

火炎山土石流之地貌變遷與流動型態分析

周憲德^[1*] 楊祥霖^[2] 李璟芳^[3] 黃郅軒^[4]

摘要 山區蝕溝驟發性之礫石型土石流因其流速快、堆積深度大且巨礫集中，對於下游經常造成嚴重土砂危害。本研究以苗栗縣三義火炎山一號坑雙聲監測系統配合即時影像與雨量觀測資料，針對不同土石流流動型態與地聲訊號間之關係，將該集水區內之土石流分為黏性土石流與稀性水石流兩類。本文主要以 2013/5/22 降雨引起之火炎山土石流事件研究，並以光達掃描產製之高程數值地形，判釋災後渠道內土石流波峰及自然堤特徵。由頻譜分析結果得知地表逕流與土石流訊號分析得知地聲訊號反應較次聲良好，且地表逕流頻譜主頻分佈較土石流頻譜略高，本次事件地表逕流頻譜特性介於 30-45Hz；土石流頻譜特性則在 10-32Hz。最後藉由地聲訊號之振動強度與土石流流量、流深所建立之關係，可研判火炎山土石流流動類型與規模之判斷準則，並提供未來預警系統之建立依據。

關鍵詞：土石流、火炎山、地貌變遷、自然堤、地聲訊號。

The Landscape Variations and Flow Patterns of Debris Flows at Houyenshan, Miaoli, Taiwan

Hsien-Ter Chou^[1*] Hing-Lin Yang^[2] Ching-Fang Lee^[3]
Chih-Hsuan Huang^[4]

ABSTRACT Debris flows running from mountainous gullies are often with destructive high velocities, large buried depth and great number of coarse particles and may cause serious slope disasters. By analyzing the geophone, acoustic systems, real-time CCD images and the rainfall data in the gully 1 catchment at Houyenshan, Miaoli, one can classify the debris flow into two different flow patterns such as viscous debris flow and diluted debris flow based on their flow characteristics. This paper studies the rainfall-induced debris-flow event on May 22, 2013. The multi-temporal digital elevation model produced by airborne and terrestrial LiDAR was also adopted to map the location of wave surge and nature levées after debris flow events. Frequency distribution of surface runoff is higher than that of debris-flow events. The frequency spectrums of surface runoffs are 30 to 45Hz, while the frequency spectrum of debris flows are 10 to 32Hz. Through testing both geophone and acoustic systems by CCD-image system, it can be concluded that the signals of geophone sensors, by frequency spectrum analysis and judging signal duration and their amplitudes can be regarded as the basis of debris-flow warning system.

Key Words: Debris flow, Houyenshan, landscape variation, natural levées, geophone signals.

-
- [1] 國立中央大學土木工程學系教授
Professor, Department of Civil Engineering, National Central University, Jhongli, 320, Taiwan (*通訊作者 E-mail: htchou@cc.ncu.edu.tw)
- [2] 國立中央大學土木工程學系碩士
Master, Department of Civil Engineering, National Central University, Jhongli, 320, Taiwan
- [3] 財團法人中興工程顧問社防災科技研究中心副研究員
Associate Researcher, Disaster Prevention Technology Research Center, Sinotech Engineering Consultants, INC., Taipei 114, Taiwan
- [4] 國立中央大學土木工程學系專任研究助理
Research assistant, Department of Civil Engineering, National Central University, Jhongli, 320, Taiwan

一、前言

臺灣地形多高山，河川坡陡流長，加上地質破碎及年降雨量高，如颱風、梅雨汛期所帶來之豪雨經常造成坡地土砂災害。為了提早預測災害發生，雨量為最常使用之評估指標，其設置雖較為簡易，惟無法得知土石流規模、河床堆積狀態及土石流確切發生時間，致使其預警準確度難以提昇。近年來為提高土石流預警系統準確度，各類接觸式與非接觸式感測器已逐漸被應用於土石流監測系統，如地聲探測器(geophone)、鋼索檢知器(wire sensor)、地下水導電度(electrical conductivity)感知器及攝影機(CCD)等。其中地聲探測器多埋設於堤岸旁，以紀錄土石流通過時之地聲訊號；而鋼索檢知器則設置於河道側岸，利用土石流波峰通過時，將鋼索扯斷發佈觸發訊號，以提供下游地區發佈土石流警訊。

土石流發生歷程從幾分鐘到幾小時不等，流動時流動土體內部礫石土砂相互碰撞摩擦，並撞擊渠道堤岸與底床誘發低鳴聲(次聲)與地表振動(土石流地聲)。關於土石流地聲研究，黃清哲(2013)曾彙整國內外地聲探測器所測得土石流所造成之地表振動，特徵頻率分佈介於 10-150 Hz，而周憲德等(2013)則提出苗栗縣火炎山礫石型土石流地聲特徵頻率約介於 10-50 Hz 之間，而次聲特徵頻率顯示皆分布於 5Hz 以下(張友龍，2012；許家銘，2013)。本文主要探討 2013 年 5/22 火炎山一號坑降雨所誘發之土石流事件，由於本事件有效累積降雨僅有 26.2 mm，遠較過去火炎山土石流促發降雨紀錄為低。為了瞭解低降雨事件於溪床堆積特性與土砂運移行為，本研究透過現場影像紀錄及雨量資料將土石流流動形態進行分類，藉由不同流態之土石流流量與地聲訊號比對分析。並以光達掃描量測與災前後現場調查結果，探討土石流於不同流動形態下，其地聲訊號與特徵頻率與土石流規模、流深之關係。

