

暴雨與地震觸發崩塌發生區位之比較 以陳有蘭溪流域為例

A Comparison of Spatial Distribution of Storm-Triggered and Earthquake-Triggered Landslides The Case of the Chenyulan Drainage Basin

張子瑩*

徐美玲**

Tzu-Yin Chang

Mei-Ling Hsu

Abstract

Heavy rainfalls and earthquakes are the most important triggers for landslides in Taiwan. This study aims to compare the spatial distribution and characteristics of landslides triggered by Typhoon Herb and the Chi-Chi Earthquake.

Applying GIS techniques, geomorphological and geological information contained in aerial photos, maps and digital elevation model (DEM) are analyzed. Through aerial photo interpretation, we have identified 217 slope failures induced by Typhoon Herb on July 31, 1996 and 229 landslides triggered by the Chi-Chi Earthquake on September 21, 1999. The spatial distribution and morphological characteristics of the landslides triggered by the two events are analyzed.

The results show: (1) Landslides triggered by the Chi-Chi Earthquake are mostly located in sedimentary formations while slope failures induced by Typhoon Herb are randomly distributed regardless of geology; (2) Landslides triggered by the

* 國立臺灣大學地理環境資源研究所碩士

Master, Department of Geography, National Taiwan University.

** 國立臺灣大學地理環境資源研究所副教授

Associate Professor, Department of Geography, National Taiwan University.

earthquake are mostly located on slopes with 39 to 45 degree inclination, while those triggered by Typhoon Herb are mostly on 30 to 41 degree slopes; (3) Landslides induced by the earthquake are on slopes with a contributing area of less than 1 hectare, while those induced by the typhoon are on slopes with a contributing area of larger than 1 hectare; and (4) Due to topographic magnification of seismic waves, earthquake-induced landslides in the region of sedimentary formations tend to occur on the hill tops, while in the region of metamorphic formations most of them are found at the foot of slopes.

Keywords: landslides, rainfall, earthquake, Chenyulan, contributing area.

摘 要

臺灣地區誘發山區大規模崩塌的兩大主因為颱風與地震，本研究乃以系統分析方法進行降雨與地震型的崩塌地的發生位置與相關地形參數的比較，檢視兩者間是否具有顯著的差異。

本研究以陳有蘭溪流域為研究區，選定 1996 年 7 月 31 日至 8 月 1 日的賀伯颱風以及 1999 年 9 月 21 日的集集大地震所觸發的新崩塌地為研究對象，前者代表降雨型崩塌地，後者則代表地震型崩塌地。分別利用兩事件前後航照的比對，判釋對應事件所觸發的新增崩塌地，轉繪在一萬分之一的航空照片基本圖上，再加以數化，同時登錄相關地形屬性資料，並進行相關因子的統計分析。

資料分析結果得知，(1) 集集大地震所引發的地震主要分布在沈積岩區，而賀伯颱風所觸發的崩塌地則遍布各種岩性分布區；(2) 地震型崩塌地主要分布在 39 到 45 度的邊坡上，而降雨型崩塌地則以 30 到 41 度的邊坡最為常見；(3) 地震型崩塌地的集水面積多在 1 公頃以下，而大多數降雨型崩塌地的集水面積則超過 1 公頃；(4) 因受地形對地震波擴大效應的影響，地震型崩塌在沈積岩區傾向於分布於山頂，而在變質岩區則傾向於分布於山腳。

關鍵字：崩塌、降雨、地震、陳有蘭溪、集流面積

前 言

前人所做的崩塌地研究大致分為三類：一類是針對單一降雨或地震事件所形成的所有或部分崩塌地進行廣泛的資料收集，歸納在該降雨或地震條件下，其他可能導致崩塌的因子 (Keefer, 1984; 李錫堤, 1999; Rodriguez, *et al.*, 1999; 行政院農業委員會, 2000; 鄒恬慈, 2001)。第二類是針對特定崩塌地進行詳細的調查，研究引發該崩塌事件的內外因子 (Jibson and Keefer, 1993; Angeli, M. G., 1996)。第三類則是根據已有的理論研擬模式，進行崩塌地的潛勢分析，而此類研究多以降雨所引發的崩塌現象做為探討的對象 (Okimura and Nakagawa, 1988; Montgomery and Dietrich, 1994)。

颱風與地震是誘發臺灣山區大規模崩塌的兩大主因 (洪如江, 1999)，根據以往野外調查的經驗，以及初步文獻回顧，發覺兩者所引發的崩塌地出現在邊坡上的位置似乎具有不同的分布趨勢，降雨所

引發的崩場地多分布在河道旁的邊坡上，而地震所引發的崩場地則多分布在山稜線附近，顯示兩者可能具有不同的崩塌機制，值得進一步探討。下文將颱風豪雨後所引發的崩場地，稱之為降雨型崩場地；而將地震引發者稱為地震型崩場地。

影響崩塌的因子

導致崩塌的原因很複雜，除了一般邊坡組成物質和地質層態的影響外，植物的覆蓋和動物的干擾都是可能導致邊坡不穩定的因素。此外，降雨的強度和型態，地震震波的強度與方向等也均被認為是導致邊坡崩塌的重要觸動機制。本文並不就個別崩場地的觸動因子做詳細的分析，而是針對降雨與地震所導致崩塌的區位差異進行比較，因此僅就可能與該兩種動力發生互動的地形地質因子做進一步的分析。

(一) 降雨型崩場地的地形特性

許多學者認為豪雨過後邊坡的不穩定現象與土壤孔隙水壓的上升有相當密切的關係 (Pierson, 1977; Dietrich, *et al.*, 1986)，因此豪雨後地下孔隙水壓最易大幅上升的地方，常是最可能發生崩塌的地區，通常出現在有利水流匯聚的地形凹陷處。徐美玲 (1995) 曾利用式 (1) 推估山區邊坡孔隙水壓的分布潛勢，並據以推測邊坡的穩定性。

$$q_o = \frac{A}{b} r_o \dots\dots\dots(1)$$

(q_o 是通過單位寬度 (unit width) 橫斷面的地下水流動率， A 為該橫斷面的上游集水面積， b 是橫斷面寬度， A/b 可稱為比集水面積 (specific catchment area)，而 r_o 是由前期降雨所估測出來的穩定地下水垂直滲漏補注率) 從式 (1) 得知 q_o 和集流面積 (A) 呈正比，因此集水面積愈大的地點，其孔隙水壓也上升得愈快，而孔隙水壓的上升，則會降低邊坡組成物質的抗剪強度，而導致邊坡的坍塌。Fuchu 等人 (1999) 的野外實際調查證實，降雨事件後的不穩定邊坡確實多發生在山凹地區。

