

巨額土砂匯入對和社溪河相演變之影響

陳樹群^[1] 施佩瑜^[1] 吳俊鎰^{[2]*} 趙益群^[1]

摘要 特定之颱風及豪雨事件為和社溪集水區內巨額土砂進入河道造成相關土砂災害之主要因素；尤以 2009 年莫拉克颱風其間之輸砂量，佔該年總輸砂量之 95.8% 最為嚴重。然而，莫拉克颱風過後並無發生規模較大之颱風及豪雨事件，因此進入和社溪之土砂漸減，使得因土砂堆積造成之辮狀河川逐漸走向蜿蜒。此外，河川轉折點跟隘口處都會抑止土砂往下游運移並使土砂集中於此處，間接造成河岸淘刷密度增加 2.5 至 10.5 倍。

關鍵詞：和社溪集水區、巨量土砂脈衝、河川型態。

The Influence of Macro-Sediment from Mountainous Areas on the River Morphology in the Heshhe River

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

ABSTRACT Macro-sediment impulses induced by particular typhoons and rainstorms are the main reason for serious sediment disasters in the Heshhe River. For example, the sediment input during Typhoon Morakot in 2009 which accounted for 95.8% of the annual sediment discharge is the most serious of these disasters. Since Typhoon Morakot, the sediment input has decreased, as there have been less serious typhoons and rainstorms, thus, transforming the river morphology from a braided river into meandering river. In addition, river bends and topographical notches restrain sediment from moving downstream and store it in these locations. These factors have indirectly increased the erosion density of the river banks by 2.5 to 10.5 times.

Key Words : Heshhe River watershed, macro-sediment impulse, river morphology.

一、前言

由崩塌產生之巨額土砂進入河道後對下游河道之有著深遠的影響 (Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007))。這些巨額泥砂在進入河道後，由於不同的地型特徵及河道組成粒徑，會對河道的型態造成影響 (Hoey, T.B., and Sutherland, A.J. 1991)。河川型態演變主因控制在來砂量與河川流量兩個關鍵因子，(Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007)) 曾將土砂匯入對河道的後續演化分成三個階段。第一階段為事件發生時，由

於來砂量增加，大量泥砂淤高河床形成水深較淺且散亂支流路來消耗水流能量。因此河道開始增加其河寬，減少水深及增加坡度等來順應此項變化。第二階段當上游來砂量逐漸減少時，河道為了維持上下游輸砂平衡，便會開始下切河床，減少河床坡度並向兩岸灘地侵蝕已補充來砂量，此時仍屬多股流路之辮狀型態。第三階段由於輸砂量持續減少，且水流持續刷深河道，造成河道深槽化，使得原本多股寬淺之辮狀河道轉變為單股窄深之深切流路。因此，河道寬度減少、水深增加、坡度減緩，開始轉換為蜿蜒流路，以增加

[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

流長方式削減水流能量。此時，河道會慢慢進入相對穩定狀態並等待下次洪水等事件發生，成為另一個河道型態循環的開始。

由神木集水區產出且進入和社溪的土砂量是否可稱為巨額可從一個比較看出，在 (Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007)) 探討土石流匯入土砂對河川型態影響時，該研究區域年泥沙產量介於 $4\sim 19\times 10^3\text{ m}^3\text{ km}^{-2}$ ，但根據陳樹群等 (2012) 對神木集水區在屢次颱風事件後土砂產量評估結果，神木集水區年土砂量產出約為 75×10^3 (1996 年賀伯颱風) 至 232×10^3 (2009 年莫拉克颱風) $\text{m}^3\text{ km}^{-2}$ ，神木集水區在此兩次颱風過後之泥沙生產量最高為紐西蘭西南山脈之 58 倍之餘。而這些巨量泥砂在進入河道後，河道型態會受到隨之而來的洪水進行一連串的調整，以維持河道與巨量土砂間之平衡。

以宏觀之角度探討英格蘭西北部 Howgill Fells 之一條溪流，由於該溪流上游有大量之泥砂供給，在經過 100 年頻率之洪水事件後，原本之單一河道，轉變成多股河道之型態 (Friend, P.F. 1993)。(Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007)) 則提出多砂河道在經過峽谷進入寬廣平原後，河道發展為辮狀、順直而後又調整為辮狀之循環概念模式。然而，泥砂與河道間相互關係，除了河川型態變化外，尚有河道縱剖面、河床型態及單獨之泥砂運移等。而造成上述相互關係之影響因子包含了河流地貌活動之強度、水流運送能力、泥砂產量 (泥砂之進入與輸出、河床侵蝕、泥砂沉積) 等 (Alekseevskiy et al., 2008)。因此，巨量泥砂在進入和社溪後，受到洪水事件之影響，產生使得和社溪之河川型態如何變化，為本研究之主要研究重點。

中臺灣陳有蘭溪集水區是濁水溪支流，濁水溪也是台灣具有最高崩塌及土石流潛勢的集水區之一 (Lin et al., 2004; Lin, M.L., and Jeng, F.S. (2000))。部分研究 (Dadson et al., 2004; Lin, G.W., and Chen, H. 2012; 陳樹群等, 2012) 都曾提到陳有蘭溪集水區在 1999 年集集地震至今 12 年間都有大量降雨誘發之崩塌地產生，且跟集集地震影響有關 (Lin et al., 2004)。和社溪即為陳有蘭溪集水區最上游支流之一，而神木集水區則為和社溪主要土砂匯入來源。Chen et al. (2012) 曾指出從 1996 Typhoon Herb 至 2009 Typhoon Morakot，神木集水區在屢次豪雨誘發崩塌事件所產生的土砂量約為 2.9 百萬 m^3 (After 1996 Typhoon Herb) 至 9.0 百萬 m^3 (After 2009 Typhoon Morakot)。如此大量的土砂頻繁從神木集水區頻繁地輸入和社溪河川中，尤其在不到 10km 河道