二、研究區域與方法

1 地文與水文條件

本研究範圍位於苗栗三義火炎山自然保留區的一號坑流域。火炎山標高 602 m，位於三義鄉和苑裡鎮的交界，南臨大安溪，屬第四紀礫岩頭崙山層。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(a))。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，是台灣適合觀測礫石型土石流處所之一。火炎山地形如圖 1(b)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；而本研究之一號坑集水區對於中苗六號公路隧道口造成土石流淤塞的威脅最高。造成火炎山土石流的水文條件主要為颱風與暴雨事件，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累積，並造成集水區內逕流集中。

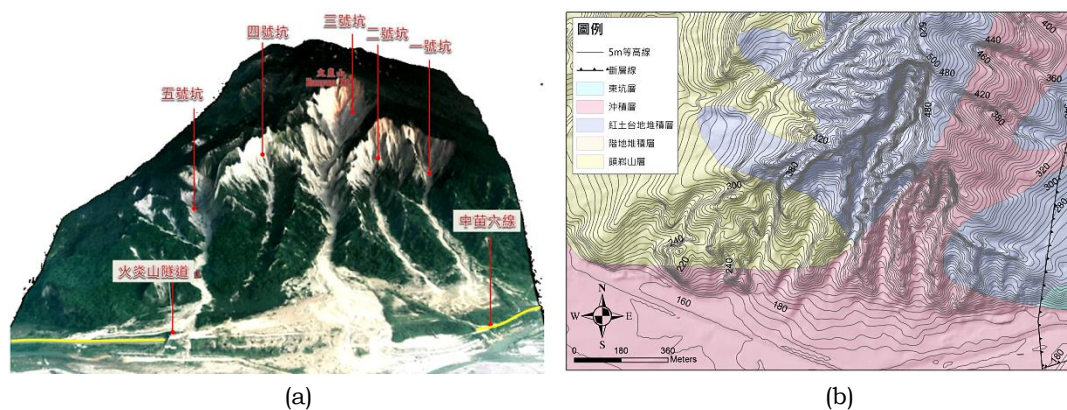


圖 1 (a)火炎山三維地形(2012/5/15)與(b)地質圖

2 觀測系統與地形量測

為了解火炎山一號坑土石流之動態特徵與流動行為，本研究於一號坑中游匯流口左岸處設置一土石流觀測站(圖 2)，觀測設備計有紅外線夜視 CCD 攝影機(4 組)、地聲與次聲觀測系統、雨量計(中游與下游火炎山隧道東口處各一座)、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。觀測系統之建置有助於土石流事件發生後，透過各類觀測儀器之紀錄資料，分析判定發生土石流之臨界降雨條件與流動特徵，並提供研究觸發礫石型土石流流動之定量分析依據。本研究於 2013 年 5/22 土石流事件發生前利用地面光達進行一號坑地形測量(Riegl VZ620; 2013/4/20)，並於同年 6/22 以空載光達對一號坑集水區進行災後掃描(Riegl LMS-Q680i; 2013/6/13)。透過不同時期數值地形模型的建立，可配合現地調查結果，分析近年來上游崩塌裸露區演育與對一號坑中、下游河道流之土石運移特性，並提供土石流運動影像紀錄之參考點空間資訊(如流深)。



圖 2 火炎山一號坑監測配置示意圖

3 希爾伯特-黃轉換

本研究之土石流聲頻特徵訊號採希爾伯特-黃轉換法(Hilbert-Huang Transform, HHT; Huang et al.,(1996))進行特徵頻譜分析，希爾伯特-黃轉換法為黃鐸等人於 1998 年提出以經驗模態分解法(Empirical Mode Decomposition, EMD)，用以分析、處理非穩態及非線性訊號。將原訊號以 EMD 分解成數個內部模態函數(Intrinsic Mode Functions, IMF)分量，而後經過希爾伯特轉換(Hilbert Transform, HT)處理後，將訊號能量-頻率-時間之分佈表達成三維頻譜，稱之為希爾伯特頻譜(Hilbert Spectrum)。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：

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

式(1)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。上式提供每一個時變分量的振幅及頻率函數。在 HHT 中，其相位角為時間之函數，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。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。

4 聲頻包絡線偵測

土石流量體規模與聲源與測站距離將影響地聲訊號之強弱分布，為了進一步確認地聲訊號能量與流動深度之關係，本研究以上包絡線圈繪土石流地聲訊號(丁蒼毅(2007))，方法為將地聲訊號最大值訊號進行正規化，接著以平滑濾波器(Smoothing Filter)與低通濾波器(Low Pass Filter)處理，最後使用二階巴特沃斯濾波器(Butterworth Filter)以 0.2 Hz 作為截止頻率，再將高頻訊號濾除後進行第二次正規化，即可求得土石流聲頻訊號之能量包絡線(圖 3)。本分析結果將與後續影像分析所獲取之流深歷線比較，以探討其與土石流流量餘時間軸上之相關性。

