於小規模土石流之潛勢區畫定。影響區可搭配 FLO-2D 等軟體模擬。
十五	期中報告附錄，除檢附期初審查之意見外，計畫核定時之審查意見回復亦請一併附上。	已檢附於附錄一。

附錄三、期中審查會議紀錄暨回覆辦理情形

項次	委員意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見		
一	圖 5-7 中流動長度與崩塌量（面積）之關係不明確，如何由現調或內業判視流動距離，請補充說明。	1.崩塌面積門檻模式已改進，請見 7.1 節。 2.流動段長度為依地形決定而非事後土砂流動距離，請詳見 p38 圖 5-2。
二	坡面土石流也有可能是側岸崩塌，故無隘口，請予檢核。	謝謝指導！目前 97 處坡面型土石流案例均具有隘口地形。
三	圖 5-17 能否區分表土及崩積層厚度。	謝謝指導！表土及崩積層厚度可依鑽探資料區分，為本研究主要考慮其為可能崩塌土層，故無特別區分。
四	第五章判釋模式中略去集水區面積及發生區面積二因子，但結論卻以集水區面積 3 公頃及發生區面積 2.5 公頃及門檻值，宜補充說明。	謝謝指導！請詳見 7.1 節。
五	P.9，…植物根系及地形”區”動…，錯別字請修正。	謝謝指正！
六	P.19，水土保持手冊已於 2017 更新，另建議使用「定	謝謝指正！

	義」時之文字完全依內容出處而不做文字更動。	
七	P.29，…坡面型土石流分布圖”圖”範例…，贅字請刪除。	謝謝指正!
八	P.30，建議圖 5-1 以彩圖表現。	謝謝委員建議。
九	P.35，第 2 段 ”圖” 首先…。贅字。	謝謝指正!
十	目前成果以高屏溪、曾文溪、濁水溪等進行盲測，模式之適用性佳，是否有考慮試著套用於中部之溪流或是集水區較小之南部溪流，觀察所得到之結果差異進而分析原因?	謝謝指導! 該內容目前已刪除!
十一	依 P.17 坡面型土石流之說明，坡地型土石流之發生區與流動區並無明顯之界面，則 P.35 圖 5-7 如何定義案例之流動長度?	謝謝指導! 該文字已刪除。目前因坡面型土石流案例數量增多，因此於地形上可由束縮地形，進而區分發生斷及流動段，請見圖 5-1。
十二	承上，圖 5-7 如以流動長度 100m 作為 HDF 之門檻，表 NDF 之空心□及△之數目看似至少有 20 點以上，P35	謝謝指導! 該節內容已修訂，請詳見 7.1 節。

	文字說 HDF 誤差約 6.7%，此值是如何計算出來的，請說明。	
十三	P.43 源頭區蝕溝內土壤厚度之推估，或可嘗試使用 UAV 建立 3D 模型方式來試試。	謝謝指導！因計畫經費被大幅刪減，因此無法進行 UAV 之 3D 建模等方法測試。本研究嘗試取航照套疊 LiDAR 1m DEM，可惜結果不理想。

附錄四、期末審查會議紀錄暨回覆辦理情形

項次	委員意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見		
一	如何準確的將滑動面積轉換為體積？誤差值為多少？需要更高精度與即時更新的土壤厚度數據。	謝謝指導。目前國內外有多位學者研究滑動面積與體積之關係。惟至今各國之經驗推估式，差異性相當大，誤差值亦同。詹勳全等(2015)曾綜整國內外學者研究成果，敬請參考。
二	經由研究找出可能發生坡面型土石流的門檻值，包括長度、面積及體積，正確率達到80%以上，值得參考。	謝謝委員肯定。
三	計畫可行。	謝謝委員肯定。