長度的和社溪卻包含了三個隘口及兩個河川轉折地形，巨量土砂在和社溪的運移情況對長期河相變遷的影響是值得探討的問題，也可成為世界各國產砂量龐大的河川 (例如在 2009 年莫拉克颱風後的西南台灣及東南台灣 (Wu et al., 2011)、英格蘭西北部 (Friend, P.F. (1993)) 及紐西蘭 (Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007)) 未來河相變遷及後續治理上的參考。因此本研究將針對在長時間尺度下巨額土砂脈衝進入和社溪後對和社溪之河相演變之相關性。探討在這些巨額土砂在進入和社溪後辮狀河道的變化，以及和社溪內三個隘口及兩個河川轉折地形對於土砂運移之影響兩大部分。

二、研究區域概述

本研究主要以南投縣信義鄉和社溪河段為研究區域 (圖 1)，由神木集水區 (愛玉子溪、霍薩溪及出水溪三溪匯流處) 至下游與東埔溪匯流處為止，總長度約 10 km，以下游與東埔溪匯流處為終點之集水區面積約 92 km^2 ，高程介於 756 m 至 2,857 m 之間，約 66.7% 區域位於高程 1,500 m 以上，平均高程約 1726.4m。全集水區平均坡度約為 28.3° ，坡度超過 30° 以上區域佔總面積之 47.0%。在和社溪集水區歷年降雨資料分析上，本研究主要採用位於神木集水區下游神木村雨量站紀錄進行分析，此集水區年平均降雨量約為 1950mm，雨季 (每年 4 月至 10 月) 平均降雨量則為 1580mm (約佔年降雨量 81%)，旱季 (每年 11 月至隔年 3 月) 平均降雨量則為 370mm (約佔年降雨量 19%)。在土地利用分佈上，本研究採用 (林務局, 2009) 所產製之土地利用圖層資料 (比例尺為 1/5000)，結果顯示：37% 為天然闊

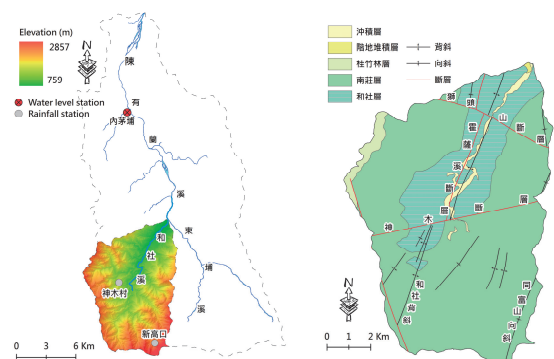


圖 1 和社溪集水區高程、地質及水文站分佈圖

Fig.1 The distribution of elevation, geological setting, gauges in Heshe River watershed

葉混合林、10%為柳杉造林、8%為人造針葉及闊葉混合林；另外有6%之土地為農耕地，但在鄰近和社溪兩旁則以高灘地上之人為農耕用地為主。

和社溪集水區地層雖有南莊層、和社層、階地堆積層及沖積層，但沖積層主要位於和社溪主流流經區域，和社溪兩岸則以南莊層及和社層為主。根據(何春蓀, 1986)對南莊層及和社層之敘述：和社層屬於中新世地層，主要由厚層到薄層青灰色細粒石灰質砂岩和深灰色頁岩或粉砂岩構成；南莊層也屬於中新世地層，主要由砂岩、深灰色頁岩和砂岩與頁岩之薄葉互層所組成，根據過往研究調查：和社層的岩石單壓強度為 60 Mpa(陳宜徽及陳宏宇, 2005)，在強度分級上屬於強岩等級。且此區地層遭受強烈之擠壓褶曲與變形，岩體不連續面相當發達，部落附近地質構造出露頻繁，歷年來地質災害不斷。

三、研究方法及材料

本文採用的研究方法(包含辮狀指數及崩塌土砂量估算)及相關圖資(包含高精度地形高程模型、航拍圖資及崩塌圖層等)如下分述：

1. 辮狀指數及辮狀指數密度

辮狀指數(braiding index, 後簡寫為BI) 辨別方法有數種, 本研究沿用 Howard et al. (1970) 所提出方法, 該方法乃以航拍圖資為主要判斷依據, 在河川中將斷面通過之河川數目做一統計, 並將其平均得到辮狀指數(如圖 2)。辮狀指數主要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。本研究所採用的辮狀指數密度則為單位寬度之流路數量, 即河道上不同時間階段之殘留流路數目除以其對應寬度。

