

強降雨誘發深層岩質滑坡的典型模式與發生機制

許強* 董秀軍 劉漢香

摘 要 本文以強降雨誘發的深層岩質滑坡為主要研究物件，首先介紹了近年來發生的幾個強降雨誘發深層滑坡的典型實例，並在歸納分析其它強降雨誘發深層岩質滑坡案例的基礎上，初步建立了幾類強降雨誘發深層岩質滑坡的典型成因模式。首先根據斜坡結構，將深層岩質滑坡分為平面單面滑動和空間楔形塊狀滑動兩類。其次，將平面單面滑動模式進一步細分為近水平岩層（滑面傾角小於 10°）平推式滑坡和順層滑坡；將空間楔形塊狀滑動模式細分為基本對稱楔形塊狀滑坡和非對稱楔形塊狀滑坡。分析總結了上述各類滑坡的形成條件、特點和概念模型。在此基礎上，重點對平推式滑坡的發生機制和深層岩質滑坡發生時間滯後於強降雨過程的原因進行了探討。

關鍵詞：強降雨、深層岩質滑坡、成因模式、平推式滑坡、滯後性、發生機制。

Typical Formation Modes and Mechanism of Deep-Seated Rockslide Triggered by Heavy Rainfall

Qiang Xu* Xiu-Jun Dong Han-Xiang Liu

ABSTRACT This study took deep-seated rockslides triggered by heavy rainfall as the main research object. Some recently occurring typical rockslide cases were first introduced. These cases were further combined with other previous rockslide cases for an inductive analysis to first establish the formation modes. Deep-seated rockslides were categorized into two slide modes, the single plane and wedge modes. Single plane slides were subdivided into translational landslides (slide surface has a dip angle smaller than 10°) and bed-parallel landslides. Wedge slides were subdivided into basic symmetrical wedge landslides and asymmetrical wedge landslides. The formation conditions, features, and concept models were concluded for these categories of landslides. On this basis, emphasis was put on the formation mechanics of translational landslides and the reason for the occurrence time of deep-seated rockslides lagging the rainfall.

Key Words: Heavy rainfall; deep-seated rockslide; formation mode; translational rockslide; hysteric nature; formation mechanism.

一、引 言

強降雨天氣往往會誘發大量群發性滑坡、泥石流災害。尤其是近年來，因全球氣候變遷導致天氣系統

紊亂，致使異常天氣現象越來越頻繁，程度越來越高，並出現「旱澇急轉」的特殊現象，更加劇了地質災害的爆發。例如，2010年在長期乾旱後隨即出現強降雨天氣，在甘肅、四川等地誘發了諸如「8月7日甘肅

舟曲特大泥石流」、「8月13日四川特大山洪泥石流災害」以及其它滑坡災害。2011年6月以前在長江中下游出現60年來罕見極端乾旱天氣，鄱陽湖水域面積創下有衛星監測記錄以來最小水面，湖底成為「萬畝大草原」。6月後，長江中下游部分旱區出現「旱澇急轉」現象，遭遇連續暴雨，不僅使贛、湘、黔、閩等13個省份發生洪澇災害，還形成大量群發性滑坡、泥石流災害。表1列出了上世紀八十年代以來中國大陸因強降雨天氣誘發的重大地質災害事件。

表1 上世紀八十年代以來中國大陸強降雨天氣誘發重大地質災害事件一覽表

Table 1 List on events with heavy rainfall triggering severe geo-hazards in China since 1980s