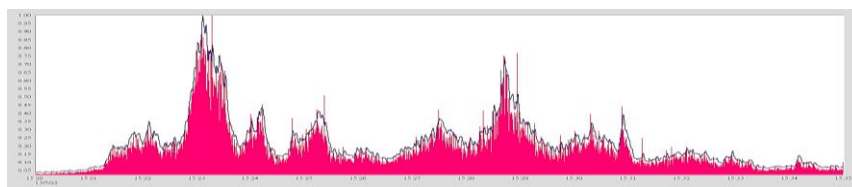


圖 3 地聲訊號能量包絡線偵測(縱軸:mm/s; 橫軸:min)

三、雨量分析與致災成因

1 降雨分析

造成 2013/5/22 於火炎山一號坑之土石流事件主因為滯留鋒面降雨，其降雨特性如表 1 與圖 4 所示，雨量分析採 4mm-6hr-4mm 兩場分割方法進行致災雨場劃分。5/17-5/22 期間總累積降雨為 149 mm，最大降雨強度為 38 mm/hr(5/21 00:00)，降雨型態多為偶發間歇性降雨，上游段河道土壤含水量已於前期降雨中逐漸浸潤飽和，並於 5/22 15:22 短延時強降雨強度下引發土石流事件($I=41.5$ mm/hr)。由於火炎山一號坑集水區面積較小、集流時間短，所需觸發土石流產生所累積雨量的時間較短，故以每 10 分鐘降雨量較能呈現有效累積降雨特性(圖 4)。本次降雨資料顯示該雨場之延續時間為 3hr，最大 10 分鐘降雨強度為 21.5 mm/10min，雨場平均降雨強度為 13.8 mm/hr。

表 1 2013/5/22 土石流事件降雨特性

土石流發生時間	降雨成因	降雨延時(hr)
15:22	滯留鋒面	3
10 min 降雨強度(mm/10min)	瞬時降雨強度(mm/hr)	有效累積降雨(mm)
21.5	41.5	34.5

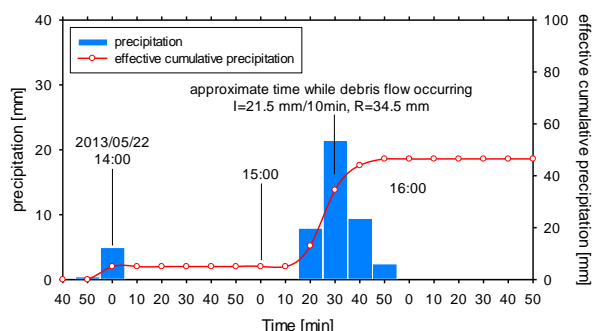


圖 4 2013/05/22 土石流事件降雨組體圖

根據過去火炎山土石流紀錄表與雨量資料，本研究更新了一號坑集水區 2006-2012 年繪製之土石流致災臨界雨量線。有效累積雨量是以前述兩場分割準則切割後，從土石流發生前的雨場起點至觀測到土石流訊號起始點累加雨量，而臨界雨量強度則為當次發生土石流發生時間點前一小時的降雨強度。由於雨量資料所得其趨勢接近瀨尾克美等(1978)等所建立之臨界雨量線關係，故將周憲德等(2013)所建立火炎山雨量臨界公式更新如圖 5，其雨量臨界公式為(2)式：

$$I_c = 21 / (R_e - 26.2) + 3; \quad (R_e > 26.2) \quad (2)$$

式(2)中， I_c ：臨界雨量強度(mm/hr)； R_e ：有效累積雨量(mm)。由圖 5 可知雨量臨界值降低，過去無發生土石流的事件部份於可能發生土石流區域內，且有效累積降雨則可能小於降雨強度，因此判定土石流產生可能受到前期降雨與局部地形之潰壩所主控。另將火炎山土石流致災雨量強度與降雨延時兩參數進行分析，如圖 6 包含了 2006-2012 年間數場土石流之降雨資料，並將火炎山現有降雨土石流事件資料更新至 2013/5/22 事件，繪製後之臨界降雨線如下式：

$$I_c = 26.15D^{-0.63} \quad (3)$$

上式中， I_c 為臨界平均降雨強度；($I_c = R_e / D$)； D : 降雨延時。相較於 Chou et al. (2013) 臨界降雨線研究成果，由圖 6 可看出近年來觸發火炎山土石流事件降雨強度與延時門檻有下降趨勢。表示當火炎山河道上有足夠堆積土石或堰塞地形，僅需要較小之降雨強度與較短延時即可能觸發土石流發生。

