

極端水文事件土砂量對陳有蘭溪河川型態演變影響分析

陳樹群^[1] 施佩瑜^[1] 吳俊鎰^{[2]*}

摘 要 陳有蘭溪集水區由 1999 年集集地震至 2009 年莫拉克颱風約產生 $158.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ 土砂量, 巨量土砂產出在主河段造成河段淤積、拓寬及擺盪; 以 2004 年及 2010 年 DEM 比較結果, 支流匯入溪處是主要土砂堆積處, 又以郡坑溪匯入處之淤積 2.9 m 及十八重溪匯入處之淤積 2.6 m 為最; 受土砂淤積影響, 在十八重溪上游匯入處上游河段以河道擺盪及河岸淘刷為主, 在十八重溪匯入處下游河段則以河道拓寬及主深槽刷深為主。

關鍵詞: 巨量土砂產出、土砂淤積、河川型態、陳有蘭溪。

Sediment Influence Associated with Extreme Events on the Channel Pattern in the Chenyoulan River

Su-Chin Chen^[1] Pei-Yu Shin^[1] Chun-Hung Wu^{[2]*}

ABSTRACT The total sediment yield from the 1999 Chichi earthquake to Typhoon Morakot in 2009 in the Chenyoulan River watershed is around $158.1 \times 10^6 \text{ m}^3$. The excess sediment yield has resulted in serious sediment deposition, widening river width and river meandering in the Chenyoulan River. By comparison of DEMs from 2004 and 2010, sediment deposits are obvious at the convergences of the tributaries and the in main river. Especially apparent are the deposited depth of 2.9 m at the convergence of the Junkeng River and the main river and the deposited depth of 2.6 m at the convergence of the Shibachong River and the main river. The serious sediment deposition has also resulted in river meandering and serious scouring upstream from the convergence of the Shibachong River and the main river, and widening river width and scouring in the main channel downstream from the convergence of the Shibachong River and the main river.

Key Words: Excess sediment yield, sediment deposition, river morphology, Chenyoulan River.

一、前 言

巨量土砂匯入河川的事件通常發生在豪雨或融雪(如在 1998 年加拿大埃爾斯米爾島, 發生因融雪導致洪水, 並在 4 小時內輸送佔該季 32% 的土砂量, Lewis et al., 2005) 引發的洪水事件, 台灣則以夏秋兩季的颱風或豪雨事件為主。巨量土砂的來源除了由豪雨所誘發集水區上游的大量崩塌或土石流等災害外, 洪水在河

岸兩旁引發的嚴重河岸淘刷或底床淘刷也是造成河川土砂輸送量增加的主因。極端洪水事件往往被視為可啟動大量輸砂量且具有重新塑造 (reshape) 河川型態的能力 (Coppus, R. and Imerson, A.C., 2002), 如在南非 Sabie 河在 2000 年因豪雨引發超過 200 年頻率的極端洪水事件, 嚴重改變河川型態 (Heritage et al., 2004)。過往研究曾指出巨量土砂由支流匯入主流的反應, 不論在平原河川或山區河川, 通常以堆積在支流與主流

[1] 國立中興大學水土保持學系

Department of Soil and Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan, R.O.C.

[2] 逢甲大學水利工程及資源保育學系

Department of Water Resource Engineering and Conservation, Feng Chia University, Taichung, Taiwan, R.O.C.

* Corresponding Author. E-mail: chhuwu@fcu.edu.tw

的交匯口處為主 (Zinger et al., 2011)，在交匯口的土砂大量淤積會對原本主河道產生擠壓效應，促使主流改道或河川主深槽偏移的情況，也會間接啟動後續河川地貌上的改變，如在平原地區可能產生河道轉角處發生的截彎取直效應 (Zinger et al., 2011)，也如在山坡地區河川則可能產生大量河岸崩塌或淘刷 (Coppus, R. and Imerson, A.C., 2002)，而間接擴展河川寬度。但因極端洪水引發的巨量土砂輸送事件在世界上發生的案例仍偏少，且具有完整水文紀錄或輸砂記錄留存的案例則更少，因此對於巨量土砂輸送後的河川型態演變仍以定性說明為主，量化說明則偏少。

位於中台灣的陳有蘭溪是台灣在 1999 年集集地震 (1999 Chichi Earthquake) 後，發生崩塌災害最頻繁且土砂產量最大的集水區。以崩塌率超過 1% 視為該集水區發生嚴重崩塌事件之指標 (Wu et al., 2011)，則陳有蘭溪在 1999 年集集地震後三次重大颱風事件 (包含 2001 年桃芝颱風 (2001 Typhoon Toraji)、2004 年敏督利颱風 (2004 Typhoon Mindulle) 及 2009 年莫拉克颱風 (2009 Typhoon Morakot)) 都發生嚴重崩塌事件 (如表 1)。頻繁土砂災害除可能對居住於河川兩岸的居民造成生命財產的安全危險外，在多次土砂災害事件所引發的大量土砂匯入河川，造成河川底床抬升或河川型態演變等變化，也可能引發比預期更嚴重或不再預期中的災

害。舉例而言，2009 年莫拉克颱風帶來豪雨，也在陳有蘭溪引發洪水災害，位於陳有蘭溪沿岸的南投縣水里鄉新山村，部分居民居住於河川右岸往內約 100 m 且高河床底床約 30m 以上的台 21 線道路 (當地居民稱為香蕉巷) 兩旁，2009 年莫拉克颱風所帶來的洪水卻嚴重淘刷該河岸邊坡，洪水淘刷最深處約距離原本河岸 100m，也導致該村部分民戶一半懸空於受淘刷過的河岸邊坡。此案例雖因該村落自行疏散而未導致任何嚴重傷亡產生，但因為「河川型態演變造成不在預期內的災害」是一個值得深思的問題，尤其目前世界各國對巨量土砂匯入河川會造成何種演變仍無法完全掌握的現在，處在近年降雨特性改變明顯的台灣更需謹慎面對此問題。

多篇研究 (Schume, S.A., 1969; Knighton, D., 1984; Ashmore, P., 1991; Ashmore et al. 2011) 都曾提及河川出現巨量土砂匯入會導致部分河段河川型態由順直轉為蜿蜒或辮狀的情況；在巨量土砂匯入河段初期，上游端會出現大量淤積現象，且在河川轉彎段或隘口段處土砂淤積量都會增多 (陳樹群等，2012)，河川底床抬升及河寬展寬也是初期河川針對巨量土砂匯入的反應，此時河川會呈現辮狀情況；當洪水過後，河川恢復成一般流量河川後，河川主流會逐漸營造出主深槽，主深槽縱剖面坡度通常變化明顯，但在非主深槽

表 1 陳有蘭溪在 2001 年桃芝颱風後、2004 年敏督利颱風後及 2009 年莫拉克颱風後集水區崩塌面積及土砂入匯估算表。本表分析崩塌面積 (縮寫為 A)、崩塌率 (縮寫為 LR) 及崩塌體積 (縮寫為 V) 於陳有蘭溪主集水區 (縮寫為 C*) 及郡坑溪集水區 (縮寫為 J*)、八卦埔溪集水區 (縮寫為 N*)、十八重溪集水區 (縮寫為 S*)、沙里山溪集水區 (縮寫為 Sh*)、和社溪集水區 (縮寫為 H*) 等子集水區。

Table 1 The landslide ratio and sediment yield after 2001 Typhoon Toraji, 2004 Typhoon Mindulle, and 2009 Typhoon Morakot from each subwatershed in the Chenyoulan watershed. The study calculates the landslide area (abbreviated as A), landslide ratio (abbreviated as LR), landslide volume (abbreviated as V) in the Chenyoulan watershed (abbreviated as C*), and its five sub-watersheds, including Junkeng watershed (abbreviated as J*), Naimaobu watershed (abbreviated as N*), Shibaichong watershed (abbreviated as S*), Shalixian watershed (abbreviated as Sh*), and Hoshe watershed (abbreviated as H*)