災害事件名稱	發生時間	地點	基本情況與損失
四川群發性滑坡	1981.07	四川盆地	全省90多個縣共發生約6萬處滑坡，規模較大的達4.7萬處，損毀房屋7.4萬間，使6萬人無家可歸（王蘭生等，1982）
四川群發性滑坡	1989.07	四川盆地	發生數萬處滑坡，體積在萬立方米以上的三百多處
長江流域群發性滑坡	1998.07	長江流域	誘發數千處滑坡災害
四川天臺鄉滑坡	2004.09.05	四川達州	搬遷1255人，滑坡堵塞河道形成堰塞湖，淹沒五寶鎮，2萬人受災
四川群發性滑坡	2007.07	四川盆地	在達州、巴中、渠縣等地發生了數百處滑坡，代表性的有青寧鄉岩門村滑坡、嘎雲村特大滑坡
貴州關嶺滑坡	2010.06.28	貴州興義	掩埋一個村莊，99人死亡
四川牛馬場滑坡	2010.07.15	四川南江	體積約2000萬 m^3 ，近千人受災
重慶廟壩滑坡	2010.07.19	重慶城口	形成堰塞湖淹沒廟壩鎮，使2000人受災，下游8000人緊急撤離
四川二蠻山滑坡	2010.07.27	四川漢源	部分掩埋萬工移民集鎮，20人失蹤，致使1500人受災
四川巴中市群發性滑坡	2011.9.16-9.20	四川巴中	形成上千處滑坡災害，損毀大量農田和房屋，造成數十人傷亡。體積在百萬立方米的滑坡有數十處，代表性的滑坡有將營村滑坡、高橋滑坡等

強降雨誘發的地質災害具有群發性、隱蔽性、突發性、破壞性等特點。群發性是指災害的發生不是單個出現，而是大範圍多處（可一次性產生上萬處）同時產生；隱蔽性主要是指災害發生部位及其形成條件極其隱蔽，事前很難發現。突發性是指受強降雨觸發突然發生，事前並無明顯徵兆，很難防範。破壞性則主要表現在兩方面：一是具有高速遠端效應，故其危害範圍大，破壞性強；二是具有災害鏈效應，又稱複合性，崩滑流物質高速遠端運動後進入主河道，形成堰塞壩，產生洪澇、淹沒、淤埋等次生災害，使災害損失和危害進一步放大。上述特點大大增加了此類災害的危險性和防範難度，極易造成群死群傷事件和重大財產損失。因此，加強強降雨條件下地質災害形成條件、典型成因模式與發生機制的研究，並據此制定和建立其早期識別標誌具有重要的理論和現實意義。

在強降雨誘發的滑坡中，因深層岩質滑坡往往具有規模大、造成損失嚴重，成因機理複雜等特點而更加值得關注和研究。為此，本文著重探討強降雨誘發深層岩質滑坡的典型模式與發生機制，希望以此能對此類滑坡早期識別標誌的制定提供參考和借鑒。

二、近年來強降雨誘發深層基岩滑坡典型實例

1. 四川宣漢天臺鄉滑坡

2004年9月5日15:00時至23:30時，四川省達州市宣漢縣天臺鄉義和村在強降雨的誘發下發生了特大岩質滑坡。滑坡位於渠江支流前河的右岸，地理座標為：東經 $108^{\circ}3'25''$ ；北緯 $31^{\circ}26'10''$ 。滑坡東西長950m~1200m，南北寬1400m~1600m，平均厚23m，總體積約 $2500 \times 10^4 m^3$ （圖1）。該滑坡不僅摧毀了1.2 km^2 滑坡區範圍內所有的房屋，造成317戶1255人無家可歸；還因滑坡體前緣部分物質沖入前河，堵塞河道，形成寬1500m、高20餘m的滑坡壩和最大庫容達 $6000 \times 10^4 m^3$ 的堰塞湖，淹沒上游五寶場鎮及沿河兩岸農戶5770戶，緊急撤離19360人。

天臺鄉滑坡滑源區（source area）原為緩傾坡外的順層岩質斜坡，斜坡表層為厚度小於5m的坡殘積層，其下為20~30m厚的侏羅系中統遂寧組（J2sn）暗紫紅色砂質泥岩泥，下伏淺灰色厚層狀砂岩。岩層總體產狀 $110^{\circ} \sim 120^{\circ} \angle 5^{\circ} \sim 7^{\circ}$ ，斜坡坡面走向與岩層