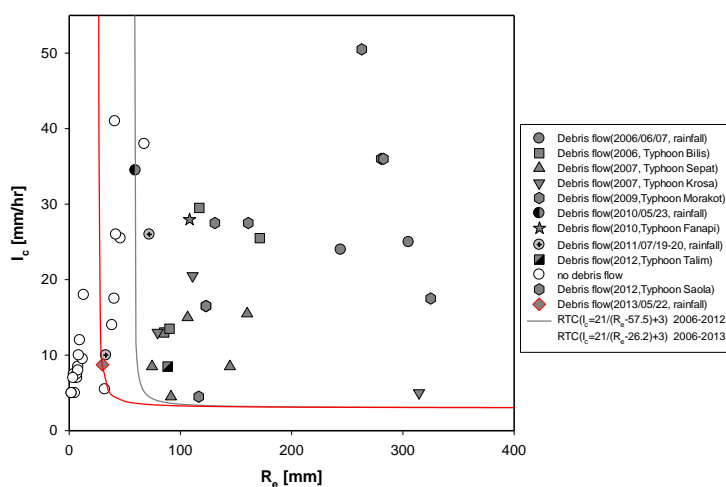


圖 5 一號坑土石流累積降雨與降雨強度關係圖

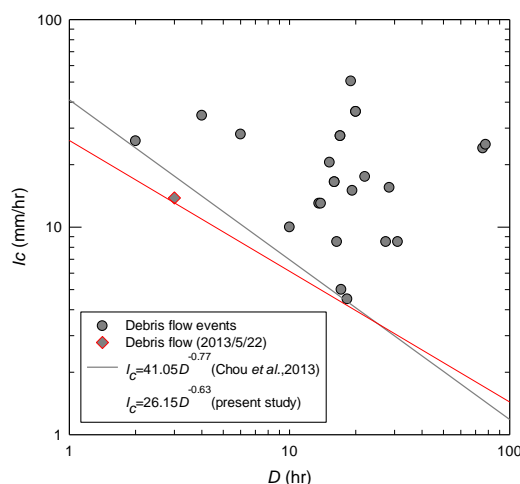


圖 6 一號坑土石流降雨延時與強度關係圖

2 現地調查與啟動條件

山區溝谷河道之底床升降變異與集水區產砂量息息相關，自 2009 年莫拉克颱風後，火炎山一號坑河床地形由冲刷轉為淤積，直至 2012 年泰利颱風後，一號坑河道始呈現短暫下刷跡象。惟 2012 年蘇拉颱風侵襲過後，目前集水區內河道又逐漸恢復淤積型態。從近幾年降雨所引發的土石流事件中，常發現其累積雨量多小於 100 mm 即達到誘發土石流之門檻，因此可研判於每次重大颱風事件後，上游崩塌區的崖錐堆積與局部逕流冲刷作用將降低土石流的觸發臨界雨量門檻值。

比較兩期光達數值地形、影像紀錄與現地調查結果，可確認 5/22 之首波土石流(15:21:31)主要由上游右側支流所流出，如圖 7 所示，於 2013/4/21(災前)與 6/13 光達掃瞄地形上，可明確發現一號坑右側支流上游料源區存在四處崖錐堆積(圖 7 中①與②)或 2012 年土石流所暫存之波峰巨礫堆積(圖 7 中③與④)，其中河床之上波峰堆積更可發現明顯之側岸自然堤。上述堆積地貌因處於狹隘之 V 型溝谷，造就了數道堵塞地表逕流之小型天然壩體，於降雨時易於壩後匯聚上游之地表水流。待滲流或溢流破壞形成小規模土石流，並於上游第一個堆積壩體潰壩後，冲刷流路上既有之土砂堆積使土石流規模逐漸擴大。該論點也間接驗證了 5/22 低累積降雨量條件下誘發上游堆積地形土石流之假設，而稍後左側支流所誘發之土石流現象(15:22:22)亦為類似之潰壩機制所引起。

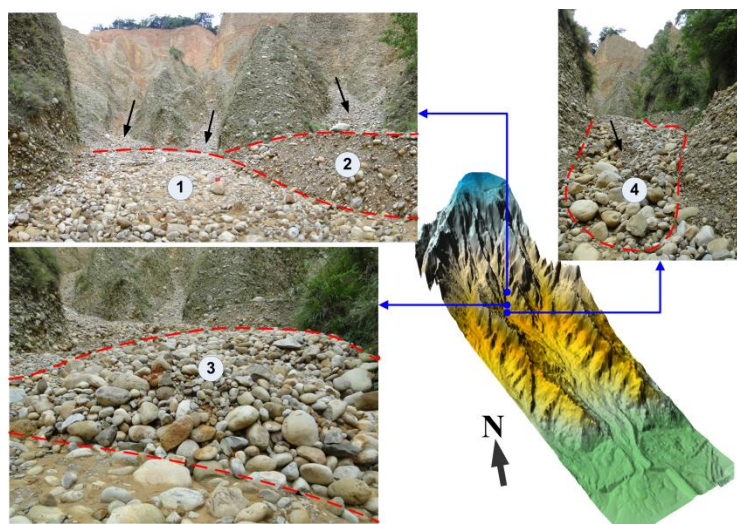


圖 7 一號坑上游崩塌區潰壩誘發土石流位置

四、土石流聲頻與流動特性

由於次聲聲頻於本事件中之土石流訊號不佳(暫不納入分析),本章主要透過空間轉換所得之座標資訊,將 CCD 影像量測獲取之流動深度與地聲訊號進行頻譜分析後之相關動態特徵進行比對,並依聲頻訊號強度與流深對土石流流動類型進行分類。

