

火炎山礫石型土石流之監測與流動特性分析

周憲德^[1] 李璟芳^{[2]*} 黃郅軒^[3] 張友龍^[1]

摘 要 本文探討苗栗三義火炎山自然保留區礫石型土石流之運動特性及其監測方式,並以 2012 年 06/21 及 08/02 兩次土石流事件進行分析。經由歷年土石流事件期間的實測降雨資料及現地勘查,本文求得火炎山礫石溝發生土石流之有效降雨量門檻值為 57.5 mm,之後若超過 3 mm/hr 之降雨強度即可能觸發土石流。土石流之臨界降雨與土石流之規模有關,一號坑土石流之觸發降雨強度以 10 分鐘雨量較具代表性。火炎山土石流發生機制主要由上游崩崖料源區之崖錐堆積及溪床土石堆潰決破壞所主導,不同規模的降雨量與料源堆積將控制土石流的流動型態及流出範圍。高累積降雨(約大於 300mm)易誘發大規模土石流,其歷程較長,土石流的運動型態偏向稀性礫石土石流,流動過程並造成主河道刷深。中低強度降雨所引起小規模土石流之歷時較短,並呈黏性土石流型態,流動路徑上也明顯有側積堤的地貌。頻譜分析顯示礫石型土石流地聲之特徵頻率介於 10-50 Hz,惟測得地聲訊號的強弱及歷程受土石流與測站的距離及其流動規模的影響。

關鍵詞: 火炎山、礫石層、土石流、降雨臨界線、潰壩。

The Monitoring and Flow Dynamics of Gravelly Debris Flows

Hsien-Ter Chou^[1] Ching-Fang Lee^{[2]*} Chih-Hsuan Huang^[3] Yu-Long Chang^[1]

ABSTRACT In this study, rainfall-induced debris flows in the Houyenshan gravelly gullies, Miaoli, and the corresponding rainfall threshold conditions are explored. Based on the in-situ rain gauge data from the monitoring system and field surveys during the period from 2006 to 2012, we found the debris flow tends to occur when the total rainfall exceeds 57.5 mm and the subsequent rainfall intensity is higher than 3 mm/hr. Field survey and terrestrial LiDAR measurement indicate the talus deposition in the source areas and outbursts of landslide dams on the gully bed are the dominant factors inducing debris flows. Finally, HHT spectrum analysis of geophone signals for stony debris flows depicts the peak frequencies within the range of 10-50 Hz. The temporal intensity distribution of geophone signals are determined by both the magnitude of debris flows and travel distance with respect to the monitoring station.

Key Words : Houyenshan, gravelly gullies, debris flows, critical rainfall line, dam break.

[1] 國立中央大學土木工程學系

Department of Civil Engineering, National Central University, Zhongli, Taiwan, ROC.

[2] 中興工程顧問社防災科技研究中心

Disaster Prevention Technology Research Center, Sinotech Engineering Consultants, Inc., Taipei, Taiwan, ROC.

[3] 農業工程研究中心

Argicultural Engineering Research Center, Zhongli, Taiwan, ROC.

* Corresponding Author. E-mail : cflee@sinotech.org.tw

一、前言

近年來在極端氣候變遷的影響下，臺灣山區屢次超大豪雨造成大量的地表逕流與入滲深度，導致嚴重的地表沖蝕或大規模邊坡滑動，並觸發土石流。高強度降雨或高累積雨量的暴雨所引致的大規模山崩、土石流等現象，不僅影響國土保育也可能對保全對象（如道路、房舍、居民或旅客等）產生嚴重危害。從區域永續發展與降低集水區災害之角度著眼，對引致土石流或崩塌的降雨特性之探討與非接觸式監測之應用，是目前防災科技研究的重要課題。三義火炎山為一天然土石流坑溝並具沖積扇地形（圖 1），在無人為干擾下，每年常發生多場土石流，為台灣適合觀測礫石型土石流之處所。林俊全等（2007）指出火炎山邊坡的後退形態可分兩類：(1) 搬運能力較強的區域主要以平行後退為主；(2) 順向坡區域則較常發生減坡後退。其中又以三號坑集水區邊坡後退速率最快，每年約為 2.5-3 m。火炎山坑溝中礫石運移的重要因素為河床坡度與水流速度（林俊全等，2008），尤其是當累積日雨量>100 mm 時，火炎山礫石層所受之侵蝕與搬運作用更為明顯。吳仁明等（2008）透過多期相片基本圖分析邊坡礫石層崩塌形成坡面型土石流之地形變遷，顯示崩塌面積、坡型、坡度流深、降雨量及強度等因子是為引發崩塌地變遷的重要因子。周憲德等（2003, 2005）曾就礫石型土石流運動之聲音特徵進行希爾伯特-黃轉換（Hilbert-huang transform, HHT），發現其次聲（infrasound）特徵頻率約介於 5-15 Hz，而地聲（geo-sound）之特徵頻率則較廣，約為 10-50 Hz 之間。

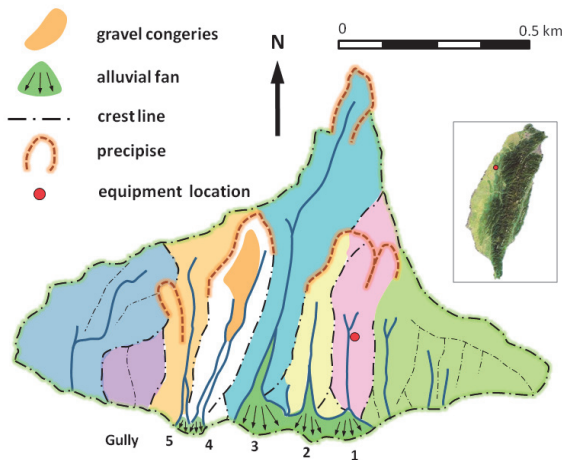


圖 1 苗栗縣三義鄉火炎山區地質圖

Fig 1 The Geological settings of Houyenshan, Maoli county, Taiwan

關於邊坡崩塌與土石流關係之研究，Wang et al. (2003) 依據崩塌特徵長度將邊坡土體破壞原因分為後退崩滑 (retrogressive sliding) 與流動崩滑 (flow sliding) 兩種型態。依其破壞模式又可細分為濕峰誘發 (wetting)、預先滑動 (precursory)、主要破壞 (major failure) 及連續運動 (successive motion) 四項。一般常見的土石流發生型態則可分為以下三類：(1) 邊坡崩塌土體直接流體化，(2) 河谷天然堰塞壩之潰決及 (3) 溪床堆積土石不穩定所致。前兩類之土石流皆肇因於土體內孔隙水壓增高，使邊坡土體崩塌所致，故可歸類為崩塌型土石流，其特性為土體之滲透係數較小，孔隙水壓由總滲透量來控制。第三類常稱之為溪床型土石流，其特性為顆粒較粗、滲透係數較大，且受溪床水流匯集，故孔隙水壓及水位與逕流量直接相關，而尖峰逕流量之大小乃由降雨強度決定。前兩類主要以不同地下水水位坡體之靜態受力安全係數來決定土體是否破壞（一旦破壞即假設土石流發生），而溪床型土石流或溪谷崖錐 (talus) 崩積土則需考慮溪床或崖錐上方之逕流作用力。為了釐清礫石溪溝崩塌及土石流之降雨條件與運動特性，本文以火炎山一號坑的礫石型土石流進行監測及分析。

二、研究區域與方法

本文的研究範圍為苗栗三義火炎山自然保留區的一號坑流域。火炎山標高 602m，位於三義鄉和苑裡鎮的交界，南臨大安溪，屬第四紀礫岩頭科山層。火炎山為劇烈造山運動及大安溪溪水切割的產物，其岩層主要由厚層礫石組成，間夾薄層砂岩或泥岩，膠結力弱；由於風化、侵蝕、崩塌作用，而形成陡峭頂峰、礫石堆積扇、及卵石流、地下伏流等特殊地形景觀（圖 1）。農委會林務局於民國 75 年公告為「火炎山自然保留區」，禁止外力開採利用，是適合觀測礫石型土石流之處所。火炎山地形如圖 2 所示，由東至西可分為五個坑溝。火炎山公路隧道穿過二、三、四號坑之沖積扇，但因長度不足故其兩側隧道口仍受一號坑及三號坑土石流之威脅。其中以三號坑的土石流規模最大；而一號坑對於中苗六號公路隧道口造成土石流淤塞的威脅最高。