除集水面積外，林美玲 (1999) 提到由於邊坡坡向可決定土壤受日照的程度，而迎風面佔總集水區面積的比例也會影響集水區所承受的雨量，因此坡向可能也與暴雨引發的崩場地分布有關。而 Auer 和 Shakoor 研究 1969 年美國中部 Nelson County 在 Camille 風災後的崩塌分布發現，由西向東行進的颶風，在西、西北、西南向邊坡造成較為嚴重的崩塌，因此崩場地發生邊坡的坡向也可能與颶風行逕有關 (Auer and Shakoor, 1989)。

(二) 地震型崩場地的地形特徵

美國 USGS 學者 Keefer 在 1984 年，綜合分析發生在不同氣候區和地質區，震度從 5.2 到 9.5 的 40 個地震的歷史崩塌資料後，提出兩點重要的結論：

1. 崩場地的數量因地震震度的增加而增加。雖然實際崩場處會受到各區域地質和其他環境條件的影響，但是一般而言，震度小於 5.5 的地震，只造成十幾個崩場地，震度大於 8 的地震，則至少引發上千個崩場。
2. 自震央到其所誘發的崩場地的最大距離與地震規模密切相關。換句話說，地震規模的大小影響

可能發生崩塌事件的區域範圍。根據他的研究，規模小於 4.0 的地震未曾引發任何崩塌，而規模 9.2 的地震所導致的崩場地，其分布範圍達到 500,000 平方公里。

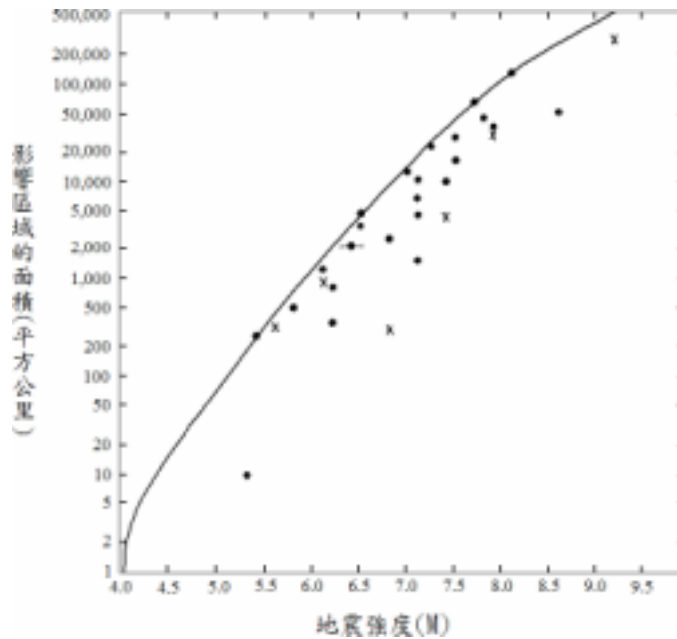


圖 1 崩場地分布範圍與地震規模的關係 (改繪自 Keefer, 1984)

Geli 等人 (1988) 則根據實際觀察與電腦模擬，歸納地震波和地形效應之間具有下列關係：

1. 山頂處出現比較穩定的地震波擴大效應。
2. 震波的擴大效應多出現在連續的山脊處，但該效應在獨立山脊處卻並不明顯。

綜上所論，本文乃以邊坡的地質、集水面積、坡向、高度和其在山坡剖面的相對位置，做為比較兩類崩場地空間分布的主要地形因子。

研究事件與研究區

本研究希望能透過一套合理有效的方法辨證降雨事件與地震事件所引發的崩塌是否有發生在不同邊坡區位的傾向。為了減少其他環境因子的影響，及避免個別崩場地受該相關邊坡獨特特性的影響，擬以發生在同一集水區內的眾多崩場地做為觀測和比對的對象。1996 年 7 月 31 日至 8 月 1 日的賀伯颱風以及 1999 年 9 月 21 日的九二一地震分別在陳有蘭溪流域引發為數不少的崩塌，正符合進行此等研究的基本條件，因此本文乃以此二事件在陳有蘭溪流域所引發的崩場地做為研究分析的對象。

陳有蘭溪發源於玉山北坡，流域面積 449 平方公里，主流順著陳有蘭斷層發育成一斷層線谷。斷層的西側為中新世瑞芳群及三峽群之新第三紀沈積岩地層，東側則為古第三紀亞變質岩之粘板岩層。本區的雨量主要分布在 5、6 月的梅雨季以及 7 到 9 月颱風季節，其雨量分別約佔全年雨量的三分之一及五分之二。平均而言，5 到 9 月的降雨量達到全年雨量的 70% 以上 (陳振杰, 1999)。