1 土石流流動深度

本研究採用 2013 5/22 15:21:00-15:34:59 時間段之現地土石流影像資料,經由影像內數個控制點之座標定位,以 30 FPS 頻率擷取影像中土石流流動深度,並將三台攝影機同時段影像資料各別分析後繪製流動深度歷時曲線(如圖 8)。其流動深度以左側上游支流(CCD#4)所量測值最高(~3 m,河道較窄),三組不同斷面所獲得之流深歷時曲線均顯示曾經歷兩次顯著之土石流波峰,且於留深尖峰於時間軸的遞移特性亦說明了土石流波峰遞移速度。

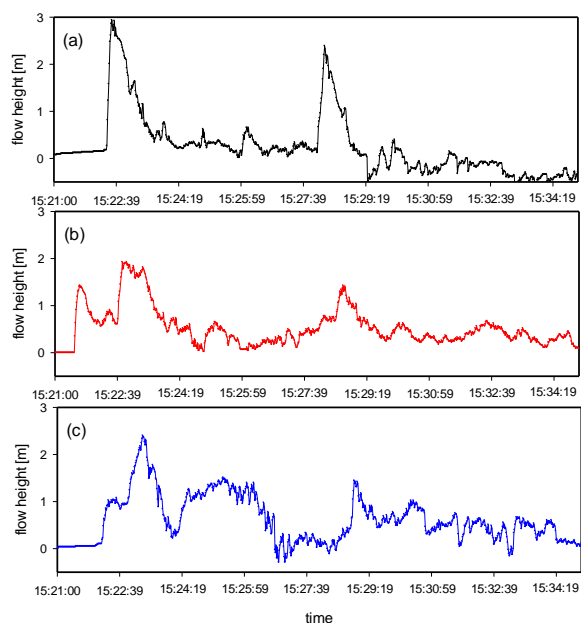


圖 8 土石流流動厚度：(a)上游左側支流(CCD#4)；(b)匯流點(CCD#3)；(c)下游(CCD#1)

2 土石流型態與地聲頻譜分析

Imaizumi et al.(2005)曾將土石流流動形態分為兩類：(1)以泥與水為混合體主的土石流與(2)含泥量較少，以卵石與砂礫為主之水石流。由於地聲探測器位置較鄰近匯流口 CCD#3 設置處，故以該 CCD 畫面作為土石流動態特性分析時間之基準，以判別各時間段之土石流流動形態。5/22 降雨事件誘發的土石流地聲訊號，經 HHT 頻譜分析後之結果如圖 9 所示，顯示整場土石流特徵頻率分布於 10-30 Hz。依據地聲訊號反應歷程與土石流材料組成性質(影像觀測)，本研究將 2013/5/22 15:21:00-15:34:59 土石流之時間段劃分為 13 段，依序為 A 至 M 段進行分析，以釐清兩類不同土石流流動形態的特徵頻率，並將前述流深分析結果彙整於表 2。

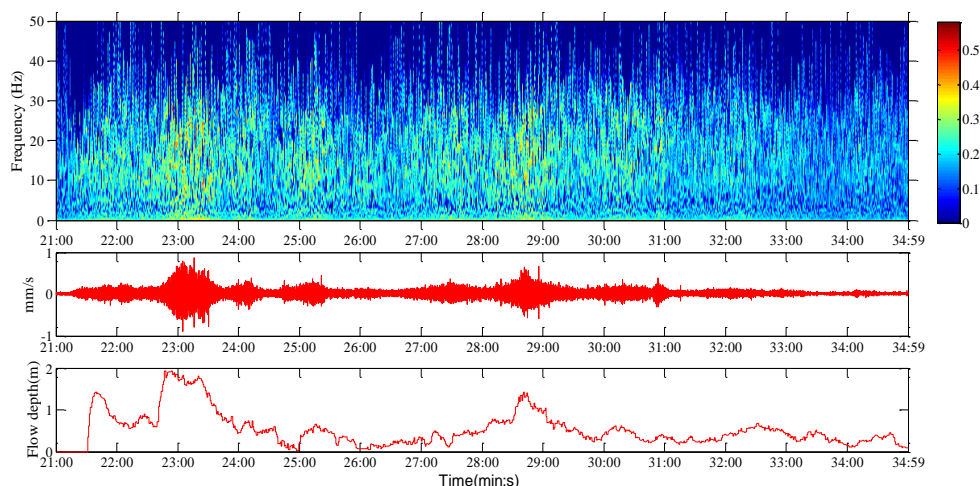


圖 9 土石流地聲 HHT 頻譜及訊號歷程、匯流口流動厚度(2013/5/22 15:21:00-15:34:59)

表 2 2013/5/22 土石流動態特性(15:21:00-15:34:59)