本研究為瞭解 2009 年莫拉克颱風洪水對陳有蘭溪河床的影響隨時間改變情況, 因此以 2009 年莫拉克颱風後的後一年(2010 年) 為主要觀察時期, 並取 2010 年 4 月、8 月及 11 月為三個觀察時期, 瞭解河床辮狀指數密度的衰減情況。本研究一併引用新高口雨量站於 2010 年之雨量分佈說明該年降雨, 2010 年總降雨量約 3148.5mm, 雖然較此區平均雨量(1950.0mm) 偏高, 但日降雨超過 100mm 僅有 4 天, 最大日降雨則為 2010/9/19 的 220.5mm(凡那比颱風), 因此可認為 2010 年是降雨量偏多, 但降雨分佈較均勻, 因集中豪雨造成大洪水事件偏少。第一時期(2010 年 1 月至 4 月) 累積雨量約為 480mm, 第二時期(2010 年 5 月至 8 月) 累

積雨量約為 1821.5mm, 第三時期(2010 年 9 月至 11 月) 累積雨量約為 783.0mm。因此可認為 2010 年雨量及引發流量對河床影響並未大過 2009 年莫拉克颱風對河床的影響, 因此以 2010 年不同時期的河床辮狀指數密度變化來探討河床由漫淹洪水逐漸演變至主深槽形成的過程。

2. 高精度地形高程模型 (digital elevation model, DEM)

採用 2004 年 5m DEM 及 2010 年 1m DEM (由水利署第四河川局提供), 用於分析和社溪河川地貌變遷評估。

3. 航拍圖資

本文採用林務局農林航空測量所所發行之正射影像數化和和社溪河川邊界及主流位置, 所採用的正射影像包含同富(95202065)、隆華 B(95202066)、草坪頭(95202075)、神木(95202084) 及坪頂(95202085) 等圖資。

4. 崩塌圖層及崩塌土砂量估算

本研究主要依據陳樹群等(2012) 針對神木集水區所繪製多期崩塌圖層, 包含 1996 年、2001 年、2004 年、2007 年、2008 年及 2009 年等年份, 該圖層產製

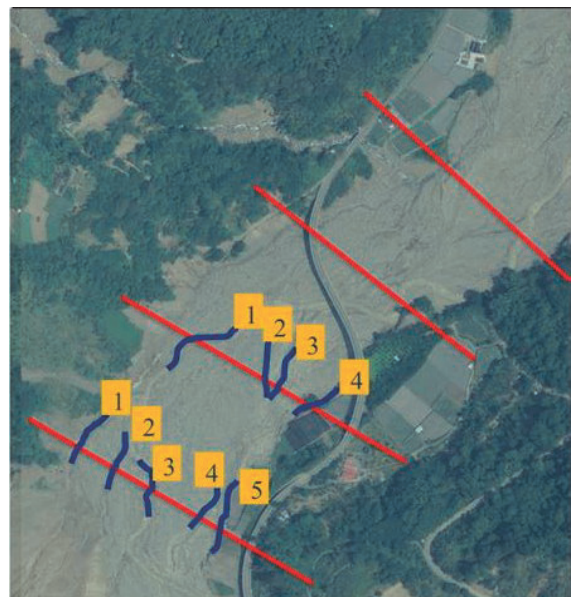


圖 2 本研究所採用的辮狀指數說明圖

Fig.2 The explanation of the braiding index in the study

方式是由 SPOT-2、SPOT-4 及 SPOT-5 等級衛星影像，經利用常態化差異植生指標 (normalized difference vegetation index, NDVI) 進行崩塌地初步萃取，並從崩塌圖層以航拍比對中扣除土砂堆積河道或非植生之人為土地利用區，而得出各年度崩塌圖層。崩塌量估算採用 (陳樹群等, 2012) 針對國內著名崩塌案例進行統計分析之邊坡坡度與崩塌深度推估式，以崩塌面積乘以平均崩塌深度則為崩塌量估算。本研究流程圖如圖 3 所示。

四、結果與分析

1. 水文資料分析

由於和社溪集水區內並未設立長期監測之流量及輸砂量監測站，最接近和社溪集水區之監測站則為和社溪集水區下游之內茅埔站，雖然內茅埔站所監測數據乃包含和社溪集水區及東埔溪之流量與輸砂量，但為瞭解和社溪及陳有蘭溪在屢次降雨後之輸砂量變化，本研究提供內茅埔站 (經濟部水利署水文監測站，站號 1510H049) 監測數據以供參考。內茅埔站監測數據由 1996 年至 2010 年為止，且在 2001 至 2002 年因為儀器毀損而資料短缺。圖 4 為內茅埔站每一年度總輸砂量監測結果，可發現年總輸砂量超過 15 百萬噸的僅有 1996, 1998, 2004 及 2009 年，本研究查詢該站日監測記錄便可發現這四個年度總輸砂量攀高更來自於特定颱風或豪雨事件，本研究一併提供和社溪上游的新高口雨量站數據以為參考，此四個年度特定颱風或豪雨事件包含 1996 年賀伯颱風 (Typhoon Herb, 1996/7/30-8/1, 新高口雨量站累積雨量 878.5 mm, 颱風期間總輸砂量約 23.8 百萬噸, 佔該年總輸砂量 93.2%)、1998 年 0607 至 0611 豪雨 (新高口雨量站累積雨量 437.0 mm, 颱風期間總輸砂量約 8.7 百萬噸, 佔該年總輸砂量 40.2%)、1998 年瑞伯颱風 (Typhoon Zeb, 1998/10/13-17, 新高口雨量站累積雨量 336.5 mm, 颱風期間總輸砂量約 9.5 百萬噸, 佔該年總輸砂量 44.0%)、2004 年敏督力颱風 (Typhoon Mindulle, 2004/6/28-7/4, 新高口雨量站累積雨量 1092.5 mm, 颱風期間總輸砂量約 11.1 百萬噸, 佔該年總輸砂量 57.7%)、2009 年莫拉克颱風 (Typhoon Morakot, 2009/8/5-8/10, 新高口雨量站累積雨量 2099.5 mm, 颱風期間總輸砂量約 31.3 百萬噸, 佔該年總輸砂量 95.8%)。上述數據清楚說明和社溪輸砂量的兩個特