本文在火炎山現地收集之水文、地文資料與監測方式說明如下：

1. 水文氣象資料：除蒐集附近雨量站資料外（2006-2012），本研究分別於中、下游設置獨立之

雨量站長期監測當地雨量 (2009-2012)，藉此判定火炎山當地發生土石流之臨界降雨條件，並記錄各重要事件之降雨分布型態。

- 光達地形資料：本研究於 2012 年土石流事件發生前後利用雷射光達進行一號坑地形測量 (Riegl VZ620 : 2011/03/05 ; Riegl LMS-Q680i : 2012/05/15 ; Riegl VZ4000 : 2012/09/18)，同時建立不同時期 DEM 數值模型，以分析近年來山溝及兩側侵蝕溝之地形特性演變與對應水文條件之關係。
- 土石流監測資料：於一號坑中游匯流口左岸處設置一土石流監測站，監測設備計有紅外線夜視 CCD 攝影機、地聲與次聲監測系統、雨量計、風速計及資料擷取器等，並藉由無線傳輸系統進行遠端資料儲存備份。
- 現地勘察資料：於土石流事件發生後，同步進行現勘以釐清崩塌區之致災成因與地形變化，並記錄相關參數 (如潰壩點、彎道超高等) 以利後續推估土石流運動特徵。

本文分別以 2012 年 06/21 17:47 及 08/02 09:47 發生之兩場土石流事件進行探討。土石流事件之確認主要以影像和地聲記錄作為佐証，前者為泰利颱風侵襲後之西南氣流降雨所引起之黏性土石流；後者為蘇拉颱風侵台期間之暴雨所誘發之稀性土石流。土石流的臨界降雨條件首先由歷年事件的降雨強度 (I)、延時 (D) 與有效累積雨量 (R_e) 進行研析，並求得該區域土石流發生之降雨臨界線。本研究分析將提供瞭解雨量特性對集水區內山崩、土石流災害的影響，並可應用於邊坡破壞機制分析模式及量化崩塌土體與土石流間之相關性，作為相近地質區域進行坡地防災監測的參考。

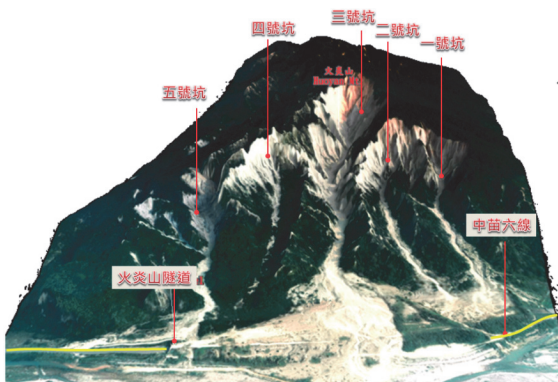


圖 2 火炎山流域立體空照圖 (2012/5/15)

Fig.2 The aerial photograph of Houyenshan drainage (2012/5/15)

三、頻譜分析

1. 傅立葉轉換 (Fourier Transform)

十九世紀法國數學家 Fourier 提出以正弦 (sine) 與餘弦 (cosine) 兩種三角函數作為基底來分析一時序之資料。傅立葉轉換在許多領域都有著廣泛的應用，例如在訊號處理中的典型用途是將訊號分解成振幅分量與頻率域。其傅立葉積分公式如下：

$$\hat{f}(\xi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-2\pi i t \xi} dt \quad (1)$$

其中 ξ 代表頻率， $\zeta = \omega/2\pi$ ， $x(t)$ 為連續時間訊號。因 $x(t)$ 及對應的傅立葉轉換都是連續函數，而使用程式語言只能處理有限長度離散訊號，因此必須將 $x(t)$ 與對應的連續傅立葉轉換都離散化。式 (2) 為離散傅立葉轉換 (discrete fourier transform, DFT)。

$$\hat{x}[k] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] e^{-i \frac{2\pi}{N} kn} \quad (2)$$

$k = 0, \dots, N-1$

Cooley et al. (1969) 提出快速傅立葉轉換 (Fast Fourier Transform, FFT)，為計算 DFT 及其逆轉換的快速演算法。以 DFT 之定義計算一個長度為 N 個序列所需要的乘法計算量為 N^2 ，而相同長度的 FFT 計算複雜度僅為 $N \log_2 N$ ，所以 FFT 計算量比 DFT 快了 200 倍。

2. 希爾伯特-黃轉換

在訊號瞬時頻率的分析上，Huang et al. (1998) 提出了一個嶄新的資料處理法：HHT 經驗模態分解法 EMD (empirical mode decomposition)。此法以時序資料的內部時間尺度來作能量的頻率特性，將資料分解成多個內建模態函數 IMF (intrinsic mode functions) 的線性疊加，這些 IMF 即為原訊號之基底。IMF 可以是非線性或非穩態性，此即為可適性 (adaptable) 基底。此外，以經驗模態分解法解析之基底仍具有正交性及局部性。對於展開非線性及非穩態性時間的序列而言，局部性及可適性的基底是必要的條件。內建模態函數經希爾伯特轉換 (Hilbert transform) 後，其分量的局部能量及瞬時頻率 (instantaneous frequency) 給予整個訊號能量-瞬時頻率-時間的分佈。即希爾伯特頻譜 (Hilbert spectrum) 之特性為瞬時頻率和瞬時能量，而非傅立葉分析為頻率域的能量分佈。

內建模態函數經希爾伯特轉換成時間-能量-瞬時頻率的函數，並將之表示成三維頻譜，稱為希爾伯特

頻譜。而對每一個內建模態函數分量做希爾伯特轉換之後，可將資料表達成：

$$z(t) = \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j(t) dt}, \omega_j = \frac{d\theta_j}{dt} \quad (3)$$

式 (3) 中， Z ：希爾伯特頻譜； a_j ：IMF 之權重； ω_j ：瞬時頻率； n ：IMF 之個數。由於考慮長趨勢的不確定性，以及其他低頻、高頻的分量資訊，故最後的內建模態函數之分量常不予列入。上式提供每一個時變分量的振幅及頻率函數。相同的資料可以傅立葉展開：

$$z(t) = \sum_{j=1}^n a_j e^{i\theta_j t}, \theta_j = \omega_j \quad (4)$$

上式中， a_j 和 ω_j 皆為常數。在傅立葉轉換式中，其相位角部分為定值，而在 HHT 中，其為時間之函數，使其具有瞬時變化的振幅及瞬時頻率能來處理非穩態性資料，打破了傳統傅立葉分析中固定振幅及頻率展開式的缺點。也無需小波轉換中需配合不同特性應用不同窗函數 (window function) 的不便性。

四、研究結果

1. 降雨分析

造成山區土石流的水文條件屬颱風與暴雨事件所誘發，若以 2004~2012 年颱風路徑而言，根據氣象局分類的九種路徑中，西行類 (1~4 類) 幾乎佔了颱風觸發火炎山土石流事件的 92%，其中又以第 2 類 (自由過山 A 型) 比例最高，約佔 30%。一旦逆時針旋轉的颱風氣旋通過中央山脈後，其面南的火炎山沖蝕溝與崩塌地將轉為迎風面，使降雨量在短時間內迅速增加。本研究中兩場土石流的降雨條件與降雨主體圖如表 1 與圖 3, 4 所示。因一號坑之集水面積小、集流時間短，故 10 分鐘降雨強度較能反映尖峰逕流量。前者 (6/21) 為臨前降雨停止數小時後，歷經一較大降雨強度 (3.5 mm/10min) 所誘發的土石流，顯示其土壤含水量已於前期降雨中接近飽和狀態。而後者 (8/2) 則為密集長延時之雙峰型降雨，土石流於第一個降雨尖峰 (6mm/10min) 後形成。在分析降雨條件時，有效累積雨量與臨界雨量強度為兩個判定土石流的重要參數，且此兩參數互為獨立，可用來判定土石流發生之觸發雨型。

Keefer et al. (1987) 提出當降雨量高於臨界孔隙水壓所需臨界含水量時，即可能誘發土石流。林俊全

(2008) 指出火炎山土石流的雨量臨界指標為 12 小時內累積雨量達 100 mm，超過此值後該區域內則易誘發土石流。江永哲 (1991) 針對台灣地區 6 場土石流雨量進行分析，發現土石流發生之降雨延時多在 12 小時以上，且其發生時間點多集中於整場暴雨之後期。其提出土石流發生除考慮與場雨量外，亦應考慮降雨強度及臨前雨量大小。周憲德 (2002) 以理論探討崩塌型及溪床型土石流之臨界降雨條件，並就台灣地區土石流案例之降雨特性如降雨強度、降雨延時及累積雨量等加以研析。崩塌型土石流之臨界降雨特性以總降雨量

表 1 火炎山 2012 土石流事件降雨條件

Table 1 Typhoon scenarios for debris flow events in Houyenshan drainage in 2012

土石流事件	2012/06/21	2012/08/02
發生時間	17:47	09:47
降雨成因	西南氣流 (泰利颱風後引起)	蘇拉颱風
颱風路徑	-	2
降雨強度	8.5 mm/hr	36 mm/hr
10分鐘降雨強度 (mm/10min)	3.5	6
有效累積降雨	88.5 mm	280.5 mm