颱風	崩塌圖層來源	解析度	崩塌資訊	C*	J*	N*	S*	Sh*	H*
2001 桃芝	王文能等 (2002)	2.5m	A(km ²)	21.0	2.4	0.7	2.5	4.7	3.7
			LR (%)	4.7	7.7	3.3	5.8	4.1	4.0
			V(10 ⁶ m ³)	58.0	5.8	1.5	6.2	13.2	10.2
2004 敏督利	王文能等 (2004)	2.5m	A(km ²)	21.8	2.7	0.9	2.9	5.9	4.4
			LR (%)	4.9	8.8	4.3	6.6	5.2	4.8
			V(10 ⁶ m ³)	61.6	6.8	1.9	8.3	16.5	12.4
2009 莫拉克	地調所 (2009)	2.5m	A(km ²)	16.5	1.4	0.1	2.0	4.6	5.3
			LR (%)	3.7	4.5	0.4	4.6	4.1	5.7
			V(10 ⁶ m ³)	38.5	3.4	0.2	5.5	13.0	14.8

之河道淤積處則會成為高灘地或河床上之沙洲, 此時河川則會成為偏向單一河道且蜿蜒的情況。直到下一次洪水來臨, 才開始第二次的辯狀轉蜿蜒的河川型態變化循環。過往文獻也曾提及針對同一斷面不同時期的辯狀指數 (braiding index, 後簡寫為 BI) 比較, 當 BI 在近期比過往時期增加, 代表此斷面近期比過往時期堆積更多細顆粒材料 (例如淤泥或細沙), 反之當 BI 降低時, 則代表近期比過往時期堆積較少細顆粒材料或近期河段以冲刷為主 (Sarma, J.N., 2005)。

巨量土砂匯入對近年飽受強降雨影響的台灣河川實屬重要, 在台灣山坡地區河川集水區都有類似案例發生, 如北台灣石門水庫集水區 (2004 年艾利颱風引發大量崩塌土砂入庫 (國家災害防救科技中心, 2004))、中台灣大甲溪集水區 (2004 年敏督利颱風引發大量崩塌土砂 (陳文福等, 2007))、南台灣高屏溪集水區及東南台灣太麻里溪集水區等。1999 年集集地震對陳有蘭溪集水區後續嚴重崩塌災害事件是一個明顯的促因 (Lin et al., 2004), 因地震造成全集水區易於崩塌

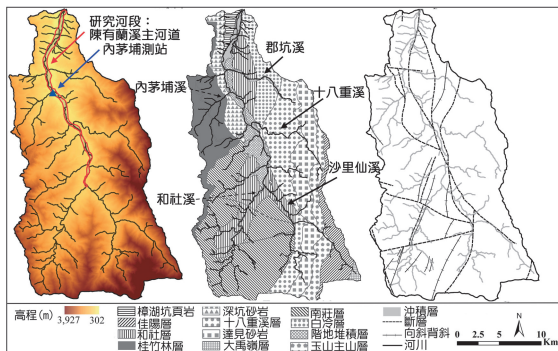


圖 1 陳有蘭溪地形及地質分佈圖, 左圖為高程分佈圖, 中圖為地層分佈圖, 右圖為地層構造分佈圖, 右上方則為本研究使用之 14 處雨量站分佈圖, 本研究主要研究河段為陳有蘭溪主河道 (左圖紅色邊界區), 所採用水文測站則為奇埔測站 (左圖藍色三角形區)

Fig.1 The distribution of topographic (left figure), geological settings (middle figure), geological structure lines (right figure), and the distribution of 14 rainfall stations used in the study (right-up figure) in the Chenyoulan watershed. The main research reach in the study is the Chenyoualdn river main reach (red boundary in left figure), and the hydrology records used in the study is from Neimaobu station (blue triangle in left figure)

且近年強降雨事件頻傳, 促使陳有蘭溪集水區成為研究巨量土砂對河川型態演變的良好案例。本研究主要以水文記錄 (包含流量及輸砂量等)、多次崩塌分佈圖層及河川型態演變量數據 (包含縱剖面變化、河寬變化及 BI 變化等) 等資料, 量化分析陳有蘭溪在多次支流匯入巨量土砂及巨量土砂在主河道輸送後所造成河川型態改變, 文末並以陳有蘭溪上游且同為巨量土砂匯入的的社溪集水區與陳有蘭溪集水區進行比較說明, 藉此釐清巨量土砂對河川所可能產生的影響及型態演變。

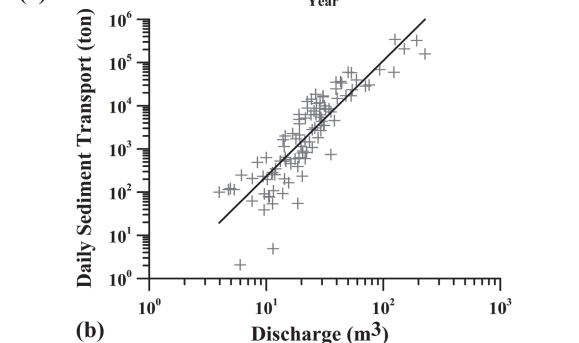
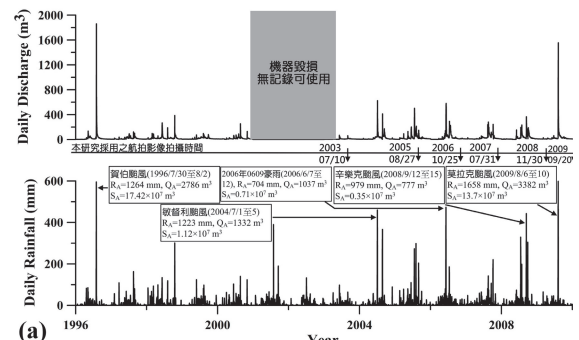


圖 2 陳有蘭溪奇埔站河川流量 (圖 a 上圖) 及雨量 (圖 a 下圖) 記錄。圖 a 下圖則針對各場嚴重颱風事件補充颱風名稱、發生日期、發生日期之累積雨量 (R_A)、累積日流量 (Q_A) 及累積日輸砂量 (S_A)。圖 b 則為陳有蘭溪奇埔流量測站之日流量與日輸砂量最淨曲線圖

Fig.2 The records of daily discharge (up-figure) and rainfall (bottom-figure) from the Neimaobu station in the Chenyoulan River. The name and occurrence date of the typhoon event, the accumulated rainfall, river discharge, and sediment transport during the typhoon event are explained in the bottom figure of Fig. a. Fig. b is the fitting curve between the daily river discharge and daily sediment transport in the records of Neimaobu station

二、研究區域概述

本研究主要以南投縣陳有蘭溪為研究區域，陳有蘭溪位於台灣中部南投縣境內，為濁水溪上游（如圖 1 所示），陳有蘭溪集水區上游起至和社溪及東埔野溪，下游則至陳有蘭溪匯入濁水溪匯入口為止。陳有蘭溪主流長度全長約 42 km，其流域面積約為 448 km²，平均坡降約 1/20；集水區高程介於 301.9 m 至 3926.6 m，平均高程約 1587.9 m；平均坡度約 28.7°，超過 30° 以上面積約佔總集水區面積之 49.9%；主要支流包含郡坑溪（集水區面積約 30.9 km²）、十八重溪（集水區面積 43.5 km²）、內茅埔溪（集水區面積約 20.8 km²）、沙里仙溪（集水區面積約 112.8 km²，陳有蘭溪於南投縣信義鄉同富村分為沙里仙溪及和社溪）及和社溪（集水區面積約 92.5 km²）等溪流（如圖 1 所示）。集水區形狀呈現狹長型，主流由南向北流為一南北向之縱谷地形，流域支流由東西兩側山地平行注入主流。

集水區內雖有 13 種地層分佈（如圖 1 所示，採用濁水河流域地質圖及參考何春蓀（1986）），但以南莊層（佔集水區面積 25.1%，岩性為砂岩及頁岩互層）、十八重溪層（佔集水區面積 12.4%，岩性為板岩與薄層砂岩或粉砂岩互層）及和社層（佔集水區面積 12.3%，岩性為上部為深灰色頁岩夾細顆粒泥質砂岩，下部為緻密深灰色砂岩夾深灰色頁岩與砂質頁岩）為佔據面積前三大之地層。斷層、背斜及向斜在陳有蘭溪集水區內的分佈相當繁密，共有 9 條斷層及 3 條背斜或向斜通過陳有蘭溪集水區（如圖 1 所示），主要斷層包含水里坑斷層、獅頭山斷層、神木斷層、苦苓腳斷層、陳有蘭溪斷層、沙里仙溪斷層、霍薩溪斷層、地利斷層宜及東埔斷層等，主要背斜及向斜構造線包含集大山向斜、和社背斜及同富山向斜等，繁密的地質構造線對此區頻繁的土砂災害也是促因之一。