性，一則 2009 年莫拉克颱風所引發的輸砂量是內茅埔站監測數據之最；二則和社溪年總輸砂量仍主控在該年度特定颱風或豪雨事件，上述四個年度特定颱風豪雨事件在數日內引發的總輸砂量都超過年總輸砂量 40% 以上。

2. 河段沖淤變化說明

本研究採用和社溪在兩期高精度 DEM (2004 年及 2010 年) 比對結果如圖 5 所示，可發現 2010 年和社溪河段平均較 2004 年和社溪河段河床抬升 6.2 m，最大抬升高程約 25.5 m 且位於神木集水區匯入和社溪位置，河川範圍內總土砂增加量約為 9.5 百萬 m³，94% 河段因土砂淤積造成河床抬升，僅 6% 河段相較於 2004

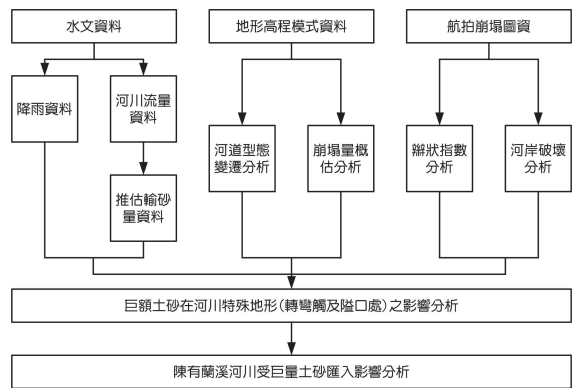


圖 3 本研究流程圖

Fig.3 The chart of the research

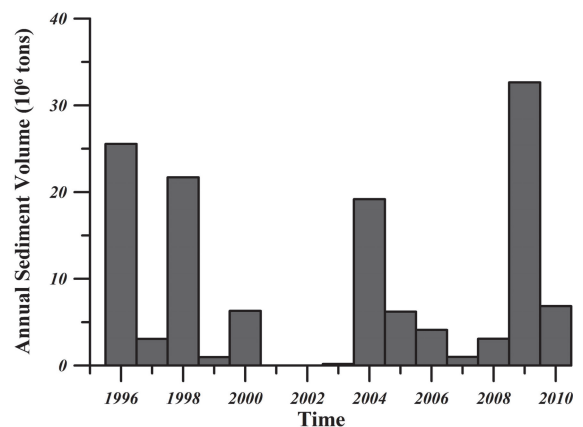


圖 4 內茅埔站自 1996 年至 2010 年輸砂量資料 (2001 至 2002 年因儀器毀損而資料短缺)

Fig.4 The annual sediment volume records in Neimaou gauge from 1996 to 2010. The data from 2001 to 2002 is lack because of the breakdown of the equipments

年呈現刷深現象；由圖 5 也可發現土砂淤積處集中於三個位置，包括神木集水區匯入和社溪至松山溪匯入和社溪河段（圖 5 之 AA'斷面上游，平均土砂堆積深度約 11.7m，總堆積量約 5.0 百萬 m³，約佔總河段堆積量之 52.6%）、松山溪下游 S 型河段（圖 3 之 BB'斷面至 CC'斷面，平均土砂堆積深度約 5.3m，總堆積量約 1.7 百萬 m³，約佔總河段堆積量之 17.9%）及二號溪匯

入和社溪至隆華國小河段（圖 5 之 DD'斷面至 EE'斷面，平均土砂堆積深度約 8.7m，總堆積量約 1.4 百萬 m³，約佔總河段堆積量之 14.7%）；此數據也說明兩個現象：歷年由神木集水區產出之土砂量並未完全往下游運移，多數仍堆積於松山溪匯入和社溪之匯流口上游；再者河川轉角跟隘口處都會促使土砂往下游運移的現象趨緩，並使土砂集中在河川轉角段與隘口處；在二號溪匯入和社溪至隆華國小河段，雖然具有兩個隘口影響土砂運移，但該河段影響土砂往下游最大影響因素是和頭坑溪在 2009 年莫拉克颱風期間爆發土石流，夾帶大量土砂的土石流在和社溪匯流口形成的大量土砂堆積（也曾形成短暫的小型堰塞湖事件），在 2010 年 DEM 仍可清楚發現和頭坑溪匯入和社溪匯流口形成的大量土砂堆積。