走向基本一致, 傾角 10° 左右。在泥岩和砂岩層中發育 NE 和 NW 向兩組近於直立的節理, 將岩層切割成塊狀。

從 2004 年 9 月 3 日起, 達州地區遭受特大暴雨, 至 9 月 6 日, 累積降雨量達 403 mm。僅 9 月 4 日 20:00 至 9 月 5 日 20:00 降雨就達 257 mm, 這一降雨量相當於當地百年一遇的降雨強度。9 月 5 日下午 3:00 時, 滑坡中前部的南樊公路 (圖 1(a)) 開始出現開裂, 隨後路邊房屋逐漸垮塌。當晚 10:00 滑源區前部約 $210 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的岩土體快速滑動, 沖入前河, 堵塞河道。隨後, 滑出岩體的後部和兩側的斜坡岩體也逐一開始滑動, 整個滑動過程持續到當晚 11:30 才結束, 前後用時約 8 個半小時。滑坡後的現場調查和遙感解譯結果表明, 在滑坡區存在近 50 個規模不等的次級滑塊, 其滑動位移量和方向差異性較大, 整體上顯示出前部滑塊滑動後, 牽引後部和兩側岩土體滑動的特點。根據滑坡變形破壞程度和滑體滑移方向及大小, 可將滑坡分為強烈位移變形區、中等位移變形區和後緣拉裂變形區 (見圖 2 和圖 3)。強烈位移區位移量達 80~140 m; 中等位移區緊跟前部強烈變形區啟動, 水平滑距為 20~50 m, 垂直下坐 5~25 m。後緣拉裂區主要發育眾多橫向拉張裂縫。

鑽探和調查結果表明, 天臺鄉滑坡主要沿砂泥岩介面滑動, 滑坡主體為泥岩層。通過對鑽孔中採取的 29 組滑帶土樣進行試驗得到: 滑帶土天然密度為 $1.88 \sim 2.10 \text{ g/cm}^3$, 殘餘抗剪強度: $\varphi=4.0 \sim 14.1^\circ$, $C=3 \sim 14.8 \text{ kPa}$ 。飽和殘餘抗剪強度: $\varphi=2.5 \sim 9.5^\circ$, $C=5 \sim 13 \text{ kPa}$ 。而滑源區泥岩的內摩擦角一般不小於 10° , 內聚力不小於 10 kPa。

2. 重慶城口縣廟壩滑坡

2010 年 7 月 19 日凌晨, 重慶市城口縣廟壩鎮在強降雨誘發下突發岩質滑坡, 滑坡體沿斜坡高速下滑, 堵塞下游公路及羅江河道, 形成庫容量近 600 萬 m^3 的堰塞湖 (圖 4), 快速上漲的湖水在半小時內將上游的廟壩場鎮 (位於滑坡上游 500m 左右) 大部分淹沒, 受影響的廟壩場鎮居民和下游近 10000 人緊急撤離。

現場勘查結果表明, 廟壩滑坡區主要出露志留系中統羅惹坪組 S2l 葉岩夾砂岩, 斜坡表層覆蓋第四系全新統坡殘積層 (Q4al+el)。滑源區剛好位於由揉皺形成的傾斜向斜軸部 (傾向南東)。滑坡區南東側為羅江河左岸斜坡, 向斜北東翼岩層產狀 $232^\circ \angle 36^\circ$, 南西翼岩層產狀 $50^\circ \angle 45^\circ$, 滑坡後緣受一組產狀 $315^\circ \angle 85^\circ$ 的陡傾裂隙切割, 由此構成了兩側基本對稱的楔形滑塊。滑坡區岩體滑出後, 留下了一個非常顯著的「V」字型溝槽 (圖 4, 圖 5)。現場測量表明, 「V」字型溝槽順坡向縱長 320m, 橫向平均寬 200 m, 面積約 $6 \times 10^4 \text{ m}^2$, 槽底最大深度 30 m, 估算滑動塊體積 90 萬 m^3 。