本研究根據陳有蘭溪集水區鄰近 14 處雨量站統計資料，並採用徐昇多邊形法（Thiessen polygons method）估算全集水區雨量分佈，估算結果如圖 2 所示，由 1996 年至 2010 年年平均雨量約為 3,504 mm，由 5 月至 10 月之主要降雨季節累計雨量約佔年雨量之 76.3%，尤其以 6 月至 8 月颱風季節累積雨量便可佔年雨量一半（50.6%）為最，可見此集水區降雨時間上分佈不均情況。本研究一併使用本研究採用內政部國土測繪中心於 2006 年至 2008 年新編繪之土地利用調查圖資進行分析，陳有蘭溪集水區土地利用以森林（佔集水區面積 75.3%，包含天然林及人工林等）、農作（佔集水區面積

11.0%，包含農作、水產及畜牧等）及其他（佔集水區面積 6.8%，包含溼地、草地、裸露地、灌木荒地、災害地、空置地等）為最，可見森林仍為此集水區土地利用主要類別。陳有蘭溪沿岸過往因土砂或洪水災害後形成的高灘地，多數成為當地居民農業用地，此類沿岸高灘地是河道變遷的影響因素之一。

三、研究材料及方法

本研究主要分析區域乃由上游和社溪與沙里仙溪匯流口起，至下游陳有蘭溪匯入濁水溪匯流口為止，並以陳有蘭溪主流河川型態變化為主要探討重點，郡坑溪、十八重溪、內茅埔溪、沙里仙溪及和社溪都視為陳有蘭溪支流之一，並將僅探討部分河川型態特性或該河川對陳有蘭溪河川型態之影響。本研究主要資料包含水文、地形及河川型態資料，研究方法則以河川輸砂量推估資料（以內茅埔流量站之流量與輸砂量率定曲線推估）、陳有蘭溪近年崩塌概估量、河川縱剖面及全斷面近年沖淤資料、近年河寬及 *BI* 變化等，綜合探討陳有蘭溪在近年颱風事件造成巨量土砂進入河川後的河川型態改變。本研究並在討論章節深入分析因巨量土砂進入河川造成的影響，並嘗試說明巨量土砂堆積位置及對河川型態產生的影響，主要以陳有蘭溪集水區與最上游的和社溪集水區（陳樹群等，2012）進行比較，兩者皆為巨量土砂匯入的下游集水區，但差異在於和社溪主要土砂匯入處為最上游的神木集水區，其他支流土砂匯入量與神木集水區差異大，因此可視為單一土砂匯入源頭之河川；但陳有蘭溪則為多條支流土砂匯入，且匯入量都不小，因此可視為多土砂匯入源頭之河川；以此兩條河川受土砂匯入之河川型態影響進行比較，可更瞭解巨量土砂對河川型態之影響。本研究流程圖則如圖 3 所示。

1. 水文資料蒐集來源

雨量及後續引發的流量是陳有蘭溪土砂災害現象主要驅動力，本研究對於陳有蘭溪集水區在水文反應上主要以雨量、流量及輸砂量進行分析。降雨資料採用陳有蘭溪集水區鄰近 8 處雨量站進行分析（降雨資料採用年限為 1996 年至 2010 年，此 8 處雨量站包含西巒、和社、東埔、信義、望鄉、新高口、溪頭、龍神橋）。本研究針對研究區內雨量分佈估算採用徐昇多邊形法，由各雨量站相對位置決定控制面積及加權係數後，此方法考慮降雨之空間差異，依照各雨量站之

相對位置決定各雨量站之控制面積，以求得研究區域之平均雨量。

陳有蘭溪集水區內僅有內茅埔水文量測站，該測站可量測流量及輸砂量資料（僅含懸浮載資料），統計年份由 1996 年至 2010 年（2001 年至 2002 年因測站毀損，並無流量及輸砂量資料），因此本研究之流量與輸砂量也以此測站數據為主。採用流量測站則為內茅埔站，內茅埔站上游集水面積約為 367.4 km²，約佔陳有蘭溪集水區面積之 82%。在輸砂量資料上，內茅埔測站在輸砂量監測並非連續性監測，而僅在特定日期進行該日輸砂量監測，本研究為求得日輸砂量資料，則採雨季時間（每年 5 月至 10 月）之流量與輸砂量監測資料比對，並推求其最適曲線。並以最適曲線推求雨季期間各日輸砂量，加總後得一整年之輸砂量。

2. 地形及河川型態資料

本研究地形資料主要以研究區域內 5m 及 1m 數值高程模型 (digital elevation model, 後簡寫為 DEM) 為底進行運算，包含 2004 年 5m DEM，及 2010 年 1m DEM 等資料，數值高程模型資料皆由水利署第四河川局所提供。

本研究河川型態資料以平面河川型態數化資料為主。平面河川型態數化資料以多期正射影像或航拍資料為數化依據，本研究所使用的陳有蘭溪正射影像拍攝日期及拍攝日期前 10 天累計雨量（根據本研究以徐昇多邊形法獲得之降雨資料）分別為 2003 年 7 月 10 日（10 日內累積雨量約 110.4 mm）、2005 年 8 月 27 日

（10 日內累積雨量約 202.3 mm）、2006 年 10 月 25 日（10 日內累積雨量約 0.8 mm）、2007 年 7 月 31 日（10 日內累積雨量約 147.5 mm）、2008 年 11 月 30 日（10 日內累積雨量約 20.7 mm）、2009 年 9 月 20 日（10 日內累積雨量約 30.1 mm）及 2010 年 10 月 2 日（10 日內累積雨量約 66.5 mm），地面解析度為 37.5 或 50cm，使用範圍由上游和社溪至沙里仙溪匯流口起，至下游陳有蘭溪與濁水溪匯流處（南投縣水里鄉龍神橋）。

3. 歷年崩塌資料

本研究主要以 1999 年集集地震後在陳有蘭溪三次主要崩塌事件為探討對象，包括 2001 年桃芝颱風、2004 年敏督利颱風及 2009 年莫拉克颱風為主，此三次颱風後崩塌圖層及判釋圖資如表 1 所示。崩塌量估算採用陳樹群等 (2010) 針對國內著名崩塌案例進行統計分析之邊坡崩塌面積 (A_L , 單位: m²) 與崩塌量 (V_L , 單位: m³) 推估式 (如下式)，本研究則先估算各子集水區或陳有蘭溪總集水區於各時期的崩塌面積，並經由下述推估式獲得該子集水區或陳有蘭溪總集水區之總崩塌量。

$$V_L = 0.015 A_L^{1.606} (R^2 = 0.83) \quad (1)$$

4. 辮狀指數 (BI) 分析

在具有巨量土砂匯入的河段，辮狀指數 (braiding index, BI) 是一個適合且可說明河川特性的指標。BI 用來作為判斷辮狀河道之沙洲數量與流路多寡變化之關係，本研究採用的 BI 估算方式乃依循 Howard et al., (1970) 提出以航空照片做為 BI 辨識方法，在河川中將斷面通過之河川數目做一統計，並將其平均得到 BI，也名為河道指數。本研究依據河道指數之觀念，進行陳有蘭溪自上游和社溪與沙里仙溪交匯處至下游龍神橋之辮狀程度分析。本研究對陳有蘭溪主河段的 BI 判釋，乃採用 2003 年、2005 年、2006 年、2007 年、2008 年及 2009 年之六期正射影像並判釋各期河寬及 BI，並進行相關分析。

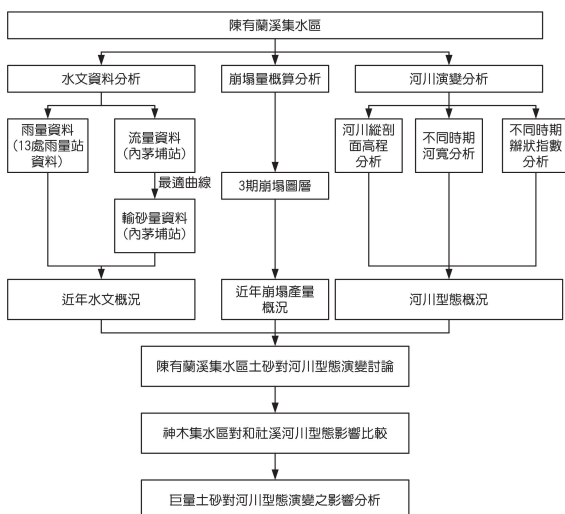


圖 3 本研究流程圖

Fig.3 The chart of the research

四、結果與分析

由於陳有蘭溪各河段具有不同變化特性，本研究以幾個重要支流匯入點將陳有蘭溪全河段區分為四，包含由和社溪及沙里仙溪匯流口至十八重溪匯流口（簡稱 A 河段，河段總長約 6 km）、由十八重溪匯流口