和社溪在 2004 年敏督利颱風後及 2009 年莫拉克颱風後（原始高程為 2010 年所量測，但和社溪集水區 2009 年莫拉克颱風後至 2010 年並無重大颱風豪雨事件因此本研究將 2010 年量測直接引用為 2009 年莫拉克颱風後）河川縱剖面高程變化圖如圖 6 所示。雖然和社溪在 2004 年至 2010 年間共有 4 次颱風事件（包含 2004 年敏督利颱風、2007 年聖帕颱風、2008 年卡梅姬颱風及 2009 年莫拉克颱風），但以圖 4 河川輸砂量資料而言，仍以 2004 年敏督利颱風後及 2009 年莫拉克颱風為主要土砂運移事件。由圖 6 可發現和社溪河道在和頭坑溪及神木集水區（即為愛玉子溪、霍薩溪、出水溪等三溪入匯處），均有明顯的堆積產生，平均堆積深度增加 7.9m 及 11.2 m。除此之外，從 1 號野溪入匯和社溪至三溪入匯和社溪之平均堆積深度達 6.7m。縱剖面高程增減數據仍在顯示如上述所提的兩個現象：神木集水區入匯土砂仍堆積在上游及和頭坑溪土石流堆積扇造成的土砂嚴重淤積。

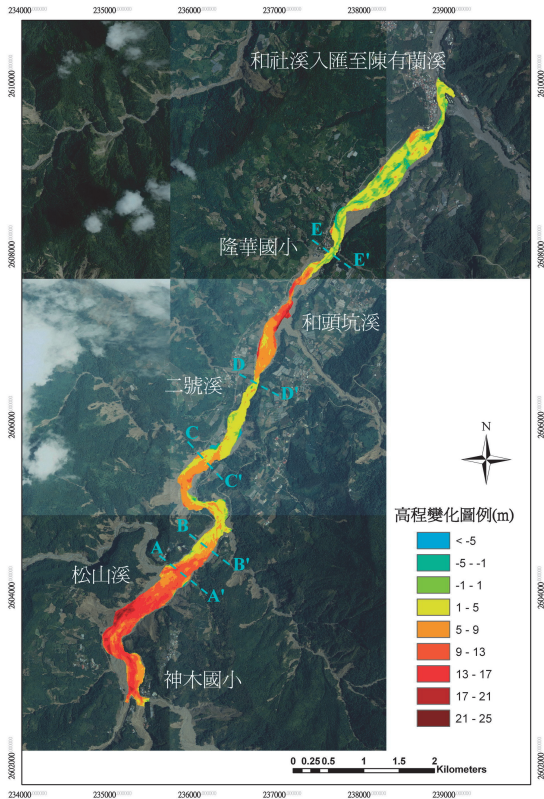


圖 5 和社溪河段在 2004 年與 2010 年河川高程變化圖

Fig.5 The elevation variation in Heshe River from 2004 to 2010

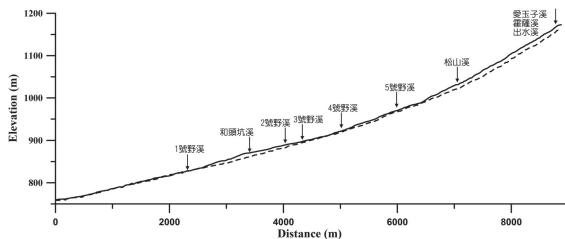


圖 6 和社溪在 2004 年敏督利颱風後（虛線）及 2009 年莫拉克颱風後（實線）河川縱剖面高程圖

Fig.6 The longitudinal profile after 2004 Typhoon Mindulle (black dash-line) and 2009 Typhoon Morakot (black line) in Heshe River and its tributaries

3. 歷年辮狀指數說明

在巨額土砂產出河川，輸砂量與流量主導河川型態後續演變，當河川流量足以運移匯入的土砂量時，多數土砂量會在洪水期間被帶往下游，原河川斷面會在洪水過後出現底床抬升及河寬展寬的現象；但當河川流量無法消化巨額土砂量時，多數土砂量會在河川上游開始淤積，並因匯入土砂量遠大於往下游運移土砂量，一樣會出現底床抬升及河寬展寬現象，此外河川底床坡度會逐漸陡峭，也因土砂堆積不規則性，導致河川開始轉為辮狀河川，且此現象僅在河川來砂量逐漸降低才會逐漸恢復到原有的河川特性 (Ashmore,

P. 1991; Ashmore et al., 2011; Knighton, D. 1984; Schumm, S.A. 1969)。圖 7 利用 2001 年桃芝颱風後、2004 年敏督利颱風後、2007 年聖帕颱風前、2009 年莫拉克颱風後及 2010 年之正射影像進行和社溪辮狀指數及河寬斷面變化之分析。2004 年受到敏督利颱風影響，至少 4.7 百萬 m³ 之土砂進入和社溪河道造成河道展寬及辮狀指數增加之趨勢 (陳樹群等, 2012)。敏督利颱風後至 2007 年聖帕颱風前，這中間並無嚴重的降雨事件發生，因此這段期間由於進入河道之土砂量減少，使得河道深窄化。再歷經聖帕及莫拉克颱風後，分別有 3.4 及 9.0 百萬 m³ 之土砂從上游進入和社溪河道內 (陳樹群等, 2012)；所以在 2007 年至 2009 年間，河道從上游至下游平均展寬 40m，而辮狀指數亦隨之增加。2009 年至 2010 年間無嚴重颱風及豪雨事件，因此僅少數土砂進入河道，使得河道寬度及辮狀指數變化均呈現負值。根據歷年河川及辮狀指數變化，和社溪河段的河寬與辮狀指數呈現正相關係，也跟過往多筆研究所提論點相近 (Boix-Fayos et al., 2007; Phillips et al., 2005)。