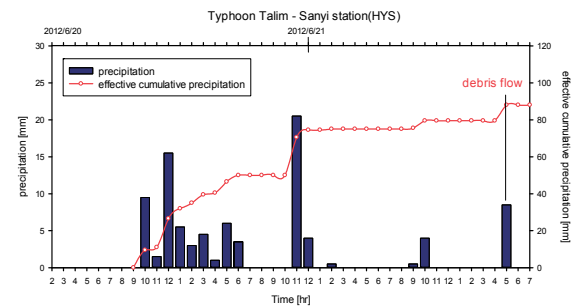


圖 3 2012/06/21 土石流事件降雨組體圖

Fig.3 Rainfall histogram of debris flow event on 2012/06/21

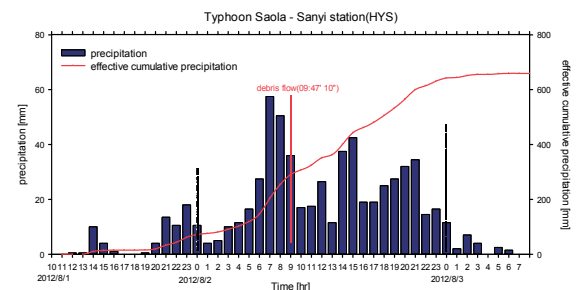


圖 4 2012/08/02 土石流事件降雨組體圖

Fig.4 Rainfall histogram of debris flow event on 2012/08/08

來控制；而溪床型土石流之發生則以降雨強度為決定條件。裂縫滲透造成淺層崩塌係由總雨量及臨界降雨強度來控制。當降雨強度高於臨界降雨強度時，土體裂縫才會累積水深進而產生淺層崩塌；而當跨過此一門檻值後，土體崩壞之所需之累積降雨量隨降雨強度之增高而遞減。較大規模之裂縫崩塌產生於高強度降雨之峰值附近，且隨著降雨強度增高，裂縫崩塌所需之降雨延時急速遞減。

本文根據過去火火山土石流紀錄表、地聲資料與現有雨量資料，建立臨界雨量線。事件雨場分割採用李明熹 (2006) 所提出連續降雨過程中，以時雨量大於 4mm 處為有效降雨時間開始，以時雨量連續 6 小時均小於 4mm 處為有效降雨結束處，並將有效降雨開始到降雨結束區間，視為一場有效連續降雨。

有效累積雨量是以分割雨場後，從土石流發生前的雨場起點至監測到土石流訊號起始點（指訊號包絡線隆起的最前端）之累加雨量。臨界雨量強度則為當次土石流發生之短時雨量測雨量所疊加之小時雨量（即發生土石流之時間點前一小時總雨量）。有效累積雨量與臨界雨量強度兩參數構成臨界雨量線可判定土石流發生之觸發雨型。故可將圖 5 中之雨量臨界公式以下式說明：

$$I_c = 21 / (R_e - 57.5) + 3 \quad (R_e > 57.5) \quad (5)$$

式 (5) 中， I_c ：臨界雨量強度(mm/hr)； R_e ：有效累積雨量 (mm)。由圖 5 可知自 2009 莫拉克颱風後，後續降雨所引發的土石流事件中，其累積雨量大多低於 100 mm。故在重大颱風事件後，上游崩塌區之堆積土石料源會降低發生土石流的臨界累積雨量值。另一土石流指標則為雨量強度與降雨延時兩參數之關係。圖 6 包含台灣 1990~2000 年間數場土石流之降雨臨界線，本文則將火火山現有降雨土石流事件資料更新 (2006~2012 年)，所獲致之新臨界降雨線則如下

$$I_c = 41.05D^{-0.77} \quad (6)$$

式 (6) 中， I_c 為臨界降雨強度， D 為降雨延時。相較於 Chen (2005) 之研究成果，圖 6 也進一步呼應了近年來火火山觸發土石流事件之降雨強度與延時門檻下降之趨勢。當河道上有足夠堆積料源條件下，僅需要較小之降雨強度與較短延時即可觸發土石流發生。

由上述資料可知發生土石流之臨界降雨與發生土石流之規模（以其流動距離表示）及降雨時間尺度有關。如 6/21 案例之 12hr 降雨量 (88.5mm) 雖小於

120mm，然其 10min 降雨強度 (3.5mm) 仍足以造成源頭區小規模之土石流，其運動在未達沖積扇即停止。故以沖積扇之觀測或地形變化將忽略此一小規模事件。有關土石流之運動將於後節描述。

2. 地形變遷與啟動機制

火火山一號坑地形高程變化從下游沖積扇處 ($H=180$ m) 向北延伸至上游崩裸露塌地 ($H=465$ m 圖 7)，高程差約 285 m。一號坑在中游段分成兩條支溝（匯流口 $H=261$ m），其中以左側支溝集水面積略大於右

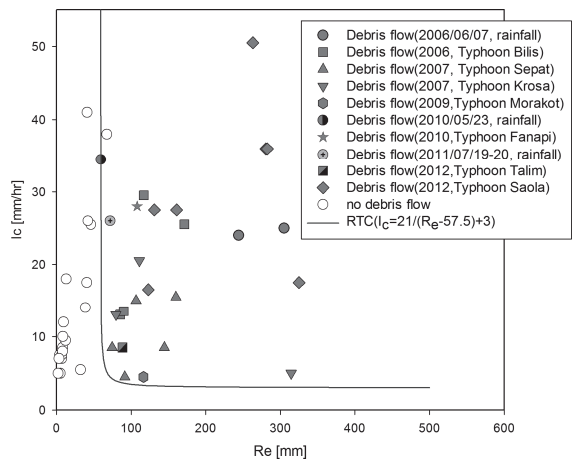


圖 5 一號坑土石流累積降雨與降雨強度關係圖

Fig.5 Maximum rainfall intensity as a function of effective cumulative rainfall

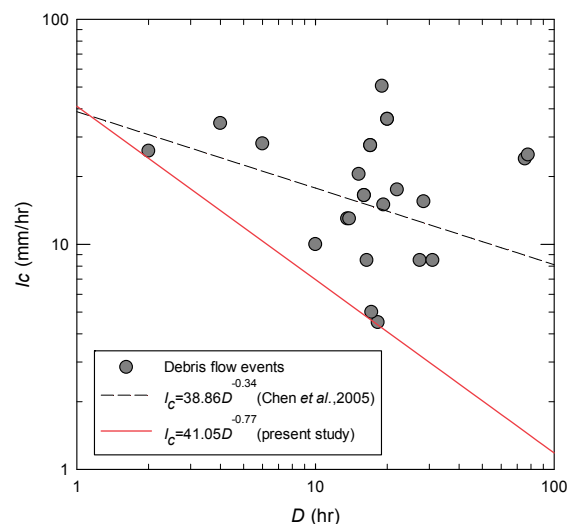


圖 6 一號坑土石流降雨延時與強度關係圖

Fig.6 Maximum rainfall intensity as a function of rainfall duration

側支流，歷年較大規模土石流事件亦多好發於左側上游崩塌地。根據 Parsons (1988) 對邊坡型態分類之九種基本坡型，火炎山一號坑上游崩塌地多屬平行直坡與內聚凹坡。前者崩塌地之陡崖（源頭區坡度：65~90°）崩落常堆積於坡趾處提供發展土石流的重要料源。後者坡型則有助於降雨形成的坡面逕流向內匯聚，沖蝕崖錐使其流體化而形成小型坡面土石流，並於河道處堆積。

經由現地勘查與雷射光達地形掃描比對，火炎山土石流發生機制主要由上游崩崖料源區之崖錐堆積及溪床上土石堆潰壩溢流所主導，局部的潰壩破壞通常會在河道兩側形成下刷 V 型破壞面。本文所探討的土石流案例皆位於匯流口上游段處，其中 06/21 土石流事件肇生於右側支溝上游裸露崩塌地所形成之溪床崖錐堆積，在歷經降雨逕流沖刷下造成兩次小規模潰壩現象；另 2011/07/19 現勘可見堆積於右側支溝河道彎處潰壩產生之土石流波峰 (wave front) (圖 8(a))。08/02 蘇拉颱風所誘發之大規模土石流事件，主要為左側支溝上游裸露地崩崖區大量崩落於溪床形成礫石堆積，根據影像資料佐證，該河段發生前 10 min 地表逕流明顯減小，顯示上游有堰塞湖形成 (圖 8 (b))，並於潰決後形成大規模土石流。