時間段	2013 5/22 15:00 pm	不同時間段土石流分析資料比對			
		流動厚度(m)	振動強度(mm/s)	土石流類型	地聲頻率 (Hz)
A	21:00-21:30	0	0.163	地表逕流	10 ~ 20
B	21:31-21:57	0.929	0.210	水石流	15 ~ 27
C	21:58-22:39	0.562	0.258	無法判釋*	15 ~ 25
D	22:40-23:35	1.792	0.797	水石流	15 ~ 28
E	23:36-24:52	0.626	0.250	土石流	10 ~ 25
F	24:53-26:00	0.518	0.366	土石流	10 ~ 25
G	26:01-26:51	0.216	0.149	土石流	10 ~ 20
H	26:52-28:29	0.669	0.353	土石流	10 ~ 25
I	28:30-29:00	1.361	0.490	水石流	15 ~ 27
J	29:01-29:58	0.691	0.251	土石流	15 ~ 20
K	29:59-31:28	0.540	0.272	土石流	15 ~ 20
L	31:29-33:29	0.389	0.121	無法判釋*	13 ~ 31
M	33:30-34:59	0.130	0.102	土石流	15 ~ 32

*.鏡頭受降雨水滴影響，無法明確判釋其土石流類型。

各段土石流(含泥量較高)與水石流主要從圖 10 切割分析時域，該圖顯示了土石流流動厚度與地聲訊號包絡線間具有顯著的正相關特性。其中(A)段為土石流未抵達前之地表逕流地聲資料，(B)段雖流動厚度高，但其延時短、振動強度相對較低。因此後續之流量與振動強度分析將排除(A)、(B)兩段與(C)、(L)無畫面資料及流動深度小於 0.2 m 的資料點(地聲訊號較差)。本研究嘗試以振動強度與流動厚度對兩類土石流形態進行比較，圖 11 顯示水石流類型之土石流流動厚度(D)與振動強度(Ib)參數間具有較佳之冪次函數關係($R^2=0.692$)，反之，含泥量高之土石流發生時，所引起之地表振動強度較水石流為低，其與流動厚度間之關係也較不明顯。

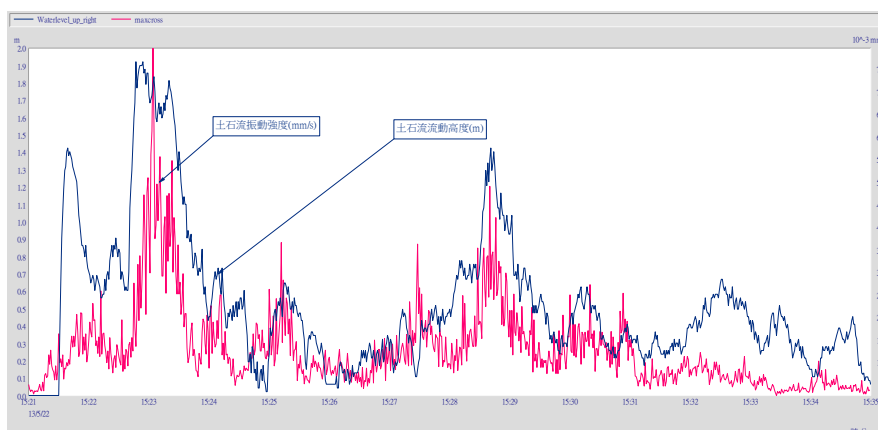


圖 10 包絡線偵測的最大值與流動厚度

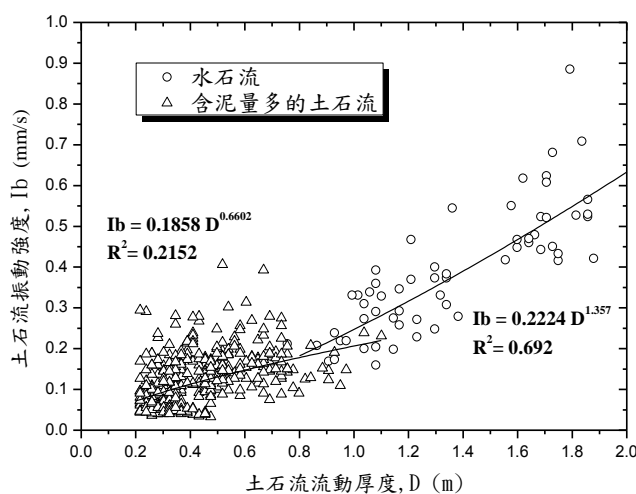


圖 11 兩類土石流流動厚度與振動強度關係圖

土石流於流動歷程各時間點之速度及流量可由曼寧公式加以推估，其關係如下

$$Q = A \frac{1}{K} \sin(\theta)^{1/2} D^{2/3} \quad (4)$$

式中，K:粗糙係數 ≈ 0.1 ； θ :河床坡度(匯流口渠道坡度約為 $10[\text{deg.}]$)；D:土石流流動厚度(m)；A: 匯流口斷面面積(m^2)。其中匯流口渠道斷面則以地面光達 (Riegl VZ-620)量測而得。另由圖 12 說明了兩類土石流流量與地聲訊號振動強度之關係圖，在相同之土石流振動強度下，水石流之流量略高於含泥量高之土石流。反之，當土石流流量相同條件下，因構成水石流之巨礫成分較高，其振動強度亦高於泥水為主之土石流。惟整體而言，仍以水石流類型於兩參數間之相關性較高，即地聲強度與水石流流量、規模有較好正相關。由圖 12 水石流流動厚度(D)與振動強度(Ib)之公式帶入曼寧公式(式 4)，換算可得水石流流量(Q)與振動強度(Ib)之關係。