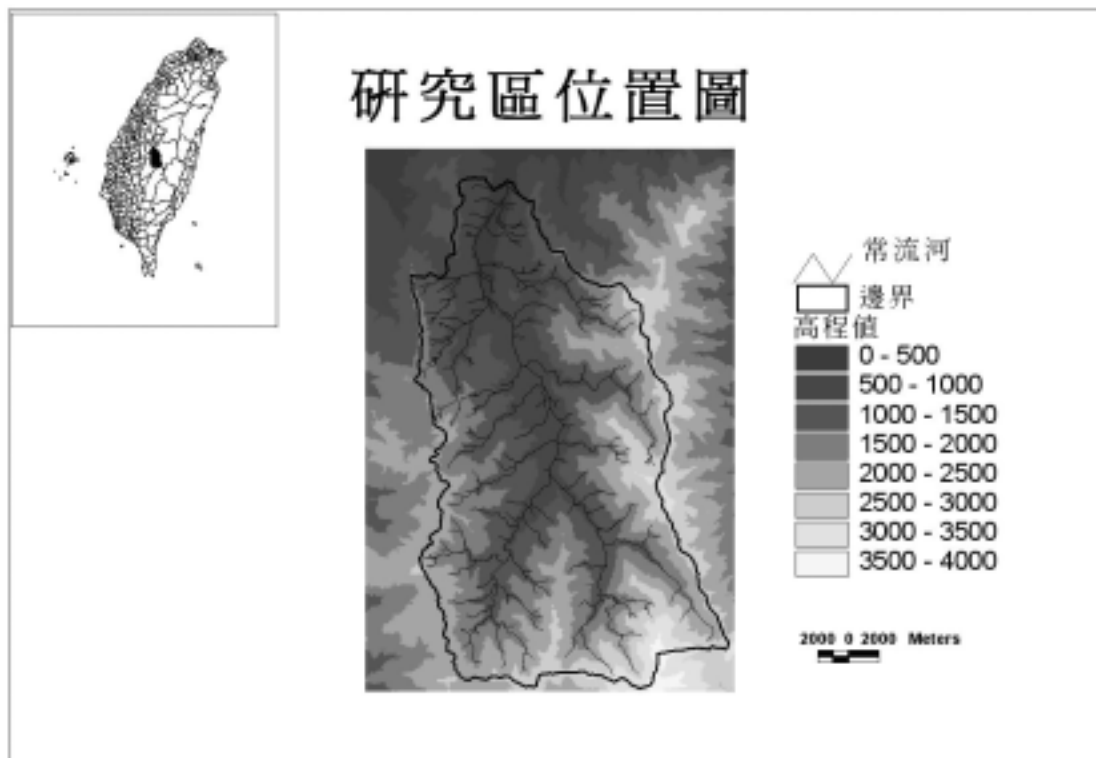


圖 2 研究區位置圖

賀伯颱風於 1996 年 7 月 31 日至 8 月 1 日侵襲臺灣，為臺灣地區帶來大量的雨水，不僅締造了臺灣地區最大 24 小時降雨量的新紀錄（阿里山 1,748.5 公釐），也創下本研究區 93 年來（1903-1996）的最大 24 小時降雨量（陳振杰，1999）。此次颱風並在全省造成慘重的災情，包括臺北縣市多處淹水，中南部沿海地區海水倒灌，並在陳有蘭溪兩岸坡地觸發嚴重的崩塌地與土石流災害，造成 51 人死亡，22 人失蹤的慘劇。

921 地震發生於 1999 年 9 月 21 日凌晨 1 時 47 分，地震規模 $ML=7.3$ （中央氣象局提供， ML 為 Local Magnitude or Richter Magnitude），斷層移動引起的水平側向位移長達 9 米，垂直位移則約 15 米，引起建築物、橋樑、與水壩的破壞，全臺灣新增 21,970 個崩塌地（行政院農委會水保局委託工研院能資所調查）。震央位在日月潭西方 12.5 公里的南投縣集集鎮附近（北緯 23.85 度，東經 120.78 度），地震深度 1.1 公里。由於屬於淺層地震，影響範圍雖較小，但對局部地區的破壞性較大，又因餘震次數頻繁及強度大，故南投與臺中地區受害嚴重。

研究方法

雖然已有許多針對賀伯颱風及集集大地震所引發的崩場所做的研究，但是為了統一兩次事件崩塌地的選取標準，乃自行以事件發生前後所拍攝的航空照片進行崩塌地的判釋和劃定。基本的判釋原則為出現在各別事件發生後所拍攝的航照或衛星影像中，而未出現在事件發生前的航照或衛星影像中的

崩場地，視為由該事件所引發的崩場地。賀伯颱風 (1996 年 7 月 31 日) 的崩場地辨識乃以 1996 年 8 月 21 日所拍攝的 33 張黑白航照及 1995 年 1 月 8 日，1996 年 8 月 18 日的 SOPT 影像為主要依據；而集集大地震 (1999 年 9 月 21 日) 的崩場地則使用 1999 年 1 月 1 日之間所拍攝的 99 張黑白航空照片、1999 年 9 月 27 日的 74 張彩色航照，1999 年 12 月 10 日的 102 張黑白航照及 1999 年 3 月 6 日，1999 年 10 月 31 日的 SOPT 衛星影像進行崩場地的判釋。由於新崩塌的山坡沒有植生覆蓋，裸露地表反射強烈，多呈淺白色，相當容易判釋 (圖 3)。部分背光山坡的小崩塌，以及面積過小的崩場地可能偶而會受陰影或影像解析度的影響而未被判釋選取，不過全區崩場地均維持一致的劃定標準。

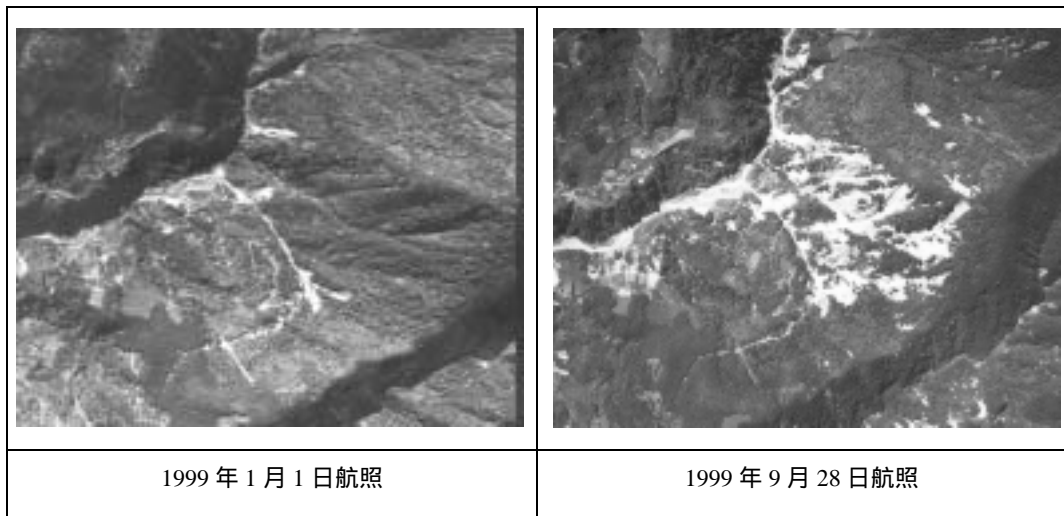


圖 3 航照判釋圖

從航照判釋出崩場地後，先根據其在航空照片上所顯示的形狀以及與山脊和河谷的相關位置，轉繪在一萬分之一的相片基本圖上，對於出現在航空照片邊緣的崩場地，則參考正射後衛星照片的崩場地形狀，轉繪在相片基本圖上，然後利用 ARC View 軟體將轉繪後的崩場地數化。另外，也將地質圖數化，以利資料的套疊。