火炎山崩塌地受降雨崩滑形成土石流之機制如圖 9 所示。當裸露坡面歷經長延時低降雨（或短延時高強度降雨）沖刷時，礫石膠結層將逐漸被雨水沖蝕流失，表面礫石與風化土壤層於是受重力崩落於坡腳趾部形成崖錐堆積 (圖 9(a))。堆積土石範圍逐漸擴大後，將進一步束縮原有河道斷面，致使部分逕流被迫滯留於上游段，甚至完全阻斷河道形成堰塞壩 (圖 9(b))，一旦堰塞壩形成後，被阻斷之上游水位便逐漸抬升並入滲至壩體內，部分由底部入滲之水壓亦對壩體形成不穩定之上舉力 (lifting force)，當水位溢淹至崖錐壩體上方，巨大之水壓帶來劇烈之逕流沖刷，使壩體迅速潰決破壞，大量的流體與土石材料於是混合成為土石流往下游流動 (圖 9(c))。待土石流波峰通過後，底床下刷磨蝕作用除了刷深河道基準面外，在河道兩側積堤岸也留下捲增作用及沖刷後的流動界面 (圖 9(d))。比對 2008 年與 2012 年前後期一號坑數值地形後 (表 2)，發現一號坑在上游崩塌區面積與河道流動長皆有成長之趨勢。表示近年來受颱風暴雨事件影響下，崩崖區正逐年溯源侵蝕而逐漸後退 (崩塌率增加)，一號坑右側之溝崩崖區域也較往年逐漸向西擴張，未來可能襲奪二號坑上游崩崖區 (見圖 1)。

近年來一號坑流動段的坡度及堆積區面積消長與土石流事件之規模及河道沖淤有關。一號坑河床自辛樂克 (2008) 及莫拉克颱風 (2009) 受嚴重沖蝕後，歷經 2010 年凡那比颱風與 2011/7/19 豪雨事件已逐漸回淤 (圖 10，一號坑河床剖面線從中游 Y 型匯流口至下游堆積扇處 (剖面位置如圖 7))，直至 2012 年蘇拉颱風強烈降雨所挾帶之土石流才使河床再次向下掏刷，但下游堆積扇淤積土方量則顯示增加與擴大的趨勢。以長期觀測而言，一號坑於高強度降雨或高累積雨量侵襲下，(如莫拉克與蘇拉颱風，圖 11)，流量規模較大的土石流與地表逕流容易產生河道侵蝕作用致使底床

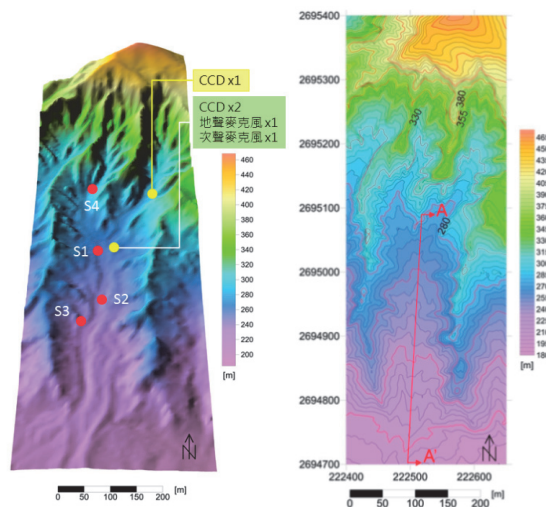


圖 7 火炎山一號坑數值地形與等高線 (2012/05/15)
Fig.7 The DEM and contour map in gully 1, Houyenshan (2012/05/15)

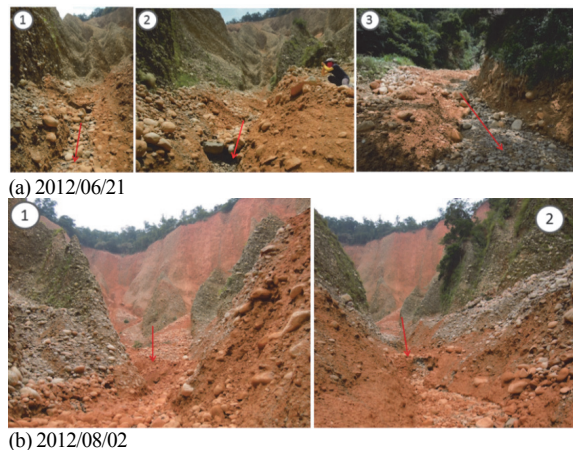


圖 8 一號坑上游崩塌區潰壩誘發土石流位置
Fig.8 The dam break zonation in the upstream reach at gully 1

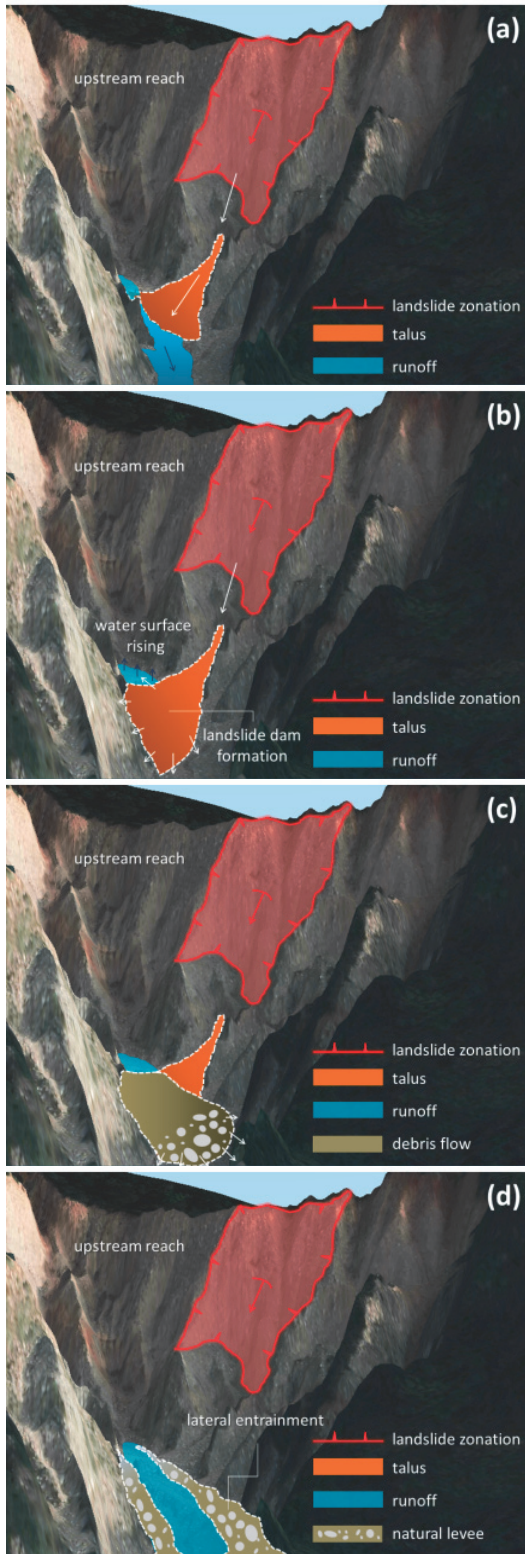


圖 9 一號坑崩落崖錐轉化為土石流示意圖
Fig.9 The illustration of debris flow transformed by steep talus in Gully 1

基準面下降。反之，在大規模土石流事件過後，中強度降雨事件誘發的土石流則反覆堆積於既有河床上，使河床面逐年抬升壅高，而此鬆散的堆積土石也進一步提供後續土石流發生時的必要條件。

3. 土石流運動特徵

火炎山礫石型土石流事件歷程與特徵如圖 11 與表 3 所示，兩次事件分別從右側 (06/21, 圖 12(a)-(c)) 與左側支流 (08/02, 圖 12(d)-(f)) 流出。由 CCD 紀錄動態影像可發現兩波土石流皆具有明顯的波峰隆起現象。惟前者 (06/21) 在流動表徵上具有顯著的細粒泥料，且從上游發生段至中下游堆積段皆可見渠道-側積堤 (channel/levee) 堆積型態 (長約 360 m, 如圖 13), 後者土石流事件 (08/02) 則以底床淘刷與側岸捲增 (entrainment) 為主，流動表面所含泥料成份甚低，則屬稀性泥石流。此一現象可由降雨所形成之逕流量多寡加以說明，初期較大的降雨沖刷崩塌坡面，細粒泥料與水混合後形成混濁流由顆粒孔隙向下游宣洩，使河道堆積料源表面較少泥料附著。因此較大規模的土石流