$$Ib = 0.2224 D^{1.357} \quad (5)$$

$$Q = 187.48 Ib^{1.474} \quad (6)$$

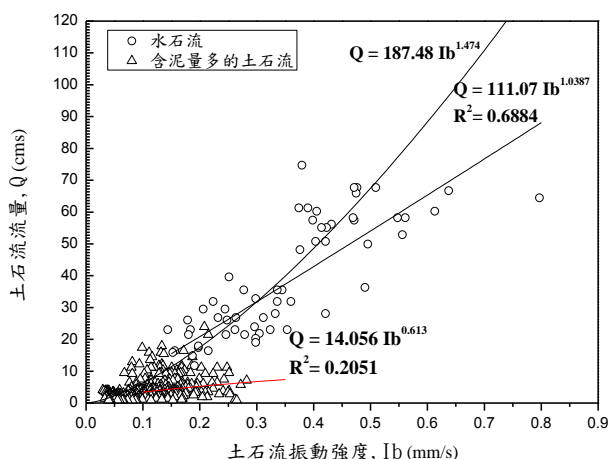


圖 12 兩種土石流類型流量與振動強度關係圖

為進一步研析水石流之動態特性，由表 2 採用與地聲訊號關係較佳之(D)、(I)時間段訊號，分別以 HHT 頻譜分析與流動厚度進行比較(圖 13、圖 14)。由圖可知兩時間段之水石流地聲頻譜分佈會隨土石流流動厚度產生些微變化，但特徵頻率仍多集中於 20 Hz。

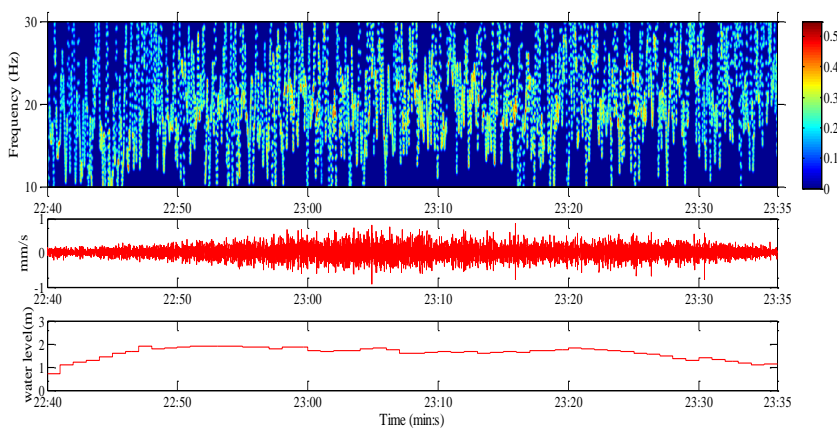


圖 13 (D)段 15:22:4-15:23:35 水石流強度 HHT 頻譜與流動厚度歷程線

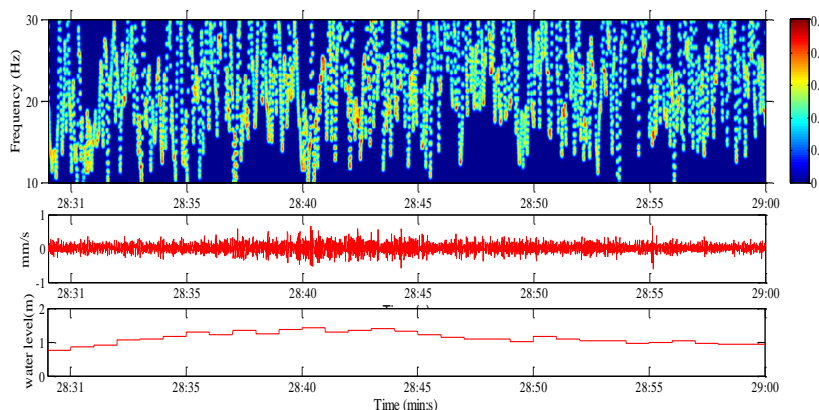


圖 14 (I)段 15:28:31-15:29:00 水石流強度 HHT 頻譜與流動厚度歷程線

另為了瞭解地表逕流之地聲特性(背景訊號)，本文亦將地表逕流事件與土石流事件之影像資料與地聲訊號綜合分析比對。地表逕流事件採用 2013/5/11 09:00:00-10:00:00 區間之資料，並取該時間段地聲反應較劇烈的時間段 09:29:40-09:30:20 進行 HHT 頻譜分析，結果顯示主頻分佈介於 15-40Hz 之間(圖 15)。而此時間段地聲經由 FFT 分析後，所得之主頻分佈落於 30-45 Hz 之間(圖 16)。若將 5/11 地表逕

流地聲與 5/22 土石流地聲頻譜分析結果進行比較，分析的頻譜特性除包含 60Hz 交流電雜訊外，地表逕流頻譜分佈通常較土石流頻譜為高。綜整本研究分析成果顯示，地表逕流頻譜特性約在 30-45 Hz，而土石流頻譜則多介於 10-32 Hz。