地形參數的正確推估與 DEMs 的解析度有關，通常解析度愈高估算值愈準確，本研究乃利用農林航測所製作 40×40 公尺解析度的 DEMs，以 Arc/Info 軟體進行研究區內各網格集流面積的計算，並以 Arc View 軟體分析各網格的坡度與坡向。然後將地形資料與向量式的崩場地多邊形區域套疊，若崩場地面積較大，涵蓋數個網格時，則將該崩場地內各網格所對應的地形參數計算值加以平均，以代表該崩場地的地形參數。

接著進行降雨型與地震型崩場地各地形因子之間的統計分析，並在顯著水準 90% 的信賴度下，以 t 檢定進行兩者間各因子差異性的檢定。然後歸納分析兩類崩場地具有顯著統計差異性的地形參數，訂定兩種崩場型態各因子的條件閾值，再以其分別繪製降雨與地震崩場地的潛在危險區，最後利用實際崩場狀況評估其估測效度。

結果與討論

根據 Keefe (1984) 提出自震央到其所誘發的崩塌地的最大距離是地震規模的函數，地震規模 7.3 所對應的崩塌地分布範圍約為 $20,000 \text{ km}^2$ (圖 1)，即震央往外延伸約 80 km 的半徑範圍。根據農委會的調查報告 (行政院農委會，2000)，集集大地震在臺灣島上所引發的崩塌地乃集中在震央往外 60 公里的半徑範圍內 (圖 4)，而陳有蘭溪集水區全區均位在地震誘發崩塌地的估計範圍內，因此導致兩百多處的崩塌。



圖 4 集集地震誘發崩塌地之分布範圍

本文就賀伯颱風以及集集大地震所引發的崩塌地的地質、高程、坡向、坡度、及集流面積等五個邊坡因子進行比較分析，所得結果綜述如下。

(一) 地質

陳有蘭溪河谷是一條斷層線谷，主河谷的兩側集水區乃由完全不同的岩層所構成，東側以第三紀亞變質岩為主，而西側則為中新世沈積岩層的分佈區。分析兩類崩塌地的分佈發現，83% 的地震型崩塌地發生在三峽層的分佈區，且密度高達每平方公里 1.21 個崩塌地 (表 1)。降雨型崩塌地則廣泛分布於研究區，唯沖積層無崩塌地分布，可知不同地質區的崩塌地密度並無太大差別。

表 1 921 地震與賀伯颱風崩塌地在各地質區的個數資料

地層時代	地層名稱	地震型崩塌地		降雨型崩塌地		
		個數	崩塌地密度	個數	崩塌地密度	
沉積岩	現代	沖積層	0	0	0	0
	更新世	臺地堆積	2	0.38	6	1.16
	中新 上新世	三峽層及其相關地層	199	1.21	103	0.62
	中新世	瑞芳群及其相關地層	0	0	35	0.59
變質岩	漸新世	水長流層	5	0.25	14	0.72
	漸新世	白冷層	26	0.93	18	0.64
	漸新 始新世	西村層	0	0	12	0.26
	始新世	達見砂岩	0	0	16	0.29
	始新世	十八重溪層	8	0.16	45	0.90

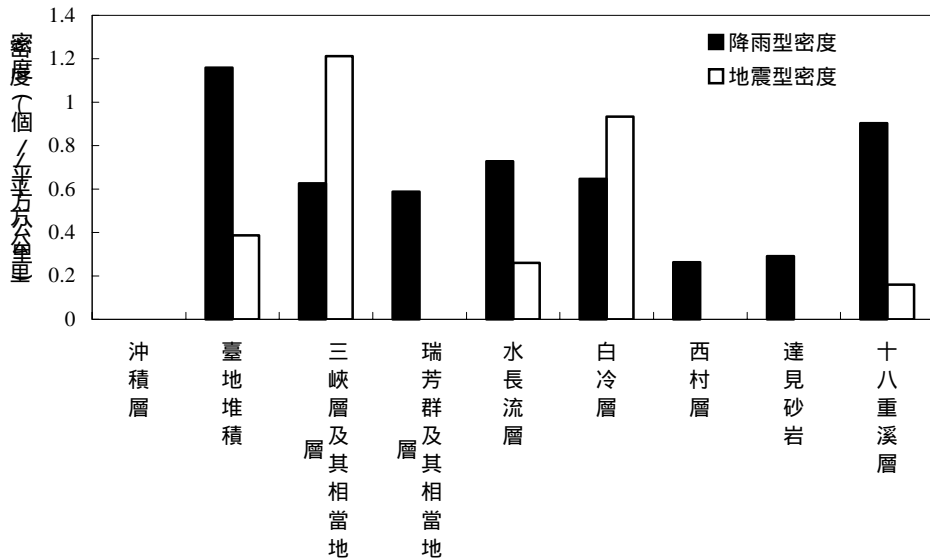


圖 4 各地質區的降雨型與地震型崩塌地密度

根據各地層崩塌地密度的分佈情形 (圖 4)，降雨型崩塌地的分布並未與地質呈現明顯的相關性，但地震型崩塌地則主要分布在陳有蘭溪西側的沉積岩區，此可能由於該區多為軟硬岩相間、不連續面發達的砂頁岩，較易受地震震波震散有關。