滑坡體後緣有一小的沖溝, 在滑坡冠部有一泉點出露 (圖 5), 滑坡發生後所測流量為 0.8L/s。自 2010 年 7 月 16 日開始, 城口縣開始普降暴雨, 至 19 日滑坡發生時其總降雨量達 200mm 左右。分析認為, 滑坡後緣的泉水和持續強降雨所產生的地表水流彙聚到後緣沖溝, 並由後緣陡傾裂隙進入斜坡內部, 在滑動塊體周界產生的水壓力, 是導致滑坡發生的主要原因。



(a) 滑坡發生前滑坡區遙感圖



(b) 滑坡發生後滑坡區遙感圖

圖 1 天臺鄉滑坡發生前後遙感圖

Fig.1 Remote-sensing images before and after the Tiantai landslide (a) before the landslide; (b) after the landslide

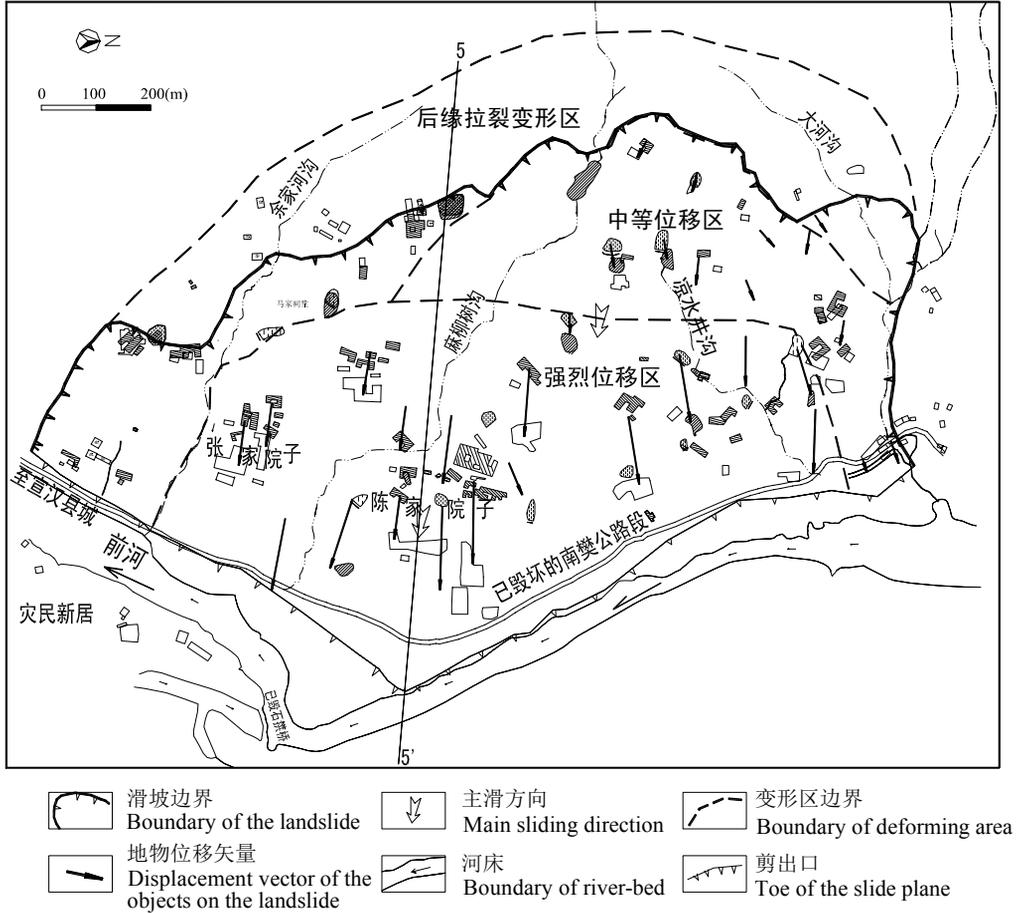
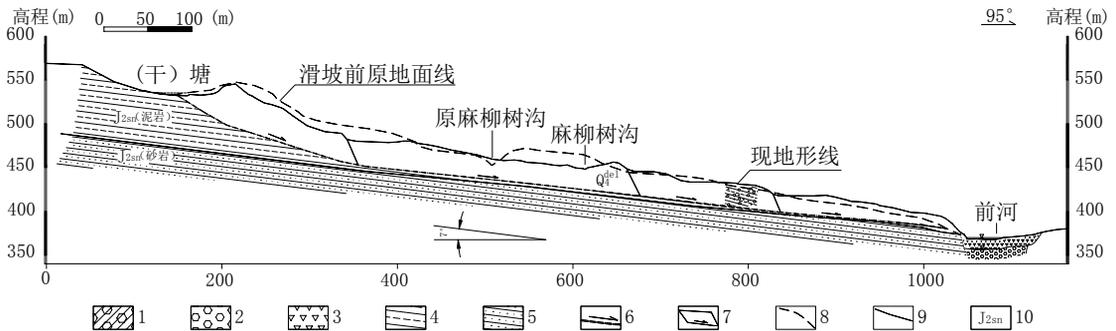