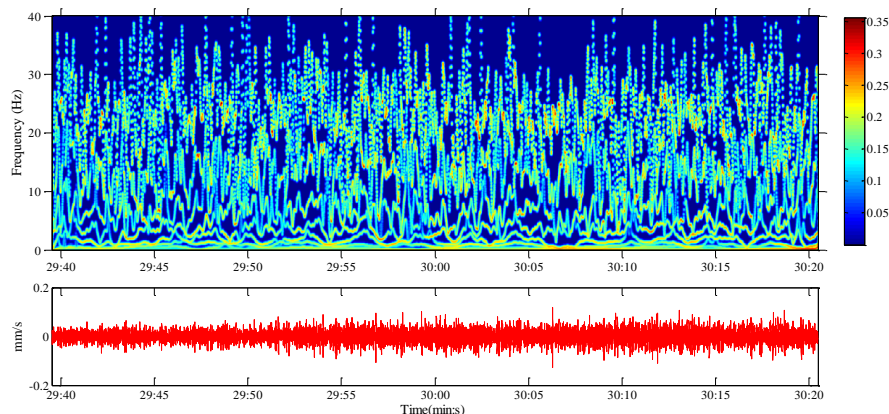


圖 14 地表逕流地聲之 HHT 頻譜圖(2013/5/11 09:29:40 ~ 09:30:20)

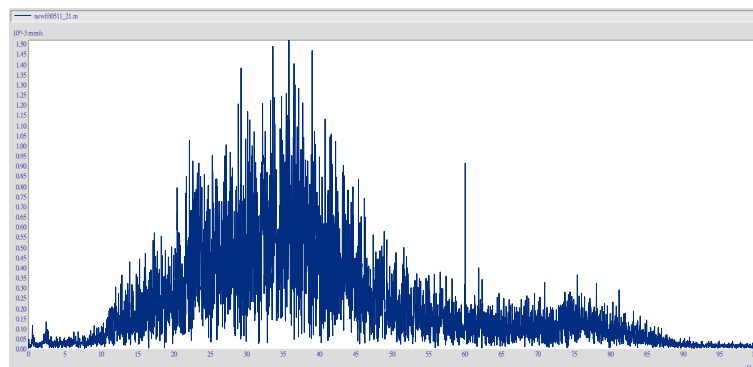


圖 15 地表逕流地聲之 FFT 頻譜圖(2013/5/11 09:29:40-09:30:20)

5. 結論

本文以現地調查、地形測量、致災雨量分析及觀測數據分析對 2013/5/22 之火炎山一號坑土石流事件進行研究，由頻譜分析結果得知地表逕流與土石流訊號分析得知地聲訊號反應較次聲良好，且地表逕流頻譜主頻分佈較土石流頻譜略高。以下茲將主要研究成果分述如后：

1. 近年來觸發火炎山土石流事件降雨強度與延時門檻有下降趨勢。當河道上有足夠堆積土石與堰塞地形條件下，僅需要較小之降雨強度與較短時間，即可能觸發產生土石流。因此以 10 分鐘降雨較能反應降雨促發條件。
2. 本研究將研究區土石流類型區分為水石流與含泥量較高之土石流，其中水石流流量、流深與地聲振動強度間具有良好之正相關；而含泥量多的土石流其流動厚度、流量與地聲振動強度間之相關性較低。
3. 相對於次聲訊號，土石流之動態特徵歷線與地聲訊號間具有較佳之對應關係，而地表逕流頻譜分佈會比土石流頻譜高，一號坑集水區之地表逕流頻譜特性介於 30- 45Hz，而土石流頻譜特性則於 10-32Hz。

誌謝

本文承蒙國科會補助計劃經費(102-2625-M-008-004)，研究過程中承蒙自強工程顧問公司空載光達測量團隊及中山科學研究院第五所雷射物理組於光達掃瞄協助，林務局新竹林管處協助觀測事宜，謹此一併致謝。

參考文獻

1. 黃清哲、朱崇銳、田宗謨、尹孝元(2013), 「土石流光纖感測系統之整合與應用」, 中華水土保持學報, 44(3):191~201。
2. 周憲德、李璟芳、黃鄧軒、張友龍(2013), 「火災山礫石型土石流之監測與流動特性分析」, 中華水土保持學報, 44(2):135-159。
3. 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學系博士論文。
4. 許家銘(2013), 「三義火災山土石流現地監測資料之分析與判識」, 國立中央大學土木工程學系碩士論文。
5. 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. (1996), "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.
6. 丁蒼毅(2007), 「使用低壓量測方法之連續血壓量測系統」, 國立中央大學電機工程學系碩士論文。
7. 瀨尾克美、橫部幸欲 (1978), 土砂害と降雨量について, 新砂防, 108: 14-18(in Japanese).
8. Imaizumi, F., Tsuchiya, S. and Ohsaka, O.,(2005), "Behaviour of debris flows located in a mountainous torrent on the Ohya landslide", Can. Geotech. J. 42: 919-931.