4. 2009 年莫拉克颱風後辮狀指數密度變化

河川洪水對河床型態的影響，可由最早期洪水仍漫淹全河床表面時期，逐漸進入洪水消退，河床表面仍被水流漫淹，但漫淹高度逐漸降低時期；再進入河川流量無法覆蓋全河床表面，因此僅在特定位置逐漸產生主流時期；最後則為河床表面出現固定主深槽位置時期，並等待下一次洪水事件而重新開始另一次循環。一次河川洪水對河床面的影響會在多少時間內逐漸衰減，則是本研究於此段分析主要探討問題。本研究以 2009 年莫拉克颱風對和社溪的影響為主要分析對象，並分為三個時期分析，包含 2010 年 4 月、8 月及 11 月，依河道流心線每 25 公尺流心距萃取一筆斷面資料，便可繪製辮狀指數密度變化圖，如圖 8 所示。根據圖 8 數據顯示，數據顯示在 2010 年河道平均辮狀指數密度分別為 0.0747 (第一時期)、0.0515 (第二時期) 及 0.0070 (第三時期)，也代表因 2009 年莫拉克颱風造成的土砂堆積造成辮狀指數升高現象，在 2010 年逐漸降低。本研究查閱各時期河段流路數，第一時期多介於 5-10，第二時期至第三時期逐漸降低，第三時期流路數幾乎介於 2 以下，此也代表和社溪因土砂堆積造成辮狀河川，在歷經約 15 個月 (2009 年 8 月至 2010 年 10 月) 河川流量消化土砂量或河川流路逐漸營造出固定主深槽後，河川型態逐漸走向蜿蜒。

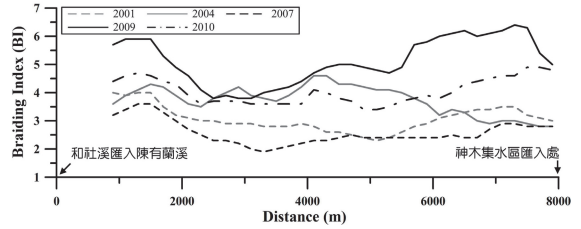


圖 7 和社溪長期河川辮狀指數分佈圖
Fig.7 The long-term distribution of braiding index (BI) in Heshi River

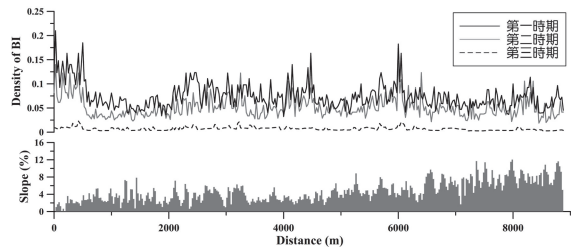


圖 8 2010 年和社溪辮狀指數密度變化圖
Fig.8 The distribution of density of braiding index in Heshi River in 2010

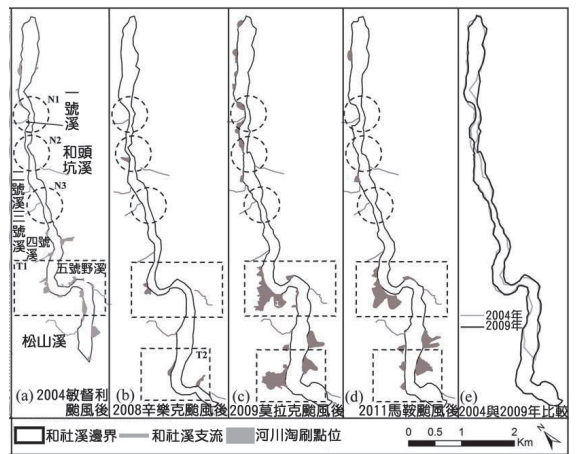


圖 9 和社溪長期河川相變遷比較圖，(a) 至 (d) 則分別為 2004 年敏督利颱風後、2008 年辛樂克颱風後、2009 年莫拉克颱風後及 2011 年馬鞍颱風後之河相，(e) 則為 2004 年與 2009 年河相變遷比較圖。

Fig.9 The long-term alteration of river morphology in Heshi River. (a), (b), (c), and (d) are the river morphology after 2004 Typhoon Mindulle 2008 Typhoon Sinlaku, 2009 Typhoon Morakot and 2011 Typhoon Maan, respectively. (e) The comparison of river morphology after 2004 Typhoon Mindulle and 2009 Typhoon Morakot

五、討 論

河川轉彎地形或隘口地形對土砂運移造成的影響，是值得討論的議題。在本研究所探討的社溪河段，具備兩個轉彎地形或三個隘口地形（如圖 9）。本研究以航拍圖資針對 2004 年敏督力颱風後、2008 年辛樂克颱風後、2009 年莫拉克颱風後及 2011 年馬鞍颱風後河相進行數化，由於航拍圖資取得及解析度的問題，2004 年敏督力颱風後僅能數化到松山溪與社溪匯流口上游約 200m 位置，但因跟其他年度圖資僅差 1400m 距離（在地形上差一個河川轉折），並不影響本研究在河相變遷上的討論。為量化斷面寬度增減比例，本研究選擇和社溪三個主要隘口處（N1, N2, N3）及兩個河川主要轉折處（T1 及 T2）估算不同年度的河寬增減量及河岸淘刷密度（表 1）。