圖 2 天臺鄉滑坡工程地質平面圖

Fig.2 Engineering geological map of Tiantai landslide, Xuanhan county, Sichuan province



1.粉質粘土夾碎塊石; 2.碎塊石土; 3.滑坡河道堆積碎塊石土; 4.泥岩; 5.砂岩; 6.主滑動面及滑動方向; 7.次級滑動面及滑動方向; 8.现地形線; 9.原地形線; 10.侏羅系遂寧組。

1. gravelly silty clay; 2. gravelly soil; 3. accumulated gravelly soils in river; 4. Mudstone; 5. Sandstone; 6. principal sliding surface and direction; 7. secondary sliding surface and direction; 8. present ground surface; 9. original ground surface; 10. Jurassic Suining formation

圖 3 天臺鄉滑坡代表性工程地質剖面圖

Fig.3 Engineering geological profile of Tiantai landslide

3. 四川漢源縣二蠻山滑坡

2010年7月27日凌晨4時許,四川省漢源縣萬工鄉二蠻山大溝上段右側斜坡突然失穩破壞,約48萬 m^3 的山體在前期降雨的影響下突然高速下滑,迅即破裂解體轉化為碎屑流,受高陡斜坡巨大落差(滑源區後緣至堆積區前緣相對高差635米)的影響高速運動,沿途不斷攜卷和鏟削溝谷及兩側的表層鬆散物質,使滑坡方量逐漸增大到100萬 m^3 左右,在運動約1.4Km後才在緊靠萬工新集鎮部位停止下來(圖6)。二蠻山滑坡一碎屑流掩埋了修建於溝谷中下段左側斜坡的部分居民房屋,導致5戶20人失蹤。滑坡堆積物在滑坡停止約30分鐘後,再次向前緩慢滑動,抵達並推擠萬工新集鎮房屋,致使92戶房屋受損,被迫緊急撤離1500人。

二蠻山滑坡所處山體主要由二疊系峨眉山玄武岩(Pe)和二疊系梁山組-陽新組(P_{1+y})灰岩構成(圖6)。如果正對二蠻山滑坡遠眺,大溝上部相對寬緩的不對稱「V」字型槽谷的左側斜坡(NW側)即由峨眉山玄武岩組成,而其右側呈「平板」狀斜坡則由梁山組-陽新組(P_{1+y})灰岩構成,玄武岩覆蓋於灰岩之上,灰岩層產狀為 $305^\circ \angle 40^\circ$ (圖6)。滑坡發生前,滑源區部位為由強風化玄武岩構成的相對突出的「山嘴」,滑坡發生後在該側斜坡上留下了一個明顯的三角形壁面。滑源區峨眉山玄武岩體風化解壓強烈,除發育柱狀節理外,坡體內還發育多組結構面,其中對滑坡發生起控制作用的兩組結構面分別為(圖7,圖8):一組產狀為 $150^\circ \angle 65\sim 80^\circ$,其走向與坡面走向呈小角度相交,陡傾坡外,面長大貫通性好,較平直粗糙。滑坡後留下的三角形壁面即由該組結構面構成,也是滑動岩體的關鍵切割面;另一組結構面產狀 $230^\circ \angle 45^\circ$,傾坡外和溝谷下游,其延伸較長,面平直粗糙,滑坡的底滑面就是沿此面形成。根據滑前滑源區原始地形和坡體結構特徵,推測滑坡發生前滑動岩體結構形態如圖8所示。滑動岩體順主滑方向長約200m,底面平均寬(厚)度約40m。根據滑坡後留下的壁面高度,推測滑動岩體平均高度約60m,估算滑源區岩體體積約 $48 \times 10^4 m^3$ 。