表 2 火炎山一號坑歷年地形特徵比較

Table 2 Comparisons of historical topographic characteristic in Gully 1

地形參數 \ 時間		2008	2012/5
集水面積 (ha)		9.48 ^a	9.27 ^b
河道長度 (m)		496.9	542.3
坡度 (°)	料源區	36.3	38.7
	流動區	15.4	12.3
	堆積區	9.5	9.1
崩塌面積 (ha)		2.96	3.28
崩塌率 (%)		31.19	35.38

註：a:量測方式為正射影像圈繪；b:量測方式為光達高精度 DEM 圈繪，下游邊界皆包含沖積扇。

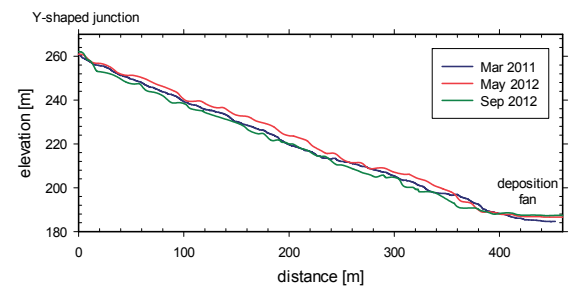


圖 10 火炎山一號坑 A-A'縱剖面圖
Fig.10 The longitudinal bed profile of A-A' section in gully 1

只有在運動過程中所誘發的側岸捲增效應才會伴入泥料混合,此一現象已由上、中游所記錄的土石流波峰影像加以驗證。渠道-側積堤地貌的形成與泥料組成、土石流規模及邊界粗糙條件有關,通常泥料比例愈高表示流動過程中黏滯效應愈明顯,將有助於形成側向對流而形成側積堤。土石流規模的效應則反映在流量上,以 06/21 土石流事件為例,其平均流量僅為 08/02 土石流事件的 37.5%,由於在流動路徑上不斷產生側向堆積,使其向下游運動之波峰體積逐漸減少,最終於中游緩坡河道上停止流動。相對於 08/02 大規模土石流因具有較大之直進性及衝擊力,波峰持續淘刷底床與側岸捲增,促使其體積不斷增加,即便過程中歷經數次漸歇性停止再啟動,流動距離仍得以延伸至下游堆積扇。對於大規模的土石流其前端因重力篩選所聚集的巨礫,土石流流體前端邊緣的粗糙度遠大於側岸土堤粒徑分布,使其流動過程中的相對摩擦阻力降低,較不易生成側向對流 (lateral circulation)。而 06/21 小規模土石流 (較小之降雨強度) 則因波峰礫石組成與河道內堆積粒徑分佈相近,對流動中之土砂體摩擦滯阻阻力較大;加以土石流之水量可能沿程下滲至礫石河床而遞減。於是沿流動路徑上的側積堤特徵也較大規模土石流顯著。

另外側積堤可檢視集水區土砂運移濃度,河床沖淤變化與溪床堆積物間之關係。近年來一號坑自匯流口以下的河道地形以堆淤積及擴張型態為主 (約 1~5 m),僅 2008 年辛樂克、2009 年莫拉克與 2012 年蘇拉颱風

期間暴雨發生較大規模之土石流並呈河道下刷 (圖 13),顯示上游崩塌區土砂供應仍十分充足。游繁結 (2005) 曾指出,火災山地區的土石組成中礫石與泥質的含量約各佔 71~83%與 2~6%。本研究在 6/21 事件流動區上游至下游對自然形成的側積堤進行了土壤採樣篩分析 (採樣點見圖 7, S1~S4),其中 S1-S3 皆位於主河道中游段, S4 位於上游右側支溝轉彎潰壩處。分析結果如圖 14 所示,四個點位的有效粒徑 (D_{10}) 與中值粒徑 (D_{50}) 分別介於 0.07-0.08 mm 與 0.6-0.8 mm。

表 3 火炎山 2012 年土石流事件流動特性

Table 3 Flowing characteristics for debris flow in 2012

土石流事件	2012/06/21	2012/08/02
發生時間	17:47	09:47
誘發地貌條件	右支流崖錐堆積及潰壩	左支流崖錐堆積及潰壩
流動段地貌特徵	淤積及側積堤	刷深且無明顯側積堤
流動特性	黏性土石流	稀性土石流
平均流速* (m/s)	0.60	0.82
流動深度 (m)	1.15~1.40	1.38~1.60
流動長度 (m)	357.7	520.4
流動寬度 (m)	3.6~6.4	7.6~9.9
平均流量 (m ³ /s)	3.9	8.1
發生前溪床坡度 (°)	11.3(右側); 9.8(主流)	8.8(左側); 12.6(主流)
發生後溪床坡度 (°)	13.2(右側); 12.6(主流)	10.8(左側); 9.1(主流)
河道沖淤型態	堆積與河道側積堤型態	底床淘刷與側岸侵蝕

*表示流動段之平均流速,不採計堆積段速度

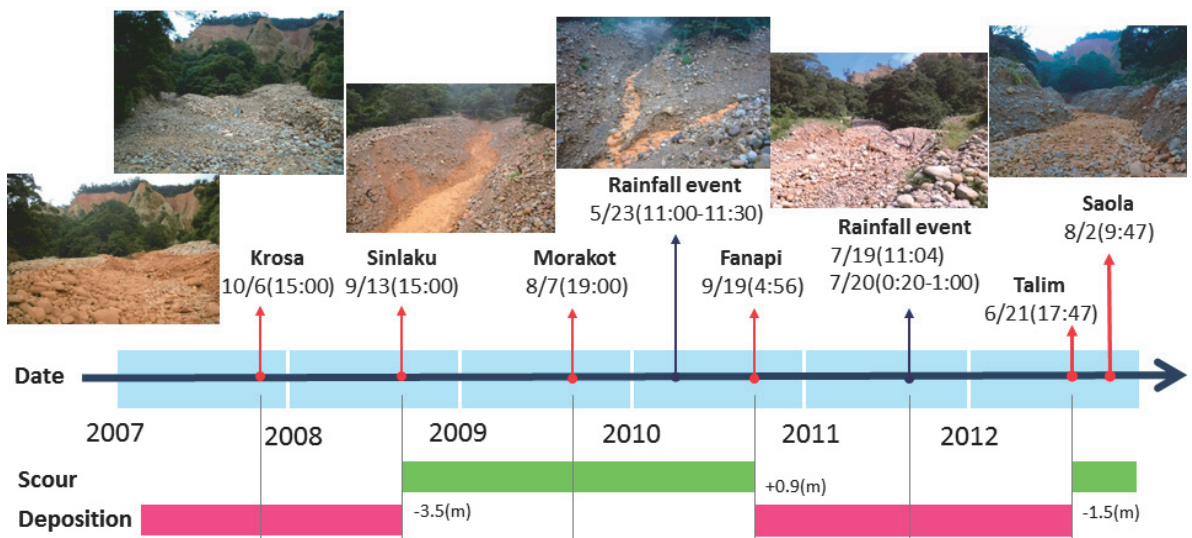


圖 11 一號坑歷年土石流事件與河道沖淤變化圖

Fig.11 The scour and deposition of gully bed after debris-flow events in Gully 1

均勻係數 (coefficient of uniformity, C_u) 為 2.14~3.13，屬於均勻土壤 ($1 < C_u < 4$)。採樣點土壤粒徑 0.05 mm 以下之粉土與沉泥約占 8% 左右，與前人於火炎山之採樣分析比較 (泥料約占 2~6%)，兩者比例頗相近。當土體

中富含含有凝聚性泥料時，容易在土石流的流動段兩側形成側積堤並具有垂直粒徑篩選現象。

從歷年土石流事件動態影像也進一步反映了該區域礫石型溪溝崩塌土石流可能的觸發條件為：(1) 短時間高強度降雨 (2009/08/08 莫拉克颱風；2011/07/20 01:00-02:00 與 2012/08/02 蘇拉颱風事件)；(2) 長延時降雨所造成之土體臨前含水量提高；稍後僅需一短暫集中降雨即可誘發土石流 (2011/07/19 10:50-11:15 與 2012/06/21 降雨事件)。高強度的暴雨可於較短時間內直接誘發溪床上的土石堆積形成土石流，而長延時低強度的的降雨則於數小時至數日後緩慢地促使土體飽和，待其剪應力降低至某臨界值時誘發流體化，造成土體不穩定而破壞。