至內茅埔溪匯流口（簡稱 B 河段，河段總長約 6 km）、由內茅埔溪匯流口至郡坑溪匯流口（簡稱 C 河段，河段總長約 2.5 km）及由郡坑溪匯流口至最下游濁水溪匯流口為止（簡稱 D 河段，河段總長約 8.5 km）。

1. 水文資料分析

本研究水文資料主要分為雨量、流量及輸砂量等資料。在雨量資料分析上，由於本研究共採用 8 處雨量站資料進行統計分析。由圖 2 可見陳有蘭溪集水區雨量集中在颱風好發季節（6 至 8 月）；陳有蘭溪集水區近年雨量明顯增加且有更集中在雨季的情況值得注意；以各年度最大月累積雨量進行比較，由 1996 年至今，在雨季（5 月至 10 月）之單月月累積雨量最大值逐漸攀升，1996 年最大累積月雨量為 7 月的 1083.5 mm，但到 2008 年則為 9 月的 1848.5 mm 及 2009 年 8 月的 2000.7 mm；單一颱風或豪雨事件帶來集中雨量可以解釋近年月累積雨量逐漸攀高的現象，以 2005 年至 2009 年降雨情況而言，2005 年馬莎颱風期間（Typhoon Matsa, 8/3 至 6）及泰利颱風期間（Typhoon Talim, 8/30 至 9/1）總累積雨量（884.9 mm）佔該月份總雨量 62.9%；2006 年 0609 豪雨事件期間（6/8 至 12）總累積雨量（1087.4 mm）佔該月份總雨量 87.6%；2008 年辛樂克（Typhoon Sinlaku, 9/11 至 16）及蕃蜜颱風期間（Typhoon Jangmi, 9/26 至 29）總累積雨量（1618.7 mm）佔該月份總雨量 87.6%；2009 年莫拉克颱風期間（8/5 至 10）累積雨量（1705.2 mm）約佔該月份總雨量 85.3%；以上記錄便可清楚描述高累積月雨量來自颱風或豪雨事件。再者，在年平均雨量比較上，1996 年至 2000 年年平均雨量約為 2913.3 mm，但 2006 年至 2010 年年平均雨量則約為 4140.2 mm，約增加 1.3 倍，且 2008 年更是近年唯一一年年累積雨量超過 5000 mm 的年份（5132.1 mm）；另外則在月降雨標準偏差上，1996 年至 2000 年月降雨標準偏差約為 241.7，至 2006 年至 2010 年則約為 415.4，增加 1.7 倍。

雨量及後續引發的流量是陳有蘭溪土砂災害現象主要驅動力，而在水文資料反應上則可由流量及輸砂量進行分析，內茅埔測站之流量資料是採日流量記錄方式（如圖 2），但在 2001 年至 2002 年間則因儀器毀損而無記錄；但在輸砂量監測並非連續性監測，而僅在特定日期進行該日輸砂量監測，本研究為求得日輸砂量資料，則採雨季時間（每年 5 月至 10 月）之流量（單位 m^3 ）與輸砂量（單位 ton，本研究採用土砂密度

$1.7 \text{ ton}/m^3$ 換算為 m^3 ）監測資料比對，並推求其最適曲線（如（2）式）：

$$\begin{aligned} & \text{日輸砂量}(\text{ton}) \\ & = 0.4882 \times \text{日流量}(\text{m}^3)^{2.677}, R^2 = 0.765 \end{aligned} \quad (2)$$

由圖 2 之流量分佈圖可發現，1996 年至 2009 年有數次單日流量超過 400 m^3 的事件，包括 1996 年賀伯颱風、2004 年敏督利颱風、2005 年海棠颱風、2006 年 0609 豪雨事件、2008 年辛樂克颱風事件及 2009 年莫拉克颱風，可發現 1996 年賀伯颱風及 2009 年莫拉克颱風是兩次主要驅動力以外。

巨量土砂一詞在國際相關研究並無明確定義，究竟陳有蘭溪土砂輸送事件是否可被稱為巨量土砂？本研究引兩篇文章進行說明，在 Coppus, R., and Imeson, A.C. (2002) 在玻利維亞 (Bolivia) 的 Camacho River 極端洪水輸砂事件上，該次事件輸砂量約為 15 ton/ha ；而 Heritage et al. (2004) 在南非 (South Africa) 的 Sabie River 研究上，也以洪水超過 200 年頻率且引發輸砂量約為 $9.2 \times 10^{-2} \text{ ton/ha}$ ；以此標準來看陳有蘭溪在上述五次洪水引發的輸砂事件，則陳有蘭溪在此五次洪水事件引發的輸砂量約介於 217.8 (2005 年海棠颱風) 至 8029.4 (1996 年賀伯颱風) ton/ha ，皆遠遠超過兩篇文獻所提之輸砂量，此也說明陳有蘭溪輸砂量所引發的後續影響實不容忽視。

2. 集水區歷年崩塌數據分析

由於 1996 年賀伯颱風後並無正式崩塌圖層產製，本研究以 2001 年桃芝颱風、2004 年敏督利颱風及 2009 年莫拉克颱風等三次颱風事件後崩塌圖層為主要分析依據，此三次颱風事件後之崩塌圖層也各由中央單位繪製而成，圖層製作及精確度都具有公信力。表 1 則為陳有蘭溪及五大支流在此三次事件後之崩塌資料分析；以歷年崩塌災害情況而言，若以「崩塌比（崩塌面積除以集水區面積）大或等於 1% 可視為嚴重崩塌」（Wu et al., 2011）為評斷標準，則陳有蘭溪集水區及五大子集水區在 2001 年桃芝颱風後、2004 年敏督利颱風後及 2009 年莫拉克颱風後之崩塌災害幾乎都屬嚴重崩塌事件（僅有內茅埔溪集水區於 2009 年莫拉克後崩塌率未及 1%）；若以陳有蘭溪集水區之崩塌率與五大子集水區之崩塌率相比，則郡坑溪及十八重溪在三次事件之崩塌率都超過陳有蘭溪集水區之崩塌率。

但若以崩塌量產出情況而言，陳有蘭溪屢次事件後之崩塌量產出介於 348.5 至 $61.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ 之間，其中又以沙里仙溪及和社溪兩子集水區產砂量佔大宗，兩子集水區在三次颱風後事件後總產砂量佔陳有蘭溪集水區總產砂量之 40.3% (2001 年桃芝颱風後) 至 72.2% (2001 年敏督利颱風後)。

3. 主河段歷年沖淤變化情況

本研究針對陳有蘭溪河床沖淤情況分析分為河川高程縱剖面 (如圖 4 所示) 及全河段平面沖淤變化 (如圖 5 所示)，河川高程縱剖面僅以 2004 年 5m DEM 及

2010 年 1m DEM 為估算依據，並不考慮由 2004 年至 2010 年之人為疏浚量；全河段平面沖淤變化則仍以 2004 年 5m DEM 及 2010 年 1m DEM 為主要估算依據 (如圖 5a 所示)，但本研究以水利署在陳有蘭溪河段歷年沖淤量 (如圖 5b 所示)，以 2009 年河川分佈及斷面為基準，將人為疏浚量以平均分佈方式累加在各河川斷面上，而成為陳有蘭溪由 2004 年至 2009 年之全河段平面沖淤變化圖 (如圖 5c 至 f 所示)。