(二) 高程因子：

表 2 顯示降雨型崩塌地與地震型崩塌地的個數分佈均以高度 1000 到 1500 公尺之間最多，兩者

表 2：降雨型與地震型崩塌地之高程值

單位：公尺

		<500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	2500-3000
降雨型崩塌地	個數	3	52	107	53	23	4
	百分比	1.24%	21.49%	44.21%	21.90%	9.50%	1.65%
	密度 (個/km ²)	0.273	0.617	0.972	0.499	0.285	0.109
地震型崩塌地	個數	1	56	84	71	23	0
	百分比	0.43%	23.83%	35.74%	30.21%	9.79%	0.00%
	密度 (個/km ²)	0.091	0.665	0.763	0.669	0.285	0

崩塌地的高程分佈差異性不大。

根據 Geli (1988) 將山脊的側邊坡分成 6 等份所進行的震波模擬 (圖 5) 結果, 震波的擴大效應在坡頂 (1) 和 (2) 處震坡最大, 而在中坡處 (mid-slope) (3) 和 (4) 最小。由於擴大效應愈大, 地表震動愈厲害, 導致崩塌的可能性也較高, 因此本研究根據山體的高度將山坡分為六等份, 比較不同邊坡位置是否會因為震波放大, 而發生較多的崩塌。

由於研究區內地勢起伏頗大, 因此先根據各山脊的分佈, 將研究區劃分為四區 (圖 6), 包括陳有蘭溪主流西側的第一、二區, 和其東側的第三、四區。接著將各區依據該區的相對高度分成 6 等分, 再進一步分析各區崩塌地分佈與高程的相關性。

圖 7 顯示, 降雨型崩塌地均傾向於集中在下邊坡。至於地震型崩塌地在第一、二區有傾向於發生在上坡處的情形, 而第三、四區崩塌數量雖較少, 但出現集中在山腳的傾向, 結果大致印證了 Geli 等的震波擴張效應模擬結果; 即震波在上邊坡的擴張效應最大, 其次是下邊坡, 而以中邊坡為最小。另外第一、二區沈積岩區崩塌地集中於山頂, 而第三、四區變質岩區崩塌地傾向於分佈於山腳, 或許即為山體表層地質可能影響地震波擴大效應的結果, 與前述地震型崩塌地集中在少數一些地層的原因有關。