為進一步瞭解土石流波峰運移特性，本文以現場觀測 CCD (設置位置見圖 7) 所擷取土石流波峰連續影像 (704x480 像素)，進行粒子影像測速分析 (particle image velocimetry, PIV)。PIV 分析方法選擇採用 Stamhuis (2006) 所提出之時間解析數位影像測速法 (time-resolved digital particle image velocimetry)，空間濾波分析以斜向±45 度之 Sobel 濾波器對影像進行前處理，其過程包含了粒子最大傾角偵測、調整轉換函數建立及粒子與背景增顯等步驟。而影像三維空間關係之建構則以空載光達測後的實際坐標對特定參考點進行映射，並透過災前現場特徵標點之距離量測同步進行檢核，以提供土石流波峰連續動態影像 PIV 分析之空間尺度因子輸入值。如圖 15(a)-(b) 分別為連續 25 張長曝光疊加影像與 10 張平均位移向量圖，就土石流側積堤的形成機制上而言，其波峰表面的波峰運移路徑與速度向量說明在流動前端具有向下迴流特徵，波峰後端飽合土體的驅動力將促使非飽和的前端巨礫以滾動方式 (rolling) 前進。而兩側較小的外擴側移向量則引導部分波峰礫石停駐於河道上。其結果驗證了現地土石流與室內渠道實驗前端波峰同樣具有側向迴流的河道-側積堤地貌形態。當底床坡度降低 (位能減緩) 或上游無法持續供應料源時，波峰隨即停駐，而後端細粒泥沙與降雨逕流。混合之含砂水流則循上方流路沖刷土石流表面形成內凹型態 (圖 15(c))。由現地調查推知火炎山一號坑土石流除了在高降雨事件影響下 (約大於 300mm 降雨量，如莫拉克與蘇拉颱風)，才會發生自上游至堆積扇的大規模全面性流動；其它較低降雨量所誘發的土石流事件，則以漸歇性流動為主，波峰堆積停駐點視料源與逕流條件從上至下游皆可能發生。透過數值地形與事前三維渠道空間特徵點位測

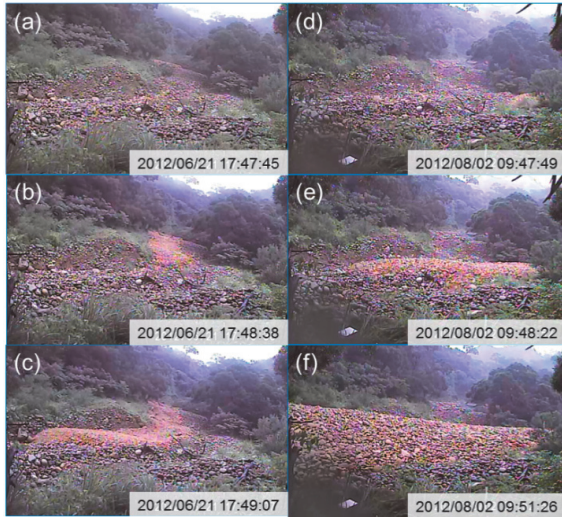


圖 12 一號坑匯流口土石流發生序列影像
Fig.12 The sequence of image for occurrence of debris flow in gully 1

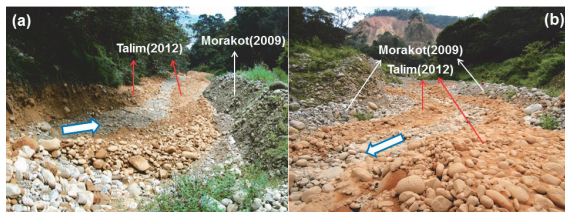


圖 13 土石流波峰流經後之側積堤地貌 (2012/06/21)
Fig.13 Channel-levee landform after debris flow event (2012/06/21)

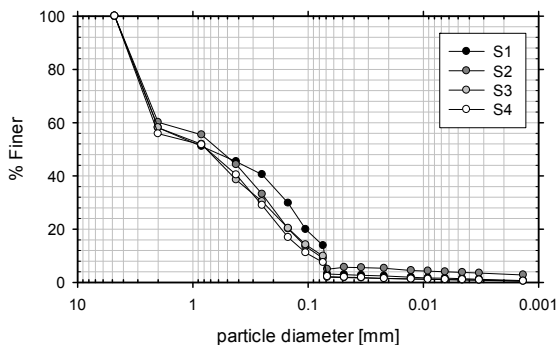


圖 14 自然側積堤土壤粒徑分布曲線 (2012/06/21)
Fig.14 Particle size distribution curve for the natural levee (06/21)

量之關係, 2012/06/21 與 08/02 土石流事件於主河道中游段之表面流動速度、流動深度及流量歷線如圖 16(a)-(b) 所示, 前者為中游段 (匯流口下方 42 m 處) 動態影像分析之結果, 後者則為上游流動段 (匯流口上方 39 m 處) 之流動特徵歷線。相對於溪床內流動中的土石流, 由於 CCD 架設位置與地聲監測器埋設處並非位於同一垂直軸上, 故影像分析流深與地聲監測之峰值於時間上將存在些許時間差。承上所述, 2012/06/21 土石流事件的速度歷時曲線顯示了小規模土石流在運移過程中受到地形阻滯的間歇流特性 (圖 16(a)), 流動深度在進入流動段後有一典型隆起特徵直至波峰經過後始逐漸降低。流量與速度隨時間的消長變化則反映側積堤生成具有週期性關係, 在流量最低時通常其土石流頭部側向對流最顯著; 反之, 當流量到達尖峰處則為其土石流速度最大。由於土石流波峰通過後, 後端材料組成之體積濃度降低, 高含砂流體多沿表面流動, 因此估算而得之表面流速會稍快於波峰前進速度。2012/08/02 土石流事件的流動影像特徵分析 (圖 16(b)) 則顯示了迥然不同的結果, 因拍攝點略為接近上游料源區, 當溪床內堆積土石轉化成土石流後, 即迅速向下冲刷流動, 通過上游 CCD 時之瞬間流速已達 1.2 m/s, 流深歷線也在 2s 內達到穩定值 (約 1 m), 持續約 21s 後, 因在匯流口形成淤塞回堵故上游泥位仍持續壅高; 與一般小規模的土石流在波峰過後逐漸下

降明顯不同。此外流量歷線峰值在時間軸上也相對較晚出現。這些現象說明了本次事件發生前, 上游所累

表 4 2012/08/02 土石流動態影像 PIV 速度估算

Table 4 The estimation of PIV velocity based on debris flow images

拍攝位置	左側支流	匯流口	主河道
流動距離 (m)	15.5	38.7	10.3
流動時間 (s)	16	55	68
平均流速 (m/s)	0.96	0.68	0.15

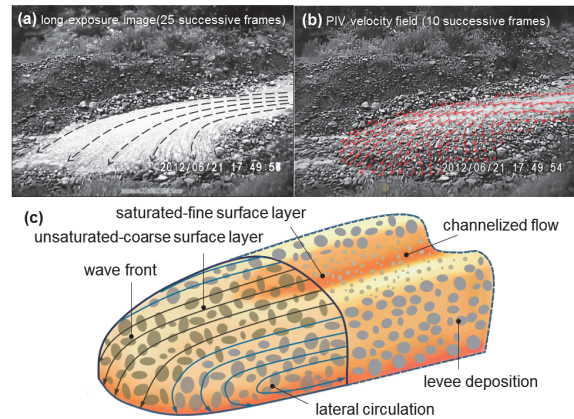


圖 15 礫石型土石流運移軌跡、速度場與流動示意圖
Fig.15 Moving path, velocity filed, and flowing illustration for stony debris flow

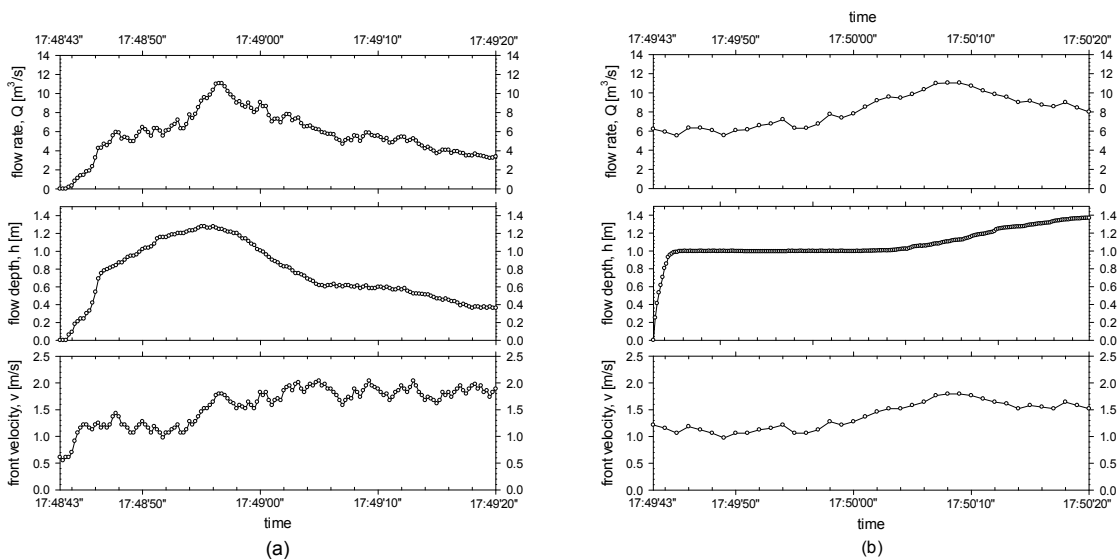


圖 16 土石流流量、流深與流速歷線圖: (a) 2012/06/21; (b) 2012/08/02

Fig.16 Relationship among flow rate, depth, and velocity for debris flows: (a) 2012/06/21; (b) 2012/08/02