由圖 4 資料可針對河川高程縱剖面變化 (未考慮人為疏浚量) 提出一點說明: 由 2004 年至 2010 年之河川縱剖面變化都僅在 -4.6 m (沖刷) 至 5.1 m (淤積) 間變化，且多數河川縱剖面呈現淤積的河段，都位於支流匯入處。若以各支流匯入陳有蘭溪匯入點之上下游 250m 河川縱剖面平均值為代表，則各支流匯入處之陳有蘭溪縱剖面高程變化分別為郡坑溪匯入處之 2.9 m、內茅埔溪匯入處之 1.4 m、十八重溪匯入處之 2.6 m 及和社溪與沙里仙溪匯入處之 0.9 m。可見郡坑溪、內茅埔溪及十八重溪匯入陳有蘭溪的土砂量相當明顯，上游和社溪與沙里仙溪雖有土砂匯入，但不若下游各支流明顯。

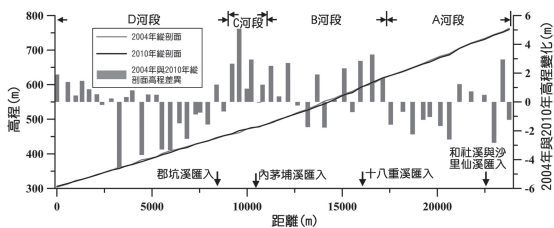


圖 4 2004 年與 2010 年河川高程縱剖面變異圖
Fig.4 The variation of longitudinal elevation at 2004 and 2010 in the Chenyoulan River

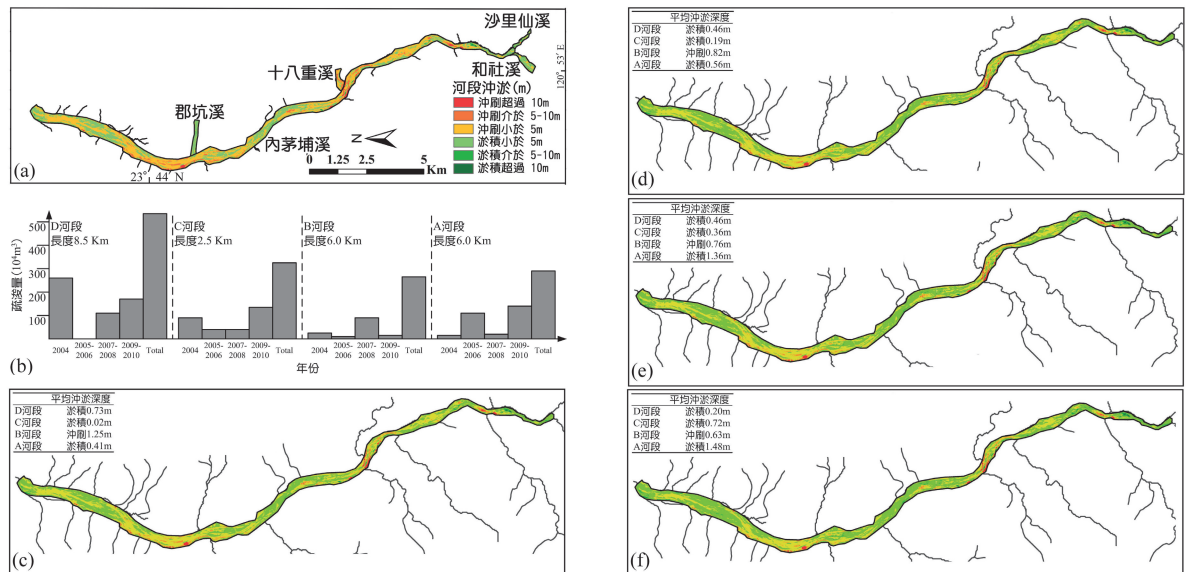


圖 5 陳有蘭溪主河道由 2004 年至 2010 年沖淤變化圖，圖 (a) 為利用 2004 年及 2010 年 DEM 估算之河道沖淤結果，並未考慮人為疏浚，圖 (b) 為陳有蘭溪各河段由 2004 年至 2010 年人為疏浚量分佈圖；考量人為疏浚後之實際河道沖淤如圖 (c)(2010 年)、圖 (d)(2008 年)、圖 (e)(2006 年)、圖 (f)(2004 年)

Fig.5 The distribution of sediment deposition and scour from 2004 to 2010 in the Chenyoulan River., including (a) the estimation from the DEM in 2004 and 2010 without the consideration of the dredging, (b) the dredging volume in each reach of the Chenyoulan River, and the actual distribution of sediment deposition and scour with the consideration of the dredging volume in 2010 (fig. c), 2008 (fig. d), 2006 (fig. e) and 2004 (fig. f)

圖 5a 為陳有蘭溪全河段沖淤變化圖，在未考量人為疏浚量前，根據本研究估算結果由 2004 年至 2010 年之河段沖淤變化估算，全河段平均沖刷 1.1m，約 53.3%河段及 7.9%河段屬於沖刷在 5m 以內及超過 5m 以上，約 37.4%河段及 1.4%河段屬於淤積在 5m 以內及超過 5m 以上。本研究關於陳有蘭溪疏浚量資料來源乃根據經濟部水利署 (2010) 之統計資料，該資料僅顯示該年度在陳有蘭溪不同分區河段之總疏浚量，並未說明各疏浚量之真正來源河段，因此本研究以特定河段為一個面積單位，並將該年度該河段之總疏浚量除以該河段總面積，即為該河段該年度之平均疏浚深度，並以 2010 年 DEM 為底，逐次累加並回推每 2 年度之陳有蘭溪河川之土砂沖淤分佈。雖疏浚量採用均勻分佈假設不盡合理，但沒有其他可進一步資料可採用下，以此方式乃為目前本研究在考量人為疏浚量下之唯一可用假設。本研究依據水利署所量測之陳有蘭溪各河段歷年疏浚量 (如圖 5b)，各河段人為疏浚量在 2009 至 2010 年幾乎都為最大，僅最下游河段在 2004 年人為疏浚量為該河段最大，且各河段由 2004 年至 2010 年總人為疏浚量介於 262.7 至 $528.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。本研究以 2010 年之河段沖淤變化圖為底，依序根據各年度人為疏浚量加至 A 至 D 等河段，各年度各河段沖淤變化圖如圖 5c 至 f 所示。

以 2004 年至 2010 年考量人為疏浚量的沖淤分佈圖而言，A 河段及 C 河段在各時期平均沖淤情況都呈現淤積，最大平均淤積深度都為 2004 年敏督利颱風後 (尚未人為疏浚前)，A 河段為 1.48m 且 C 河段為 0.72m；B 河段則在全部時段之平均沖淤情況都屬於沖刷，且平均沖刷深度隨時間持續增加，至 2009 年敏督利颱風後之平均沖刷深度約 1.25m；D 河段在僅在 2004 年敏督利颱風後 (尚未人為疏浚前) 屬於淤積以外，其餘時段也皆為沖刷。

若以不同年代之沖淤情況進行比較，圖 5f 可代表陳有蘭溪在 2004 年敏督利颱風後，但在人為疏浚前的河川沖淤分佈圖，在此河川沖淤分佈圖中，僅有 B 河段屬於沖刷情況 (平均沖刷深度約 0.63m)，其餘三個河段都屬於淤積，且以最上游的 A 河段淤積量最大 (平均淤積深度為 1.48m)；若以 2004 年 DEM 為 2004 年敏督利颱風發生前地形，由 2010 年 DEM 逐漸加回人為疏浚量所得之 2004 年河川沖淤斷面分佈為 2004 年敏督利颱風發生後地形，則可以此兩期地形量化 2004 年敏督利颱風所產生的河段沖淤量，則 2004 年敏督利颱風在陳有蘭溪主河段增加約 $3.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ 堆積量，且四個

河段之土砂沖淤介於沖刷或淤積 5m 以內之百分比分別為 93.7% (沖 37.4% 及淤 56.3%)、95.5% (沖 30.3% 及淤 65.2%)、88.4% (沖 40.4% 及淤 47.9%) 及 87.6% (沖 22.7% 及淤 64.9%)。2006 年至 2010 年在各河段之平均沖淤深度都持續降低，也代表不論各河段過往為沖刷或淤積，在 2004 年後都呈現持續往下刷深現象。

若以特定河段之沖淤情況比較說明，十八重溪匯入口對岸及郡坑溪匯入口對岸都在各年份呈現沖刷情況，尤其以十八重溪匯入口對岸之沖刷情況最為明顯，以 2010 年 DEM 比對 2004 年 DEM，則十八重溪匯入口對岸平均沖刷深度超過 10m 以上，而郡坑溪匯入口對岸之平均沖刷深度則超過 5m 以上；由表 1 估算之崩塌產生量數據，可見郡坑溪及十八重溪大量土砂匯入且堆積在匯入口處，擠壓原陳有蘭溪主流而造成匯入口對岸淘刷嚴重的情況明顯。