在滑坡發生前的7月23日至25日,漢源縣連續遭遇兩次降雨天氣,累計降雨量達163mm。尤其25日的小時降雨量達到50mm,相當於漢源地區50年一遇的降雨強度。25日的強降雨不僅在滑坡前緣溝谷內誘發了一場較大規模的泥石流(沖出量約5萬

m^3),形成了對滑源區斜坡坡腳的沖蝕。分析認為,在降雨過程中,坡面地表水流沿陡傾結構面(圖8中的①)滲入滑坡邊界,並逐漸到達底滑面(圖8中的②),



圖4 廟壩滑坡全景

Fig.4 The full view of Miaoba landslide



圖5 廟壩滑坡形成的V型槽及後緣出露的泉水

Fig.5 V-shape trough formed by Miaoba landslide and spring exposed in rear edge

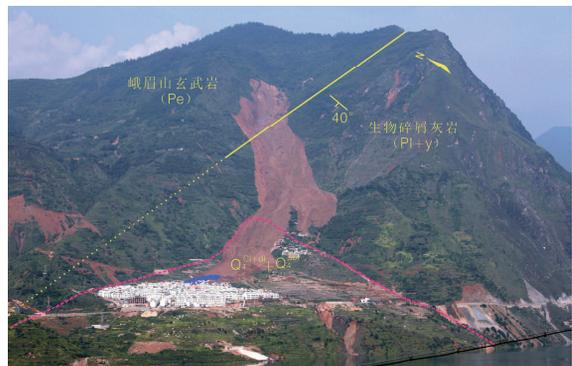


圖6 二蠻山滑坡全貌

Fig.6 The full view of the Ermanshan rock slide-debris flow

所產生的靜水壓力和對結構面的軟化作用，是導致二蠻山滑坡發生的主要原因。

4. 臺灣小林村滑坡

2009年8月8日，受莫拉克颱風強降雨天氣的影響，臺灣高雄縣甲仙鄉小林村獻肚山發生大規模深層滑坡。該滑坡縱向長3.2km，橫向寬0.8-1.5km，平均厚度40-60m，最大厚度達86.2m，滑源區滑動岩體總體積為2500萬 m³ (Tsou et al., 2011)。滑

坡高速下滑掩埋其下游的小林村，並堵塞河道，形成堰塞湖，致使約400人死亡和失蹤。

事後的調查研究表明，小林村滑坡由近E-W向山脊將滑源區分成兩部分，即北側的淺層滑坡和南側的深層滑坡 (Tsou et al., 2011, 圖9)，其中，南側深層滑坡因規模大、運距遠，是造成重大人員傷亡的主要原因 (Wu et al., 2011)。Tsou et al. (2011) 等人的研究結果表明，南側深層滑坡的滑床為厚層狀砂岩，滑體主要由巨厚層狀泥岩夾砂岩組成，底部為頁



圖7 滑源區斜坡岩體的兩組主要結構面
Fig.7 Two main discontinuities of the slope rock mass in source area