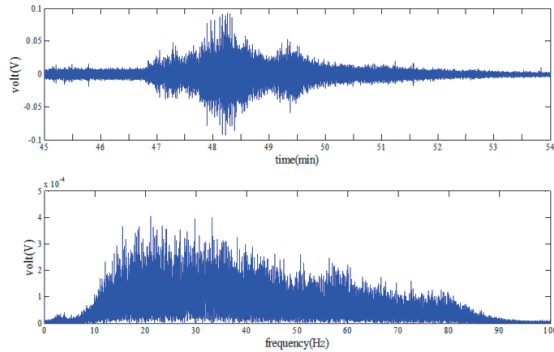


圖 17 2012/06/21 17:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析
Fig.17 Geophone signals and FFT spectrum analysis (2012/06/21 17:47)

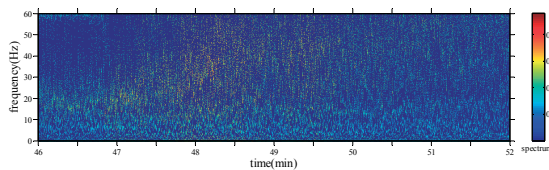


圖 18 2012/06/21 17:47 土石流地聲 HHT 頻譜圖
Fig.18 HHT spectrum of geophone signals for debris flow (2012/06/21 17:47)

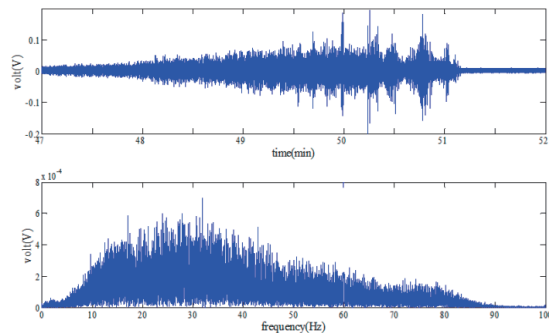


圖 19 2012/08/02 09:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析
Fig.19 Histogram of geophone signal and FFT spectrum analysis (2012/08/02 09:47)

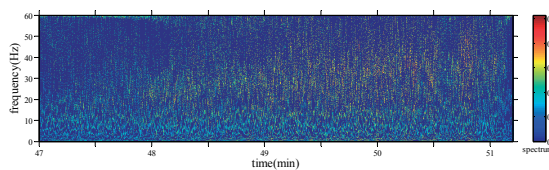


圖 20 2012/08/02 09:47 土石流地聲 HHT 頻譜圖
Fig.20 HHT spectrum of geophone signals for debris flow events (2012/08/02 09:47)

積的料源供量遠大於 06/21 發生土石流事件，上游 CCD 紀錄了以礫石為主體的土石流從流動到開始淤塞約歷時程 3 min。其材料組成幾乎為卵礫石層，且流通斷面大，流動歷程中不斷捲增河床底部與側岸舊有風化土層，致使發生後河床均有下刷現象（坡度增加），其平均流速也較 06/21 事件為快（0.82 m/s）。表 4 則為 08/02 土石流事件由上游至中游三個不同區段之動態影像速度估算值，左側支流處因較鄰近上游誘發處，其土石流流速最快（約 0.96 m/s）。在通過匯流口後，受限於河道開口擴大與彎道地形，土石流在此處所表現之流動為橫向擴展（溢流至原有側岸）與直進並行，流動速度也隨之遞減（約 0.68 m/s）。待其流經入中游的主河道時，因其坡度（約 12.1° ）與降雨皆逐漸趨緩，流動開始進入緩慢堆積段，故此區流速最小（約 0.16 m/s）。

4. 土石流地聲頻譜特徵

本文擷取 2012 年兩場土石流事件之地聲及次聲監測資料進行分析，經與 CCD 影像初步比對後，發現此兩事件次聲反應與地聲頻譜較無同步對應關係。其原因可能與土石流發生時之風切、雷擊聲響與逕流等其他背景噪音影響所致，此部分仍待後續探討及釐清。本文僅就地聲特徵訊號與影像獲取的運動特徵進行比對分析。

土石流地聲主要為監測土石流流經堤岸時，其顆粒運動經由固體介質傳遞所產生之振動，並根據所量測訊號振幅與振幅延時，經由頻譜分析所得之特徵頻率來判定。圖 17 為 2012/06/21 下午 17:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析，地聲通常於土石流接近測站時感測到訊號強烈訊號反應，這場土石流事件由 FFT 分析結果顯示其特徵頻率介於 15-40Hz 之間。如圖 18 所示，地聲 HHT 分析結果說明土石流頻率之時變性，其前端

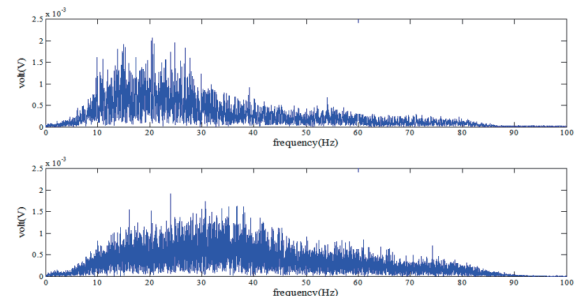


圖 21 2012/08/02 土石流波峰到達前、後地聲 FFT 分析

Fig.21 FFT spectrum analysis before and after debris flow passage (2012/08/02)

隆起時低頻 (15~30 Hz)，一旦波峰進入測站，振幅將影像可估算影格最前端特定位之土石流移動速度，而流動深度則可透過事發前後現場空間測量比對而得。圖 16(a) 顯示穩定流深段對照於地聲訊號為峰值陡升段 (17:47:41-17:48:25)，表示土石流於流深穩定段可發散較高能量之應力波。而 HHT 頻譜分析可判定未飽和土石流波峰最大流深處，因巨礫碰撞與摩擦現象頻繁，導致分析之結果呈現高能量與較低特徵頻率特性。土石流尾端土體因飽和含水量較高，表面多逕流，其材料組成以細顆粒及泥料成份為主 (跳躍級配)，顆粒交互碰撞行為驟減 (以高含砂水流為主)。土石流後端處流深與流量減小，此時地表逕流所反映的地聲特徵頻率明顯高於波峰段。

圖 19 為 2012/08/02 09:47-09:52 在地聲訊號上亦有顯著能量反應，此一反應之歷時約 3 分 15 秒，FFT 分析結果呈現其整體訊號之特徵頻率介於 15-45 Hz 之間。此訊號波形屬於一典型土石流的地聲型態，由 09:47 分強度開始逐漸增強，約 09:50 分時達到峰值而後隨之遞減，此因土石流由遠處逐漸靠近測站而導致所感測之訊號逐漸增強，整體訊號的能量最高點應為土石流最接近測站之時間點。

此外，於 09:51:06 時地聲訊號強度驟然降低至背景噪音範圍，對照 CCD 影像上也進一步確認土石流波峰於此時間停止流動，致使地聲訊號強度亦隨之驟減，因此地聲訊號之強弱可作評估為土石流與觀測站距離遠近指標。為了探討土石流時間-頻率-強度之變化關係，本事件同樣以 HHT 進行地聲訊號之分析 (圖 20)，以 09:48:00-09:49:30 時段作為分析區間，土石流未到達測站前特徵頻率相對於 09:49:30 後至流動停止間，其特徵頻率變化之範圍頻率有較低之趨勢。若將此兩時間段取 16384 個訊號點作 FFT 分析後，其結果如圖 21(上)，可觀察到 09:48:00-09:49:30 之間特徵頻率介於 15-25 Hz，而 09:49:30 後至流動停止間特徵頻率變化為 25-45 Hz 之間 (圖 21(下))，其造成原因與 06/21 事件之波峰前後材料組成差異有關。

波動於介質傳遞之特性為頻率越低其波長較長、能量衰退較低，因此傳遞距離較遠，而當頻率高時則相反。因此以下推斷可能造成此頻率差異的原因之一，以土石流離測站距離而言，距離測站越遠時所量測為頻率較低之地聲訊號，表示此距離為低頻之能量可傳遞到最遠距離仍未消逝，當土石流流動距離測站越近時，頻率較高之波動能量於未衰退之前可藉由地聲感測器紀錄之，因此由頻譜分析後所得之頻率域則