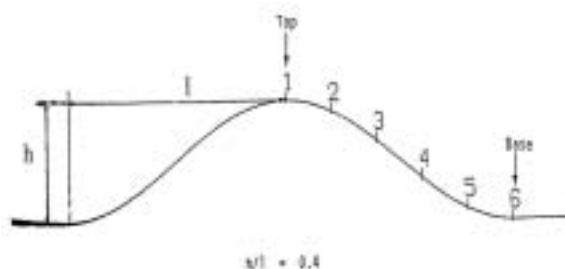


圖 5 Geli 等 (1988)的山坡分區

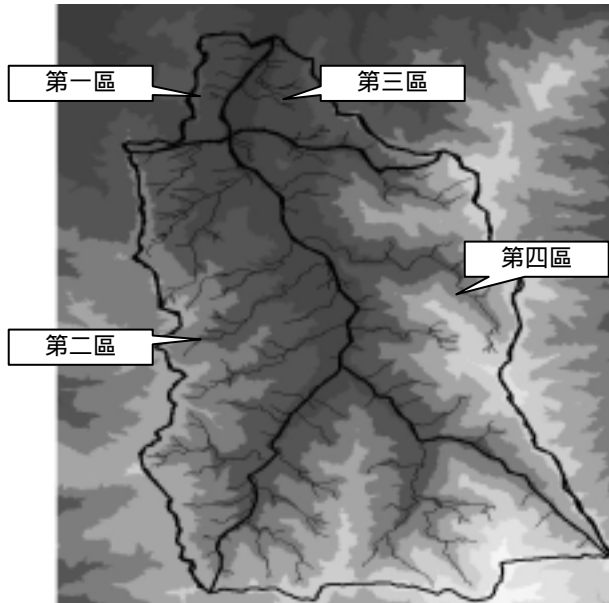


圖 6 研究區分區圖

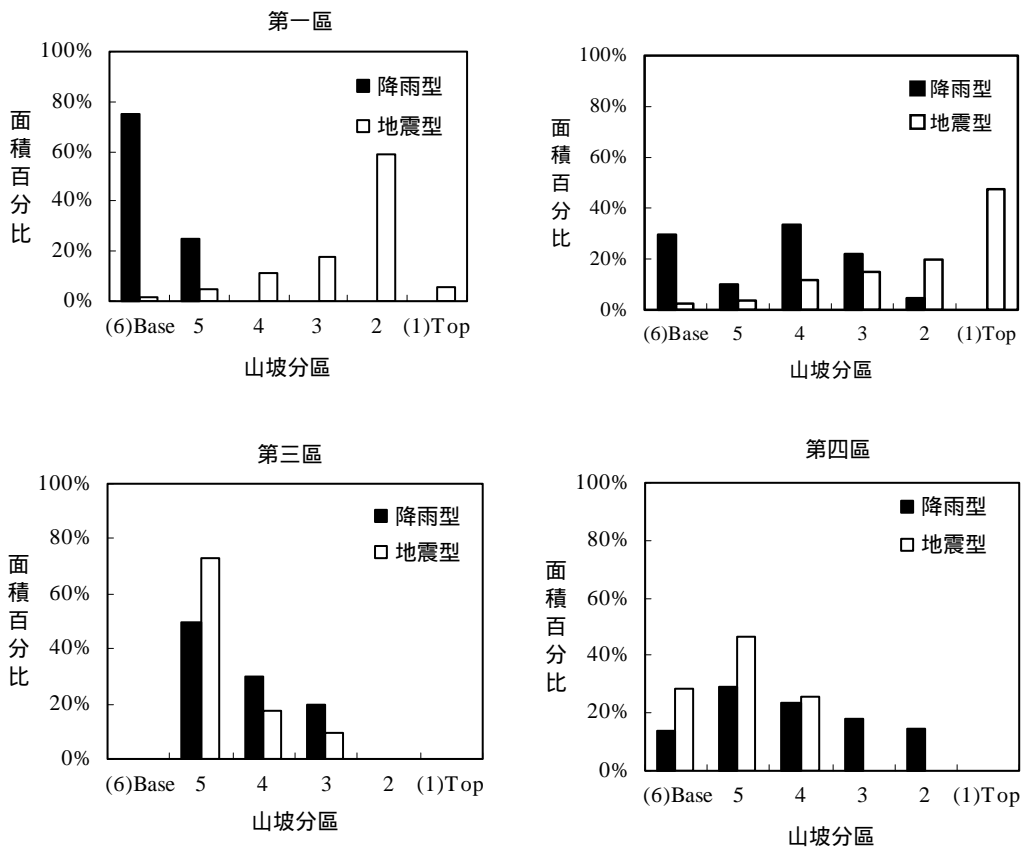


圖 7 降雨型與地震型崩塌地四區的面積百分比分布

(三) 坡度因子：

兩類崩塌地發生邊坡的坡度具有顯著的差異性 (表 3)；降雨型崩塌地主要分布在 30 至 40 度的邊坡，至於地震型崩塌地則以 30 至 50 度的邊坡最多，後者發生在 40 至 50 度邊坡的個數多於降雨型崩塌地的情況尤其顯著。兩類崩塌地發生邊坡坡度的累計分布曲線顯示，降雨型崩塌邊坡坡度的分布有兩段明顯陡峻的斜率，分別位在 17.3 至 29.7 度間與 29.7 至 41.1 度間。利用此等斜率轉折點重新分組，發現發生在 29.7 至 41.1 度邊坡的降雨型崩塌地個數比例高達 50.24%。而地震型崩塌地的邊坡坡度經由累計分布曲線圖重新分組後，轉折點分別為 32.2 度、38.5 度與 44.6 度，其中以分布於 38.5 至 44.6 度者最多，佔總個數的 42%。而此兩類崩塌地分布的平均坡度約有 5 至 10 度的差距 (t 檢定 95% 的信賴區間)，顯示坡度為分辨兩類崩塌發生區的顯著性地形因子，具有推測不同類潛在崩塌地的潛力。

表 3 降雨型與地震型崩塌地發生邊坡的坡度分布

		單位：度					
		<10°	10°-20°	20°-30°	30°-40°	40°-50°	>50°
降雨型崩塌地	個數	5	25	59	113	40	0
	百分率	2	10	24	47	17	0
	累積百分率	2	12	37	83	100	100
地震型崩塌地	個數	0	3	22	100	105	5
	百分比	0	1	9	43	45	2
	累積百分率	0	1	10	53	98	100

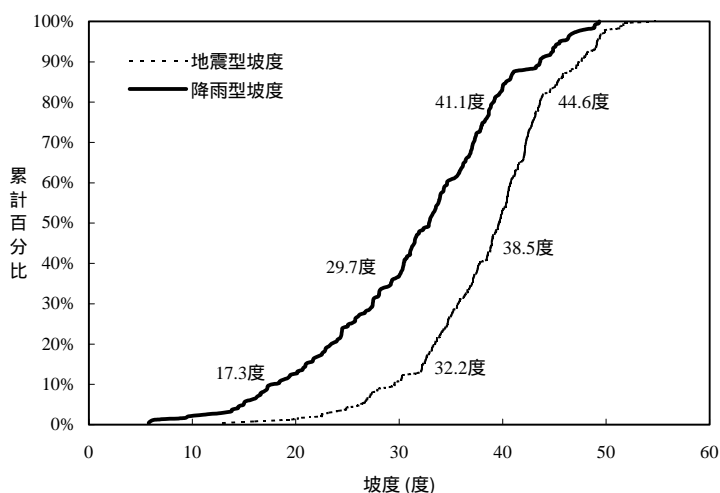


圖 8 降雨型與地震型崩塌地坡度累計百分比

(四) 坡向因子：

根據文獻資料，降雨型崩塌地的分布可能與迎風坡有關，因此進一步分析由東向西通過本區的賀伯颱風所引發的降雨型崩塌地，其發生邊坡的坡向與颱風行徑路徑的關係。根據 DEMs 資料，以 Arc View 軟體計算崩塌地發生邊坡的坡向，再化簡成八方方位角，統計崩塌地發生邊坡的坡向數目，然後以研究區各方位坡向的出現總面積進行加權，換算各方位坡向發生崩塌的機率（表 4）。結果顯示面迎颱風的東向、東南向及南向邊坡確實有較高的崩塌地發生比例。然而此三個坡向具有較高的崩塌比率的情況也出現在地震型崩塌地的坡向分布上，兩者分布的差異並不具統計的顯著性。造成兩種崩塌型態均有此種分布傾向的原因則仍待進一步研究。

表 4 降雨型與地震型崩塌地之坡向值

坡向	北方	東北	東	東南	南	西南	西	西北	
研究區的坡向面積分布 (平方公里)	136.10	145.44	117.98	93.17	96.35	117.24	125.44	126.79	
研究區的坡向面積分布 百分率 (%)	14.20	15.17	12.31	9.72	10.05	12.23	13.09	13.23	
降雨型	個數	14	31	54	39	39	21	24	20
	百分率 (%)	6	13	22	16	16	9	10	8
	密度 (個 / 平方公里)	0.10	0.21	0.46	0.42	0.40	0.18	0.19	0.16
地震型	個數	3	36	58	46	38	28	17	9
	百分率 (%)	1	15	25	20	16	12	7	4
	密度 (個 / 平方公里)	0.02	0.25	0.49	0.49	0.39	0.24	0.14	0.07

(五) 集流面積因子：

本研究利用 Arc/Info 單流向分析軟體計算每一個網格的上游集流面積。由於各別崩塌地所含的網格數可能不只一個，因此各崩塌地的集流面積，乃以其所涵蓋的所有網格之各別集流面積的平均值代表。

降雨型與地震型崩塌地的集流面積個數及百分比分布（表 5）顯示，降雨型崩塌地的集流面積，小自 0.01 公頃，大至 10^5 公頃，但以 10 至 100 公頃之間最多；而地震型崩塌地的集流面積的大小分布於 0.01 公頃至 100 公頃之間，但明顯集中在 0.1 至 1 公頃之間。兩類崩塌集流面積的累積分佈曲線（圖 6）顯示，66.1% 的降雨型崩塌地集流面積大於 1 公頃；而地震型崩塌地則有 63.0% 具有 1 公頃以下的集流面積；兩類型崩塌地的集流面積具有顯著的差異性。