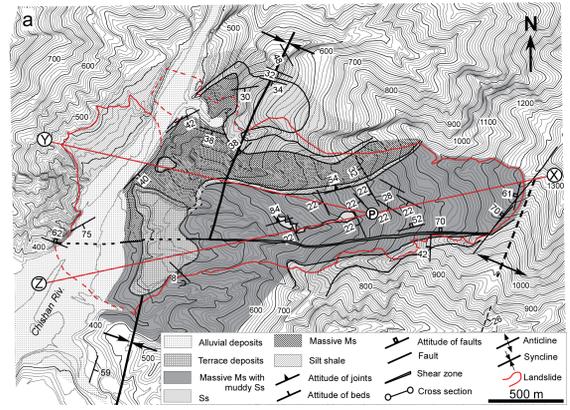


圖9 小林村滑坡區滑坡發生前地質圖 (Tsou et al., 2011)
Fig.9 The geologic map before the Xiaolin landslide

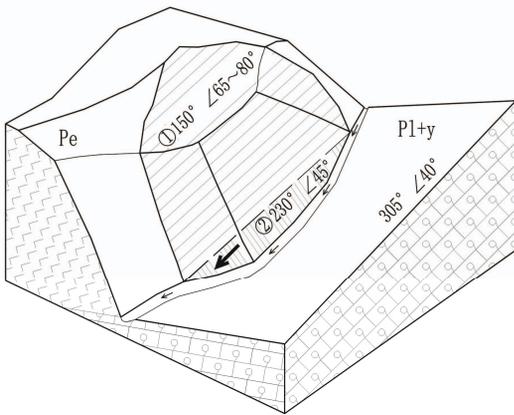


圖8 滑源區坡體結構示意圖
Fig.8 The general sketch of the slope structure in source area

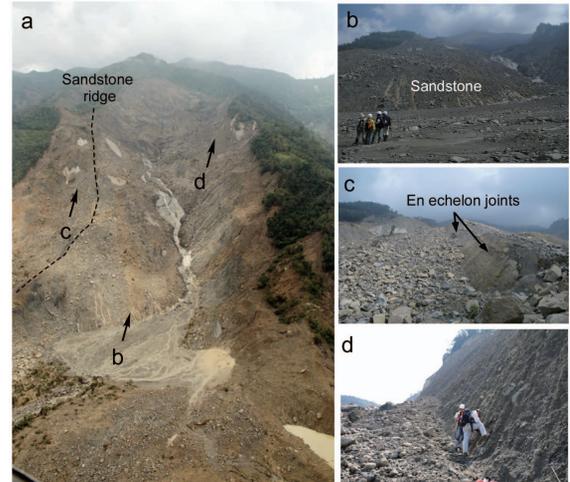


圖10 小林村滑坡發生後滑源區全景及細部照片 (Tsou et al., 2011)
Fig.10 The full view of genetic zone after the Xiaolin landslide and detail photos

岩, 滑體主要沿頁岩夾層滑動 (圖 9)。滑源區滑動岩體邊界主要受岩層層面 (走向 NNE, 傾角約 22°) 和近 E-W 走向高傾角斷層 (傾角 52°-70°) 所控制, 後緣被另一組 NE 走向高傾角斷層 (傾角 61°-70°) 所切割, 由此形成非對稱楔形滑動塊體 (圖 9, 圖 10)。滑動塊體啟動並沿層面傾向方向下滑過程中, 受南側山體的約束和限制, 最終沿岩層層面和 E-W 高傾角斷層之交線方向雙面滑動 (圖 10)。