從表 1 資料可發現河寬拓寬主要發生在 2004 年及 2009 年兩次颱風事件後，這也代表較大豪雨事件通常主導河相的主要變化情況；2009 年是在四個時段中河寬最寬的時段，以隘口地形而言，2009 年河寬約較 2004

年河寬增加 12.9%至 50.5%，但仍有河寬縮減的情況出現（N3 進隘口段河寬），經查該河段在 2004 年洪水後曾沖毀河岸居民農作後便興建護岸，工程進入相對抑止河寬拓寬現象；以河川轉折點而言，因 2004 年數化圖資僅有一個河川轉折點，因此本研究改以 2008 年與 2009 年進行比較，2009 年河寬約較 2008 年河寬增加 59.8%至 68.6%；三則河岸淘刷密度偏高可知河岸淘刷是河寬拓寬主要原因，不論在河川轉折點或進出隘口段，且和社溪主要河岸淘刷現象出現在 2009 年莫拉克颱風後，雖然 2011 年也在河川轉折點出現多次河川淘刷，但多數面積都跟 2009 年河岸淘刷位置重複，因此可被判斷為「2009 年河岸淘刷後的邊坡尚未復育」。

若結合主流與各支流平均堆積增加深度、地形位置及河床底床坡度，便可完整解釋和社溪土砂運移概況。本研究將和社溪分為三個區段說明，由最上游往下游分別為神木集水區至四號野溪、四號野溪至二號野溪及二號野溪至和社溪與沙裡仙溪交匯口等；神木集水區至四號野溪河段包含兩個轉折點，總長度約 3.8km，底床平均坡度約 6.5%，河床底床平均堆積增加深度為 7.8m；主流河川土砂運移情況可由平均堆積增加深度驟升情況解釋，松山溪與主流匯流口之平均堆積增加深度約較四號野溪與主流匯流口之平均堆積增加深度驟升約 2.7 倍，也是全和社溪平均堆積增加深度最高的河段；由松山溪往神木集水區三溪匯流口之平均堆積增加深度仍持續增加，但增加趨勢趨緩，此也代表由神木集水區至四號野溪河段之河段是上游巨量土砂進入和社溪後主要堆積區，大量土砂堆積於此也造成此區在 2009 年莫拉克颱風期間有最高的河岸淘刷密度，土砂堆積主因可被認為流量無法一次運移巨量土砂、河川轉折地形消減流量輸砂能力及此河段五條支流皆持續有土砂入匯，過多土砂量除造成主流河川底床堆積深度增加，也造成各支流由匯流口往上游溯源淤積。

四號野溪至二號野溪河段包含一個隘口地形，總長度約 1.5km，底床平均坡度約 3.3%，河床底床平均堆積增加深度為 3.8m，此段河川主流與支流皆沒有明顯增加的平均堆積深度，三號野溪及四號野溪河川底床坡度也趨緩，但主流底床坡度則在三號野溪以上增加，三號野溪河段相當接近於隘口處，因此可認為此段河川之土砂堆積由隘口主導，且主要堆積於隘口往上游至四號野溪處（隘口收縮段）；最下游的二號野溪至和社溪與沙裡仙溪交匯口河段包含兩個隘口地形，且頭坑溪也在 2009 年莫拉克颱風期間沖出大量土砂形

表 1 和社溪在隘口段及河川轉折處之河寬變化及河岸淘刷密度

Table 1 The changes of river width and density of bank erosion in the narrow reaches and turning sections in Hoshe River

地形位置		2004年	2008年	2009年	2011年
N1 隘口	進隘口段平均河寬 (m)	116.5	101.2	157.8	155.5
	出隘口段平均河寬 (m)	161.3	244.6	239.6	230.8
	河岸淘刷密度 (m ² /m)	6.7	0.0	24.5	0.0
N2 隘口	進隘口段平均河寬 (m)	138.9	145.0	209.0	205.5
	出隘口段平均河寬 (m)	120.6	117.1	149.0	195.2
	河岸淘刷密度 (m ² /m)	3.4	24.8	35.7	0.0
N3 隘口	進隘口段平均河寬 (m)	146.9	138.2	139.1	148.4
	出隘口段平均河寬 (m)	204.3	219.3	230.7	233.9
	河岸淘刷密度 (m ² /m)	0.0	0.0	0.0	0.0
T1 轉折點	平均河寬 (m)	168.1	118.2	199.3	166.6
	平均河寬增減 (m)	---	-52.4	81.1	-32.7
	河岸淘刷密度 (m ² /m)	52.0	11.1	128.7	113.4
T2 轉折點	平均河寬 (m)	---	178.7	285.5	233.6
	平均河寬增減 (m)	---	---	106.8	-52.0
	河岸淘刷密度 (m ² /m)	---	33.2	233.0	105.6

備註：1. 表格之 2004 年代表「2004 年敏督利颱風後」、2008 年代表「2008 年辛樂克颱風後」、2009 年代表「2009 年莫拉克颱風後」及 2011 年代表「2011 年馬鞍颱風後」。
2. 平均河寬增減代表該事件年份與前一次事件年份之河寬增減平均量，河岸淘刷密度代表在該區域內平均每公尺河段長度 (m) 所引發的河岸淘刷面積量 (m²)。