若以本段說明之河川縱剖面高程變異及河川全斷面沖淤高程分析進行討論；本研究認為河川全斷面沖淤高程分佈之主要營力為洪水事件中之洪水流量，因此河川全斷面沖淤高程分佈可被視為洪水帶來的大量土砂在洪水過後的全面性淤積或沖刷結果；但河川縱剖面高程分佈之營力除洪水事件中之洪水流量外，尚包含洪水事件過後，一般流量持續在主渠下刷的結果。由此說明可更深入解釋幾個現象，如下分述：

- (1) 不論是否考量人為疏浚量分佈，A 河段及 C 河段皆為淤積最大，本研究認為 A 河段淤積量大乃自於大量土砂在洪水事件中進入陳有蘭溪後，即在最上游且最狹隘河道 (見圖 6 河寬分佈) 中淤積，而 C 河段則受該河段上游入口有內茅埔溪土砂匯入，及下游出口有郡坑溪土砂匯入，且 C 河段也為所有河段長度最短河段等因素影響。
- (2) 河川高程縱剖面變化顯示出在多條支流匯入點都有明顯淤積，也代表巨量土砂從支流匯入造成的主要影響在於匯入口產生明顯土砂淤積扇，此土砂淤積扇也會將主流河道往對岸推擠，而引發對岸河道明顯沖刷情況產生，可由圖 5a 之十八重溪及郡坑溪匯入陳有蘭溪匯入口對岸具有明顯沖刷分佈情況得到驗證。
- (3) 由陳有蘭溪上游 (包含沙里仙溪及和社溪) 直接匯入的土砂與由側邊支流 (包含十八重溪、內茅埔溪及郡坑溪) 匯入的土砂，兩者在陳有蘭溪河道形成土砂淤積的情況並不相同；由陳有蘭溪上游 (包含沙里仙溪及和社溪) 直接匯入的土砂在最上游河段 (A 河段) 形成全面性堆積，此也造

成 A 河段在各年度 (不論有無考慮人為疏浚) 都是平均淤積深度最深的河段; 由側邊支流匯入的土砂則在支流匯入陳有蘭溪河道之匯入口形成區域性嚴重堆積 (土砂堆積扇), 此區域性嚴重堆積造成河道縱剖面高程區域性增加外, 也使匯入口對岸形成明顯沖刷。

4. 河寬及辮狀指數分析

陳有蘭溪主河段不同年份河寬及 *BI* 變化圖如圖 6, 有幾個重點值得討論:

- (1) 各年度陳有蘭溪全河段之平均河寬及平均 *BI* 分別為 2003 年之 276.1m 及 4.5、2005 年之 282.0 m 及 5.4、2006 年之 289.1 m 及 5.4、2008 年之 297.7 m 及 5.4、與 2009 年之 309.0 m 及 5.5。可看出陳有蘭溪河寬及 *BI* 雖然隨者年份逐漸成長, 但 *BI* 僅在有較大颱風事件後才会有明顯成長 (如 2004 年敏督利颱風及 2009 年莫拉克颱風)。
- (2) 從山區匯入的巨量土砂在河川型態上主要影響可在河寬變寬及河川變得更辮狀兩點看出, 尤其在嚴重颱風事件後之最上游河段會有明顯差異, 且距離匯入土砂源頭越遠, 受到巨量土砂影響時間越晚; 以 2004 年敏督利颱風事件而言, 2005 年 A 河段及 B 河段河寬便增加 9.1%, 且在 2006 年及 2008 年便下降, 反之下游 D 河段河寬則在 2005 年下降, 而到 2006 年及 2008 年才回升, 此現象代表 2004 年因敏督利颱風而進入陳有蘭溪主河段之土砂量, 由最上游 A 河段輸送至最下游 D 河段約需 2 至 4 年時間。
- (3) 嚴重颱風事件對 *BI* 影響可由 A、B、C 及 D 河段不同年份 *BI*: 2003 年之 3.4、5.0、5.5 及 4.8、2005 年之 5.1、5.5、5.3、5.9、2008 年之 4.4、5.9、5.7、6.0 及 2009 年之 4.4、5.9、5.7、6.0 等。以 2005 年與 2003 年比較, A、B 及 D 河段 *BI* 都微升, 僅 C 河段微降。*BI* 增加也代表河川中沙洲增多, 也代表河川在一次颱風事件後, 尚未營造主深槽。

5. 河川擺盪分析

巨量土砂匯入對河川型態上的變化主要以河寬擴張或縮減 (已在前述分析) 及河川彎道彎曲度增減兩點討論, 本節集中於河川彎道彎曲度討論; 在分析陳有蘭溪不同年份之河川型態變化前, 本研究為使後續文稿更易於瞭解, 因此將各研究河川原本型態依據河

川轉折程度分為轉折段 (偏折角度大或等於 20°) 及順直段 (偏折角度小於 20°); 同一河段在兩不同年份之比較上, 若兩不同時期河段重疊部分佔後期總河段面積之比例大或等於 50% 以上, 則本研究將定義為河道拓寬或縮減現象; 但若兩不同時期河段重疊部分佔後期總河段面積之比例已小於 50%, 則本研究稱此現象為河道擺盪現象。

圖 7 為本研究研究河段由 2003 年至 2009 年之河川型態分佈情況, 及本研究在特定河段 (包含轉折段及順直段) 比較 2003 年與 2009 年河段擺盪或拓寬情況, 統計數據則如表 2 所示, 本研究可歸納三點結論:

- (1) 不論在轉折段或順直段, 以後期 (2009) 比較前期 (2003) 的主要差異都在於因洪水淘刷或過量土砂堆積造成的河道拓寬或擺盪, 發生河川擺盪情況以十八重溪匯入口上游河段為主, 由十八重溪匯入口往下游則都以河道拓寬為主。
- (2) 在轉折段的受災點位並未集中於凹岸或凸岸, 在順直段的受災點位則都為兩岸, 且在 11 個觀察河段中, 河道最大後退或擴張長度介於 100 至 260m 之間, 多數河道後退或拓寬處都是河川高灘地為主, 此也顯示陳有蘭溪因過往土砂堆積而形成的高灘地, 後續的人為使用需重新考量。
- (3) 陳有蘭溪的河道擺盪或拓寬對居住於陳有蘭溪沿岸的住戶形成潛在的危險, 以圖 7k (涵蓋水里鄉新山村與郡坑村) 而言, 在 2009 年莫拉克颱風受災的南投縣水里鄉新山村就位於右上角, 新山村受災住戶在 2003 年航拍圖上距離陳有蘭溪河岸最近距離約 90m, 但仍在 2009 年莫拉克颱風形成的嚴重河岸淘刷造成房屋懸掛在半山腰的情況。

五、討 論

陳有蘭溪河段與更上游的和社溪河段都具有巨量土砂匯入現象, 在近年發生的河川型態演變情況值得進行比較及討論。本研究採用陳樹群等 (2012) 針對和社溪的巨量土砂匯入造成河川變化影響相關研究進行比較, 針對過往土砂災害所產生的土砂堆積位置與此兩條河川近年產生的災害型態進行說明:

1. 巨量土砂堆積位置

根據本研究針對陳有蘭溪與陳樹群等 (2012) 針對和社溪之研究, 巨量土砂匯入對河川之影響都呈現

在堆積方式，和社溪主要巨量土砂來自最上游之神木集水區，因此歷經多次颱風事件產生的巨量土砂目前仍堆積在松山溪上游，除神木集水區之土砂匯入外，和社溪其他支流的土砂也都堆積在支流與主流的匯入口處，形成堆積丘；相較於偏單一土砂匯入源頭的和社溪，陳有蘭溪則屬於多土砂匯入源頭之河段，在由

1999 集集地震後，各支流都有土砂匯入，但以本研究分析結果而言，各支流匯入土砂也已堆積在支流與主流匯入口處為主，並依據匯入量的多寡而產生對河川型態程度不一的影響，郡坑溪及十八重溪是陳有蘭溪河段內支流土砂匯入且堆積在匯入口處較為明顯的案例。