表 5 降雨型與地震型崩塌地之集流面積值

單位：公頃

集流面積範圍	0.01-0.1	0.1-1	1-10	10-10 ²	10 ² -10 ³	10 ³ -10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁵
降雨型 個數	0	16	66	83	45	31	1
崩塌地 百分比	0	6.6	27.3	34.3	19.6	12.8	0.4
地震型 個數	30	118	78	9	0	0	0
崩塌地 百分比	12.8	50.2	33.2	3.8	0	0	0

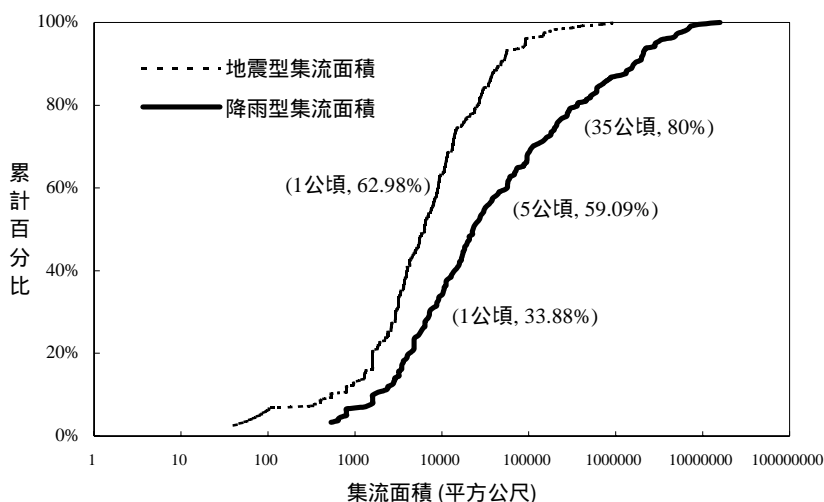


圖 9 降雨型與地震型崩塌地集流面積累計百分比

綜上所述，歸納出可能影響研究區降雨型和地震型崩塌的環境因子（表 6）。降雨型崩塌地與地震型崩塌地發生邊坡的坡度和集流面積均具有顯著的差異性。降雨型崩塌地主要分布在 30 至 41 度的邊坡，而地震型崩塌地則集中在 39 至 45 度以上的邊坡；66.1% 的降雨型崩塌地具有大於 1 公頃的集流面積，而 63.0% 的地震型崩塌卻發生在集流面積小於 1 公頃的邊坡上。兩類崩塌地發生邊坡的高程分布雖無明顯差異，但是一般而言，地震型崩塌在沈積岩區傾向於出現在山頂，在變質岩區則趨向於山腳，均為地震震波放大效應較大的區域，而降雨型崩塌則出現在山腰以下的邊坡。無論是颱風或降雨均在東向、東南與南向坡均引發較多的崩塌，兩者在坡向的分布並沒有顯著的差異。

為了測試歸納所得的地形因子判定潛在不穩定邊坡的可行性，首先隨機選出沉積岩區內的一個小集水區（阿里不動溪），利用各類型坡度、集流面積、坡向及相對高度等參數的相關閾值（表 6）分析各網格發生該類型崩塌的可能性，劃定潛在崩塌區，然後利用同類型的實際崩塌資料，進行正確度的評估。

降雨型崩塌潛勢的正確性評估乃利用 2001 年 7 月 30 日桃芝颱風後的實際崩塌地，做為比對的基準，而由於本區沒有其他相當的地震型崩塌資料，因此仍以集集大地震的實際崩塌地做為評估參考。

表 6 降雨型崩塌地與地震型崩塌地的關鍵地文因子

各 因 子 類 型	降雨型崩塌地	地震型崩塌地
地質區	不顯著	沉積岩區
坡度	30-41 度	39-45 度
集流面積	>1 公頃	<1 公頃
其他		坡頂

評估時，若實際崩塌地範圍內，含有被預測為危險等級的網格，則視該崩塌地已被正確辨識。若實際崩塌地範圍內不含任何潛在危險網格者，則該崩塌地所在邊坡的潛在危險性被視為低估。反之，崩塌地潛勢圖中被視為危險，但實際卻未發生崩塌者，則該網格的不穩定潛勢被視為高估。評估結果，由桃芝颱風所造成的崩塌地全部都被正確評估出來；但利用選定的地形參數去評估潛在地震型崩塌時，僅正確地辨識出 54% 集集大地震所引發的崩塌地。仔細檢討，發現實際崩塌而未被辨識者多半位於邊坡的中段，顯示利用較不顯著的坡頂因子進行區分潛在危險邊坡，仍有商榷的餘地。