成短暫的堰塞湖情況，兩個連續隘口地形及頭坑溪堰塞湖主導此河段的土砂堆積情況，也可由主流與頭坑溪匯流口處平均堆積深度驟升現象獲得解釋，土砂嚴重淤積也間接造成此段河岸淘刷密度增高。

六、結 論

本研究主要探討長時間尺度下巨額土砂脈衝進入和社溪後對和社溪河川型態的變化，以及和社溪內三個隘口及兩個河川轉折地形對於土砂運移之影響。根據分析結果顯示，和社溪年總輸砂量主要受到該年度特定颱風或豪雨事件影響；尤以 2009 年莫拉克颱風其間總輸砂量約 31.3 百萬噸，佔該年總輸砂量之 95.8% 最為嚴重。受到不同強度颱風及豪雨事件影響，使得和社溪內之辮狀指數出現消長之情形，大體上仍可發現辮狀指數與河寬有正相關之關係。由於 2009 年莫拉克颱風過後並無發生規模較大之颱風及豪雨事件，因此進入和社溪之土砂逐漸減少，河川辮狀指數密度逐漸降低，原本因土砂堆積造成之辮狀河川，在歷經河川流量消化土砂量或河川流路逐漸營造出固定主深槽後，河川型態逐漸走向蜿蜒。

另外，本研究結合主流與各支流平均堆積增加深度、地形位置及河床底床坡度，完整解釋和社溪土砂受到三個隘口及兩個河川轉折地形後之運移概況。本研究將之分為三個區段說明，神木集水區至四號野溪、四號野溪至二號野溪及二號野溪至和社溪與沙裡仙溪交匯口。神木集水區至四號野溪河段包含兩個轉折點，為上游巨量土砂進入和社溪後主要堆積區，過多土砂量除造成主流河川底床堆積深度增加，也造成各支流由匯流口往上游溯源淤積。四號野溪至二號野溪河段包含一個隘口地形，此段河川之土砂堆積由隘口主導，土砂往上游方向堆積。最下游的二號野溪至和社溪與沙裡仙溪交匯口河段包含兩個隘口地形，土砂嚴重淤積於此，間接造成此段河岸淘刷密度增高之趨勢。

參考文獻

- [1] 何春蓀 (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))
- [2] 林務局 (2009), 「臺灣現生天然植群圖」, 行政院農業委員會林務局, 台北, 臺灣。(Forestry Bureau (2009). *The natural Vegetation Map in Taiwan*. Council of Agriculture Executive Yuan Forestry Bureau, Taipei, Taiwan. (in Chinese))
- [3] 陳樹群、陳少謙、吳俊鉉 (2012), 「南投縣神木村集水區崩塌特性分析」, 中華水土保持學報, 43(3), 214-226。(Chen, S.C., Chen, S.C., and Wu, C.H. (2012). "Characteristics of the landslides in Shenmu watershed in Nantou county." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 43(3), 214-226. (in Chinese))
- [4] 陳宜徽、陳宏宇 (2005), 「陳有蘭溪流域山崩與植生狀態之相對關係」, 中國地質學會九十四年年會暨學術研討會大會手冊及論文摘要, 中國地質學會編印, 台北, 台灣, 第 339 頁。(Chen, Y.H., and Chen, H. (2005). "The study of landslide and vegetation in Chenyulan river." *2005 Annual Meeting of Geological Society*, Geological Society of Taiwan, Taipei, Taiwan, 339. (in Chinese))
- [5] Alekseevskiy, N.I., Berkovich, K.M., and Chalov, R.S. (2008). "Erosion, sediment transportation and accumulation in rivers." *International Journal of Sediment Research*, 23(2), 93-105.
- [6] Ashmore, P. (1991). "Channel Morphology and Bed Load Pulses in Braided, Gravel-Bed Streams." *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 73(1), 37-52.
- [7] 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.
- [8] Boix-Fayos, C., Barberá, G.G., López-Bermúdez, F., and Castillo, V.M. (2007). "Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain)." *Geomorphology*, 91(1-2), 103-123.
- [9] Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., and Stark, C.P. (2004). "Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt." *Geology*, 32(8), 733.
- [10] Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007). "Persistent alluvial fanhead trenching resulting from large, infrequent sediment inputs." *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5), 725-742.

- [11] Friend, P.F. (1993). "Control of river morphology by grain-size of sediment supplied." *Sedimentary Geology*, 85, 171-177
- [12] Hoey, T.B., and Sutherland, A.J. (1991). "Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study." *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(5), 447-462.
- [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] Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shieh, 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(1-2), 49-61.
- [16] Lin, G.W., and Chen, H. (2012). "The relationship of rainfall energy with landslides and sediment delivery." *Engineering Geology*, 125, 108-118.
- [17] Lin, M.L., and Jeng, F.S. (2000). "Characteristics of hazards induced by extremely heavy rainfall in Central Taiwan — Typhoon Herb." *Engineering Geology*, 58(2), 191-207.
- [18] Phillips, J.D., Slattery, M.C., and Musselman, Z.A. (2005). "Channel adjustments of the lower Trinity River, Texas, downstream of Livingston Dam." *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(11), 1419-1439.
- [19] Schumm, S.A. (1969). "River metamorphosis." *Proc., Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, 255-273.
- [20] 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.

2011年11月01日 收稿

2012年12月17日 修正

2013年03月08日 接受

(本文開放討論至 2014 年 6 月 30 日)