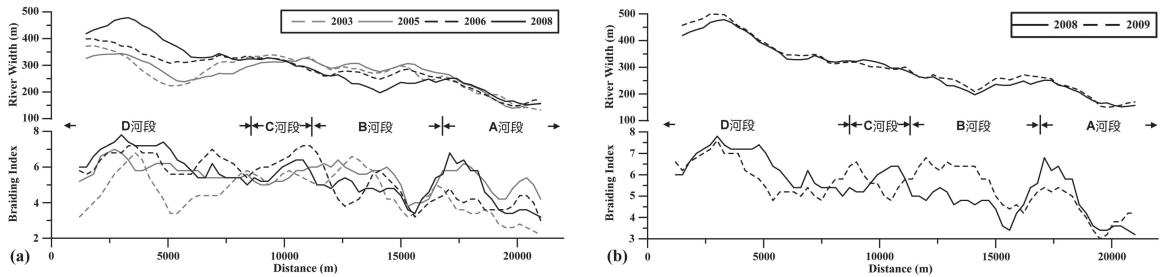


圖 6 陳有蘭溪不同年份河寬及 BI 變化圖，(a) 圖為 2003 年至 2008 年，(b) 圖為 2008 年至 2009 年

Fig.6 The river width (Fig. a) and the braiding index (Fig. b) of the Chenyoulan River from 2003 to 2008 (Fig. a) and from 2008 to 2009 (Fig. b)

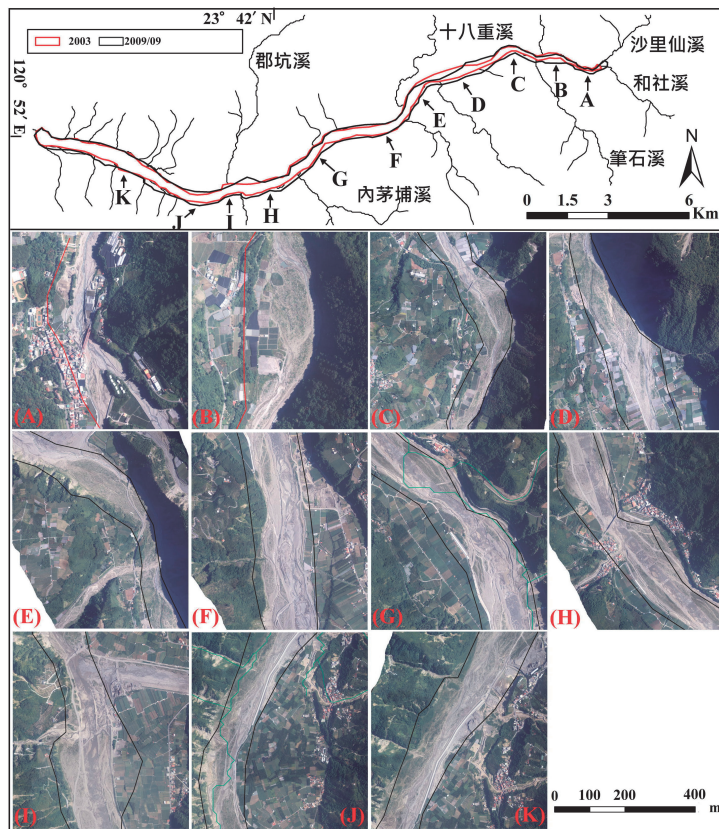


圖 7 陳有蘭溪在 2003 年與 2009 年河川型態比對圖 (最上圖)，及各河段災害說明圖 (圖 A 至圖 K 是以 2003 年航拍為底圖，套疊 2009 年河段分佈)

Fig.7 The comparison of river morphology in 2003 and 2009 in the Chenyoulan River (up figure) and the disaster in each reach with the overlap of the bank line in 2009 on the the aerial photo in 2003

綜合兩個研究案例而言，巨量土砂匯入河川通常會堆積在匯入口且形成堆積扇，此堆積扇通常需大洪水事件或河川長時間流量逐漸消化或人為疏浚方可逐漸將此巨量土砂消化；單憑河川流量消化巨量土砂需要長久時間，以在陳有蘭溪及和社溪所形成的巨量土砂堆積扇案例中，陳有蘭溪目前憑藉人為疏浚方式加速消化巨量土砂，而和社溪最上游則以河川流量自然消化，因此由神木集水區產出之土砂量，目前多數僅運移至神木集水區出口往下游 3km 處（松山溪匯流口及下游轉折段）。

2. 巨量土砂堆積所產生的河川型態影響

巨量土砂的堆積位置是河川型態後續變化的主導關鍵，其堆積方式及後續影響可分為三種，如後分述：

- (1) 不受任何地形影響而直接堆積於支流匯入主流匯流口處：河川主流河道受到巨量土砂所成行之堆積扇擠壓而偏向匯入口對岸的河岸時，該河岸會是刷深最深處且可能引發該處河岸淘刷導致崩塌發生，如陳有蘭溪的十八重溪匯入處及郡坑溪匯入處，也如和社溪的和頭坑溪在 2009 年莫拉克颱風後產生巨量土砂匯入，而在和社溪河道造成小型堰塞湖，此堰塞湖擠壓原本和社溪主流河道而促使主流間接衝擊下游的隆華國小。此種堆積扇造成的河床刷深、河岸淘刷及主流受擠壓而衝擊不在預期內之保全對象情況需被注重，本

研究建議由河川支流分佈圖、各支流集水區內可能產生之土砂量（或崩塌潛勢分佈）及主流交匯處，綜合評斷在交匯處上下游固定範圍內之保全對象安全評估。

- (2) 受河川轉折影響之土砂堆積：巨量土砂在河川轉折段會造成壅塞且全斷面的淤積情況，如 2004 年敏督利事件後且人為疏浚前的陳有蘭溪河段，也如和社溪支流四號溪上游的兩個轉折段；但陳有蘭溪與和社溪在此類現象上的差異，和社溪上游的兩個轉折段因大量土砂壅塞堆積，也間接造成兩個轉折段的河道拓寬及河岸淘刷崩塌密度增高；陳有蘭溪因河道寬度相較和社溪更寬，且有人為疏浚清除土砂，因此在本研究分析結果發現河川轉折段產生的的影響以僅在上游段發生的河道擺盪及上下游都會發生的河道拓寬為主。
- (3) 受河川隘口影響之堆積：陳樹群等 (2012) 所提在巨量土砂在和社溪三個隘口地形所產生的影響仍以河道拓寬及河岸淘刷密度增高為主。陳有蘭溪河段僅在從和社溪及沙里仙溪匯入處往下游約 1.5km 處有較為狹隘地形，但並未出現隘口地形（從原本寬廣河道轉為狹隘河道），因此巨量土砂在隘口地形上的影響並未見到，但在狹隘河段所產生的影響則為全斷面土砂淤積深度增加及河道拓寬。

表 2 陳有蘭溪在 2009 年河道災害位置之數據表

Table 2 The distribution and data of the reaches with the disasters caused by the change of river morphology in the Chenyoulan River

位置	圖7位置	河段長度 (m)	河川型態	型態變化	河道重疊率 (%)	受災點	河道最大後退或擴張長度 (m)
同富村	A	325	轉折段	河道擺盪	44.4	凹岸	100
望美村	B	450	轉折段	河道擺盪	48.7	凸岸	180
望美村	C	675	轉折段	河道拓寬	60.6	凸岸	140
望美村	D	700	順直段	河道拓寬	51.5	兩岸	170
望美村	E	600	轉折段	河道拓寬	69.6	凸岸	145
自強村	F	825	順直段	河道拓寬	71.0	兩岸	113
自強村	G	600	轉折段	河道拓寬	73.1	凸岸	210
明德村	H	750	轉折段	河道拓寬	71.2	凹岸	130
明德村	I	750	順直段	河道拓寬	67.8	兩岸	260
上安村	J	500	轉折段	河道拓寬	66.2	兩岸	130
郡坑村	K	600	順直段	河道拓寬	77.9	兩岸	220

備註：1. 於「位置」欄位，除上安村及郡坑村屬於水里鄉外，其餘點位都在信義鄉。

2. 河道重疊率乃為 2003 年河道與 2009 年河道重疊比較，估算兩期河段重疊部分佔 2009 年總河段面積之比例；河道最大後退長度用以估算在河道呈現擺盪情況下之受災河段最大後退長度，河道最大擴張長度 (m) 則用以估算在河道呈現拓寬情況下之受災河段最大擴張長度。