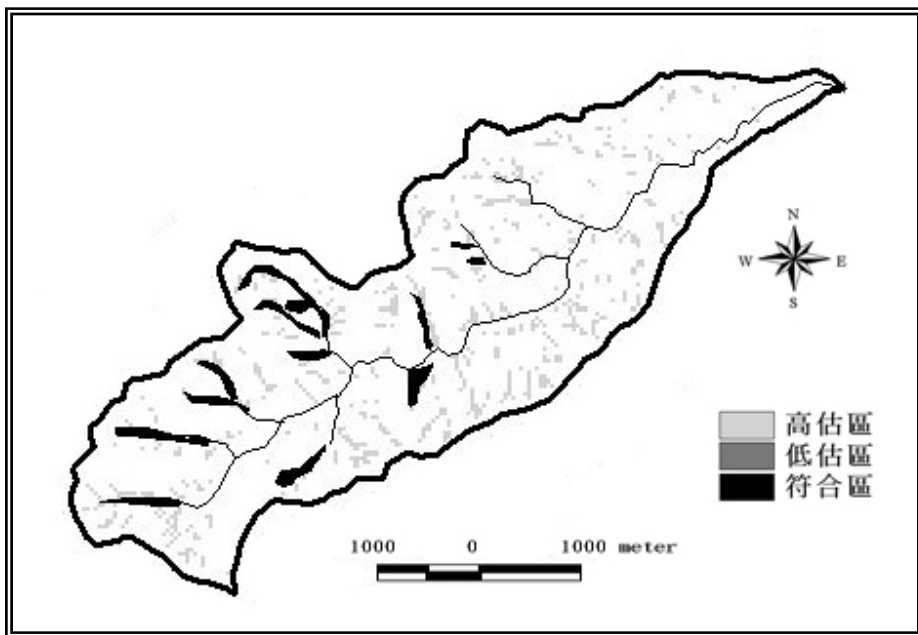


圖 10 潛在降雨型崩塌地與桃芝颱風後的崩塌地評估圖

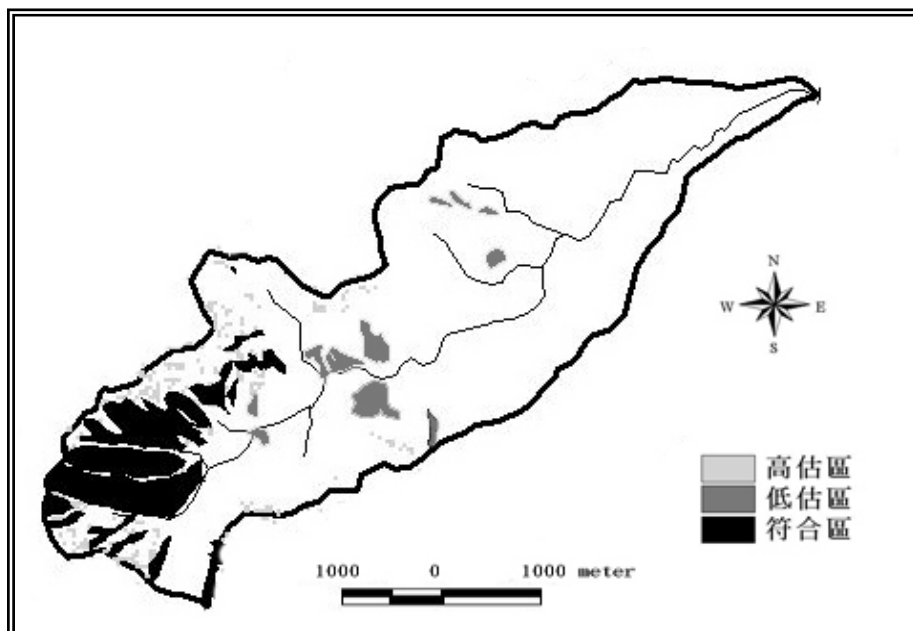


圖 11 潛在地震型崩塌地與 921 地震後崩塌地評估圖

佈的沉積岩區崩塌地多發生在坡頂的位置，而在變質岩區則傾向於集中在山腳處。一般而言，降雨型崩塌地則較容易發生在山腰以下集流面積較大的區位，其中 66.12% 具有大於 1 公頃的集流面積，至於地震型崩塌地中確有 62.98% 發生在集流面積小於 1 公頃的邊坡上。無論是颱風或降雨均在東向、東南與南向坡均引發較多的崩塌，兩者在坡向的分布並沒有顯著的差異。

因此潛在崩塌危險區的評估和判定標準，應該針對不同的誘因分別訂定。由於不同的誘因發生的頻率互有差異，因此若能加入該等資訊的研判，則可以更有效地判斷潛在危險區的危險等級。

引用文獻

行政院農業委員會 (2000) 崩塌地調查與治理規劃成果報告，3-1~3-35。

李錫堤 (1999) 地震地變與防災，臺灣區學校校舍耐震性能改善研討會分區講習共同資料，81-117。

林美玲 (1999) 陳有蘭溪流域土石流溪流地理資訊系統建立與土石流溪流特性分析，防災國家型科技計劃八十八年度成果報告，4-5。

洪如江 (1999) 坡地災害防治，臺北市：行政院國家科學委員會，22-23。

徐美玲 (1995) A grid-based model for predicting dynamic soil pore pressure，國立臺灣大學理學院地理學報，18: 1-21。

徐美玲 (1995) 預測潛在岩屑滑崩的網格式數值地形模式，國立臺灣大學理學院地理學系地理學報，

19: 1-15。

- 張石角、姜善鑫、胡蘇澄、吳輝龍合編 (1989) 臺灣的崩山, 水土保持教材林業特刊第二十四號, 83-95。
- 陳振杰 (1999) 陳有蘭溪流域的土石流發生與降雨關係之研究, 國立臺灣大學地理學研究所碩士論文, 50-53。
- 鄒恬慈 (2001) 集集地震引發崩山之地貌分析 - 以清水溪集水區為例, 國立臺灣大學地理學研究所碩士論文, 106。
- 廖日昇 (2000) 岩土力學與地震, 臺北: 科技出版社, 259。
- Angeli, M. G., Pasuto, A., and Silvano, S. (1996) Landslide hazard in high mountain areas: some case histories (Italy), *Journal of the Geological Society of China*, 39 (4): 401-422
- Auer, K. and Shakoor, A. (1989) Geotechnical characterization of drainage basin stability with respect to debris avalanches in center Virginia, *Bulletin of Association of Engineering Geology*, 26: 387-395.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., and Reneau, S. L. (1986) Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In: A. D. Abraham (ed.) *Hillslope Processes*, Allen & Unwin: 361-388.
- Fuchu, D., Lee, C. F. and Sijing, W. (1999) Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong, *Engineering Geology*, 51: 279-290.
- Geli, L., Bard, P. Y. and Jullien, B. (1988) The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bulletin of Seismological Society of America*, 78(1): 42-63.
- Jibson, R. W. and Keefer, D. K. (1993) Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone, *Geological Society of America Bulletin*, 105: 521-536.
- Keefer, D. K. (1984) Landslides caused by earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E. (1994) A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resources Research*, 30(4): 1153-1171.
- Okimura, T. and Nakagawa, M. (1988) A method for predicting surface mountain slope failure with a digital landform model, *Shin Saba*, 41: 48-56.
- Pierson, T. C. (1977) *Factors Controlling Debris-Flow Initiation on Forested Hillslopes in the Oregon Coast Range*, Ph.D. Dissertation, University of Washington, Seattle, 166.
- Rodriguez, C. F., Bommer, J. J. and Chandler, R. J. (1999) Earthquake-induced landslides: 1980-1987, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18:325-346.

92年5月2日 收稿
 92年8月12日 修正
 92年8月15日 接受