較廣。然此頻率差異現象未來仍需進一步釐清其與整體流動以及內部顆粒運動機制之關係。

五、結 論

本文探討降雨誘發火炎山一號坑土石流之特性、臨界降雨條件與監測特徵值。由 2006-2012 年之資料可知，火炎山臨界累積雨量與降雨強度之關係為 $I=21(R_e-57.5)+3$ ，另降雨強度與延時之臨界線可表示為： $I=41.1D-0.77$ 。該結果說明土石流雨量門檻值為 57.5 mm 的有效降雨量，之後若超過 3 mm/hr 之強度即有可能觸發土石流。土石流之臨界降雨與土石流之流動距離 (規模) 有關，一號坑土石流之集水面積小，觸發降雨強度以 10 分鐘雨量較具代表性，在有適量前期降雨時，當 10 分鐘降雨達 3.5mm 便足以造成源頭區小規模之土石流。

經由現地勘查與光達地形掃描比對，火炎山土石流發生機制主要由上游崩崖料源區之崖錐堆積及溪床上土堆潰決溢流破壞所主導。不同規模的降雨量與料源堆積將控制土石流的流動型態及流出範圍。高累積降雨誘發大規模土石流歷程較長，其卵礫石層間的泥料多由孔隙伴隨地表逕流流出，土石流的運動型態偏向稀性礫石土石流，在流動過程常造成主河道刷深。中低強度降雨引起小規模潰壩土石流的歷時較短，多數泥料仍沉積於堆積土體中。一旦發生破壞，卵礫石伴隨著泥料向下流動呈黏性土石流，流動路徑上也明顯有側積堤的地貌。

此外，本文分析火炎山礫石型土石流波峰的側面對流與陣流現象，並進行土石流流動段的 PIV 流場量測，兩次土石流事件之平均流速約為 0.60 m/s(6/21) 與 0.82 m/s(8/2)。兩次土石流事件的地聲特徵頻率介於 10-50 Hz。其中，土石流波峰通過前後之地聲特徵頻率明顯受到土體內部含水量條件所控制，波峰前端特徵頻率 (15-30 Hz) 稍低於含水量高之後端流體 (25-50 Hz)。另土石流規模與音源與測站距離也將影響地聲強度的歷程。

誌 謝

本文承蒙國科會補助計劃經費 (NSC-100-2625-M-008-008)，研究過程中承蒙中山科學研究院第五所雷射物理組、迅聯光電及自強工程顧問公司於光達掃描協助與資料提供，林務局新竹處協助觀測事宜，謹此一併致謝。

參考文獻

- [1] 林俊全、鄭遠昌、任家弘 (2007), 苗栗三義火炎山地區的沖蝕特性之研究, 中華水土保持學報, 第38期, 第3卷, 頁275-285。(Lin, J.C., Cheng, Y.C., and Jen, C.H. (2007). Characteristics of the Erosion in Hoyenshan Area, Miaoli, *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 38(3), 275-285. (in Chinese))
- [2] 林俊全、陳毅青、林建偉、任家弘、阿信舒特、瑪格利特博斯 (2008), 礫石河道的沖蝕試驗之研究-以火炎山礫石沖積物為例, 環境與世界, 第17期, 頁21-36。(Lin, J.C., Chen, Y.C., Lin, J.W., Jen, C.H., Schulte, A., and Böse, M. (2008). Experiment on Fluvial Processes of Conglomerate channel-an Example of Hoyenshan Conglomerate Sediments. *Environment and Worlds*, (17), 21-36. (in Chinese))
- [3] 吳仁明、趙家明 (2008), 苗栗火炎山崩塌地變遷對土石流發生之研究, 環境管理與研究, 第9卷, 第1期, 頁129-149。(Wu, J.M., and Chao, C.M. (2008). Study on occurrence of debris flow induced by landslide change in Hoyan Mountain. *Environmental management and research*, 9(1), 129-149. (in Chinese))
- [4] 周憲德 (2003), 坡地災害次聲特性與監測系統之研究, 農委會水土保持局研究成果報告。(Chou, H.T. (2003). Infrasound Characteristics and Infra-sonic Monitoring, Soil and Water Conservation Bureau, Research Report. (in Chinese))
- [5] 周憲德、張友龍、章書成 (2005), 土石流運動時之次聲特性監測及分析, 水土保持學報, 第36卷, 第3期, 頁233-238。(Chou, H.T., Chang, Y. L., and Zhang, S.C. (2005). Infrasound Monitoring and Analysis of Debris-Flow Movement. *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 36(3), 233-238. (in Chinese))
- [6] Wang, G., and Sassa, K. (2003). "Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content." *Engineering Geology*, Vol. 69, 109-125.
- [7] Cooley, J.W., W. Lewis, P.A., and Welch, P.D. (1969), "The fast Fourier transform and its applications", *IEEE Transactions on education*, Vol. 12(1), 27-34.
- [8] Huang, N.E., Shen, Z. Long, S.R., Wu, M.C., Shih, H.H., Zheng, Q., Yen, N.C., Tung, C.C., and Liu, H.H. (1998), "The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Nonlinear and Non-stationary Time Series Analysis", *Proc. R. Soc. London*, Vol. A 454, 903-995.
- [9] Keefer, D. K., Wilson, R. C., Mark, R. K., E. Brabb, E. W., Brown, M., Ellen, S.D., Harp, E. L., Wieczorek, G. F., Alger, C. S., and Zatzkin, R. S. (1987), "Real-Time Landslide Warning During Heavy Rainfall", *Science*, Vol.238, 921-925.
- [10] 江永哲、林啟源 (1991), 土石流之發生雨量特性分析, 中華水土保持學報, 第22卷, 第2期, 頁21-37。(Chiang, Y.C., and Lin, C.Y. (1991). An Analysis of Rainfall Characteristics for Debris-Flow Events in Taiwan, *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 22 (2), 21-37. (in Chinese))
- [11] 周憲德、廖偉民、姚善文 (2002), 土石流降雨臨界條件之分析, 中國土木水利工程學刊, 第14卷, 第4期, 頁1-8。(Chou, H.T., Liao, W.M., and Yao, S.W. (2002). The study of critical rainfall threshold on debris flow. *Journal of the Chinese Institute of Civil & Hydraulic Engineering*, 14 (4), 1-8. (in Chinese))
- [12] 李明熹 (2006), 土石流發生降雨警戒分析及其應用, 國立成功大學水利及海洋工程研究所, 博士論文。(Lee, M.S. (2006). Rainfall-Based Debris-Flow Warning Analysis and Its Application, Department of hydraulic and ocean engineering, National Cheng Kung University, PhD Thesis. (in Chinese))
- [13] Chen, C.Y., Chen, T.C., Yu, F.C., Yu, W.H., and Tseng, C.C. (2005). "Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring", *Environmental Geology*, Vol. 47, 715-724.
- [14] Parsons, A.J. (1988), *Hillslope Form*, London and New York, Routledge.
- [15] Lee, C.F., Chou, H.T., and Capart, H. (2013) "Granular segregation in narrow rotational drums with different wall roughness: Symmetrical and asymmetrical patterns." *Powder technology*, Vol. 233, 103-115.
- [16] 游繁結 (2005), 土石流維持流動之機制探討 (I), 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。Yu, F.C. (2005). Study on the Mechanism of Debris-Flow to Maintain Flowing (I), National Science Council, Research Report. (in Chinese)
- [17] Stamhuis, E.J. (2006). "Basics and principles of particle image velocimetry (PIV) for mapping bio-

- genic and biologically relevant flows.” *Aquatic Ecology*, Vol. 40, 463-479.
- [18] Rockstroh, L., Wahl, S., Wang, Z., Werner, P., and Simon, S. (2011) “An image filter technique to relax particle image velocimetry,” 19th European signal processing conference 2011, Barcelona, Spain.
- [19] Johnson, C.G., Kokelaar, B.P., Iverson, R.M., Logan, M., LaHusen, R.G., and Gray, J.M.N.T. (2012). “Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, F01032.
- [20] 張友龍 (2012), 應用次聲與地聲之土石流現場觀測與雨量臨界分析, 國立中央大學土木工程研究所, 博士論文。(Chang, Y.L. (2012). *Applied Infrasound and geophones in detecting debris flows in the field and analysis of rainfall threshold curve*, Department of civil engineering, National Central University, PhD Thesis. (in Chinese))
-
- 2012年11月13日 收稿
2013年01月22日 修正
2013年03月08日 接受
(本文開放討論至2013年12月31日)