六、結 論

本研究主要探討陳有蘭溪於 1999 年集集地震至 2010 年間之巨量土砂匯入造成河川型態影響；根據本研究分析結果，陳有蘭溪由 1999 年集集地震至今土砂災害頻繁的主因在於降雨特性改變，包括年平均降雨量增加 1.3 倍及月降雨標準偏差增加 1.7 倍，且主因為颱風降雨事件之累積雨量偏高；多次颱風豪雨事件也引發極大輸砂量，又以 2009 年莫拉克颱風期間引發總輸砂量 $13.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ 為最；本研究根據歷年崩塌圖層概估陳有蘭溪集水區及各子集水區由 1999 年集集地震後至 2009 年莫拉克颱風後所產生的總土砂量，陳有蘭溪集水區產生的總土砂量約為 $158.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ 之間，其中又以沙里仙溪及和社溪兩子集水區產砂量佔大宗。

本研究利用 2004 年 5m DEM、2010 年 1m DEM 及各年度人為疏浚量，回溯各年度陳有蘭溪主河段沖淤變化情況，在考量人為疏浚量清出部分土砂量後，由 2004 年至 2010 年之河川縱剖面變化介於 -4.6 m (沖刷) 至 5.1 m (淤積) 間，在支流匯入主流處都有明顯堆積情況，其中又以郡坑溪匯入處之淤積 2.9 m 及十八重溪匯入處之淤積 2.6 m 為最。在考量人為疏浚量且逐步回溯各年度陳有蘭溪主河段沖淤變化情況，2004 年敏督利颱風後是陳有蘭溪主河段土砂淤積情況最明顯的時段，且最上游和社溪及沙里仙溪匯流口至十八重溪匯流口河段之平均淤積 1.48m 為最；本研究以 2004 年 DEM 及 2004 年敏督利颱風發生後且人為疏浚前之地形進行比較，2004 年敏督利颱風在陳有蘭溪主河段形成的土砂淤積增加約 $3.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ 堆積量，且 34.1% 之陳有蘭溪主河段面積屬於沖刷小於 5m 以內，而 58.1% 之陳有蘭溪主河段面積屬於淤積小於 5m 以內。陳有蘭溪主河段受土砂匯入影響也表現在河寬及 *BI* 的明顯增加。

本研究以陳有蘭溪與更上游的和社溪進行比較，歸納巨量土砂匯入對河川主要影響，本研究認為巨量土砂受河川地形影響的堆積位置是河川型態後續變化的主導關鍵；在支流直接入匯主流情況下，巨量土砂會在匯流口形成堆積扇，堆積扇擠壓主流造成匯入口對岸的河岸刷深及河岸淘刷會是主要災害點，受到擠壓且改道後的主流可能衝擊鄰近保全對象需要被重視；在河川轉折段之土砂堆積則會造成全斷面淤積情況，且會引發河道拓寬、河道擺盪及河岸淘刷崩塌密度增高等現象；在河川隘口段之土砂堆積也會引發全

斷面土砂淤積深度增加、河道拓寬及河岸淘刷密度增高等現象。

參考文獻

- [1] 王文能、尹承遠、吳尚志、吳仁明 (2002)，「崩塌地調查與後續演變趨勢觀測」，行政院農業委員會水土保持局。(Wang, W.N., Yin, C.Y., Wu, S.Z., and Wu, R.M. (2002). *The field investigation and trend analysis of landslides*, Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture, Executive Yuan. (in Chinese))
- [2] 王文能、尹承遠、吳尚志、吳仁明 (2004)，「以 SPOT 影像進行崩塌地調查與變動分析」，行政院農業委員會水土保持局。(Wang, W.N., Yin, C.Y., Wu, S.Z., and Wu, R.M. (2004). *The investigation and trend analysis of landslides by using SPOT images*, Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture, Executive Yuan. (in Chinese))
- [3] 中央地質調查所 (2009)，「集水區地形及地質資料庫成果查詢系統」，經濟部中央地調所。(Central Geological Survey (2009). *The topographic and geological database*, Central Geological Survey. (in Chinese))
- [4] 何春孫 (1986)，臺灣地質概論-臺灣地質說明書，經濟部中央地質調查所。(Ho, C.S. (1986). *The introduction of the geology in Taiwan*, Central Geological Survey, MOGEA. (in Chinese))
- [5] 陳文福、謝伶娟、彭壽奇 (2007)，「大甲河流域敏督利颱風洪災因初探與新思維治理策略之研究」，水土保持學報 39(3)，287-299。(Chen, W.F., Hsieh, L.C., and Peng, S.C. (2007) "Study of new thought on river management policy about the disasters caused by Mindulle typhoon of Da-Chia river basin." *Journal of Soil and Water Conservation*, 39 (3), 287-299. (in Chinese))
- [6] 陳樹群、施珮瑜、吳俊鉉、趙益群 (2012)，巨額土砂匯入對和社溪河相演變之影響，中華水土保持學報 44(4)，302-310。(Chen, S.C., Shin, P.Y., Wu, C.H., and Chao, Y.C. (2012). The influence of macro-sediment from mountainous areas to the river morphology in Hshe River. *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*. 44(4), 302-310. (in Chinese))

- [7] 陳樹群、翁愷翎、吳俊鉉 (2010), 「玉峰溪集水區崩塌特性與崩塌體積之探討」, 中華水土保持學報 41(3), 217-229. (Chen, S.C., Weng, K.L., and Wu, C.H. (2010). "The characteristic of landslide and landslide size in Yu-Fong river watershed." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 41(3), 217-229. (in Chinese))
- [8] 國家災害防救科技中心 (2004), 「石門水庫土砂災害問題分析」, 國家災害防救科技中心 (<http://ncdr.nat.gov.tw/news/newsletter2/004/Shihmen%20Reservoir.pdf>) (National Science and Technology Center for Disaster Reduction (2004). "Analysis of the sediment-related disaster in Shihmen reservoir." National Science and Technology Center for Disaster Reduction, <http://ncdr.nat.gov.tw/news/newsletter2/004/Shihmen%20Reservoir.pdf> (in Chinese))
- [9] Ashmore, P. (1991). "Channel Morphology and Bed Load Pulses in Braided, Gravel-Bed Streams." *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 73(1), 37-52.
- [10] Ashmore, P., Bertoldi, W., and Tobias Gardner, J. (2011). "Active width of gravel-bed braided rivers." *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(11), 1510-1521.
- [11] Coppus, R., and Imeson, A.C. (2002). "Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi-arid sub-andean valley." *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (13), 1365-1375.
- [12] Heritage, G.L., Large, A.R.G., Moon, B.P., and Jewitt, G. (2004). "Channel hydraulics and geomorphic effects of an extreme flood event on the Sabie River, South Africa." *Catena*, 58 (2), 151-181.
- [13] Howard, A.D., Keetch, M.E., and Vincent, C.L. (1970). "Topological and geometrical properties of braided streams." *Water Resources Research*, 6(6), 1674-1688.
- [14] Knighton, D. (1984). *Fluvial forms and processes: a new perspective*, Arnold, Hodder Headline, PLC, London, United Kingdom.
- [15] Lewis, T., Braun, C., Hardy, D.R., Francus, P., and Bradley, R.S. (2005). "An extreme sediment transfer event in a Canadian high Arctic stream." *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37 (4), 477-482.
- [16] Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shien, Y.C., Liu, S.H., and Lee, S.Y. (2004). "Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan." *Engineering Geology*, 71, 49-61.
- [17] Sarma, J.N. (2005). "Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India." *Geomorphology*, 70, 226-256.
- [18] Schumm, S.A. (1969). "River metamorphosis." *Proc., Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, 255-273.
- [19] Wu C.H., Chen, S.C., and Chou, H.T. (2011). "Geomorphologic Characteristics of Catastrophic Landslides during Typhoon Morakot in the Kaoping Watershed, Taiwan." *Engineering Geology*, 123, 13-21.
- [20] Zinger, J.A., Rhoads, B.L., and Best, J.L. (2011). "Extreme sediment pulses generated by bend cutoffs along a large meandering river." *Nature Geoscience*, 4, 675-678.

2012 年 12 月 21 日 收稿

2013 年 01 月 30 日 修正

2013 年 04 月 02 日 接受

(本文開放討論至 2014 年 6 月 30 日)