三、強降雨誘發深層岩質滑坡的典型模式

通過對近年來發生在中國大陸的數十處由強降雨誘發的深層岩質滑坡的分析總結, 得到如表 2 所示的強降雨誘發深層岩質滑坡的典型模式。從表 2 可以看出, 深層岩質滑坡的滑動模式首先受控於斜坡結構。根據斜坡結構特徵, 可將滑坡分為平面單面滑動和空間楔形塊狀滑動兩類模式。其中, 平面單面滑動又可根據滑動面 (岩層) 傾角作進一步細分。當岩層傾角小於 10° 時, 往往發生近水平岩層的平推式滑坡。當岩層傾角處於 10°-20° 之間時, 在天然狀態下斜坡穩定性較好, 一般不會失穩破壞, 但在強降雨誘發下則可能發生順層滑動。通過對發生在四川紅層地區的幾次強降雨誘發群發性滑坡的現場調查表明, 10°-20° 斜坡發生順層滑動還成為強降雨誘發岩質滑坡的主要類型。當順層斜坡的岩層傾角大於 20° 時, 尤其是斜坡岩體含軟弱夾層 (如泥岩夾層) 時, 其在天然狀態下穩定性都較差, 故在重力作用下或遭遇其它外界因素擾動 (如坡腳開挖、一般強度的降雨等) 後, 就會隨時發生順層滑動, 所以, 此類順層斜坡, 尤其位於臨空面以上的順層岩體並不會普遍存在。當岩層傾角大於 50° 時, 斜坡岩體主要以崩塌、落石等形式失穩破壞。而岩層傾角小於 10° 的平緩地層滑坡屬於一種特殊類型和成因機制的滑坡, 我們稱之為「平推式滑坡」(張倬元等, 1994)。按照滑坡區坡體結構和滑坡發生特點, 可進一步將平推式滑坡分為板梁狀平推式滑坡、單級平推式滑坡和多級平推式滑坡三個亞類。

空間楔形塊狀滑動模式又可根據底部雙滑動面的產狀和所構成楔形塊體的幾何形態進一步細分為基本對稱楔形塊狀滑坡和非對稱楔形塊狀滑坡。顧名思義, 基本對稱楔形塊狀滑坡是指構成楔形塊體雙滑面的兩組相向結構面的傾角近乎相同, 形成對稱狀的楔形塊體。而非對稱楔形塊狀滑坡是指構成楔形塊體雙

滑面的兩組相向結構面的傾角差別較大, 往往是一組陡傾角與一組緩傾角的組合。而根據滑坡區山體地貌的不同, 非對稱楔形塊狀滑坡又可進一步細分為如表 2 所示的 I 型滑坡和 II 型滑坡兩個亞類。

四、強降雨誘發深層岩質滑坡發生機制

岩質斜坡屬於裂隙介質, 與具有孔隙介質特性的土質斜坡不同。在降雨過程中, 地表水流往往通過揭露於地表的裂隙 (縫) 滲入斜坡體內, 並主要沿結構面滲透和流動。因為強降雨過程持續時間往往較短, 在此期間內地下水通過裂隙滲入岩石內部並由此對斜坡穩定性產生的影響, 基本可忽略不計。因此, 對於岩質滑坡而言, 由降雨所形成的地下水對斜坡穩定性的影響主要體現在以下兩個方面, 一是滲入裂隙 (縫) 中的地下水因存在水頭差而形成靜水壓力, 以面力的方式作用在滑動塊體的邊界面上; 二是地下水滲入結構面 (尤其是滑動面) 後對其軟化, 降低其抗剪強度。這兩種影響究竟哪一種對降低斜坡穩定性的作用更大, 視具體情況而定。對於裂隙中靜水壓力對平面型滑坡和楔形塊狀滑坡穩定性的影響, 教科書中都能找到相關的計算公式, 因此, 本文著重探討如下兩個問題: 近水平岩層平推式滑坡發生機制和深層岩質滑坡發生時間滯後於強降雨過程的原因。

1. 近水平岩層平推式滑坡發生機制

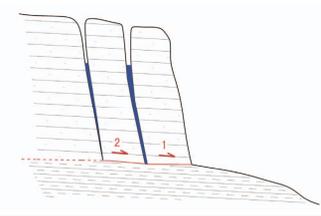
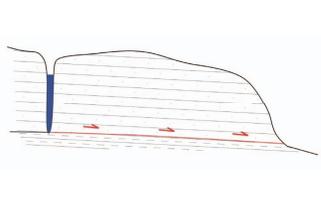
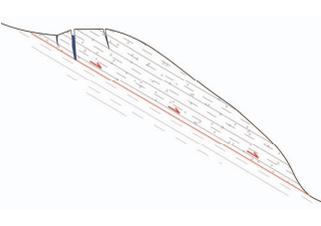
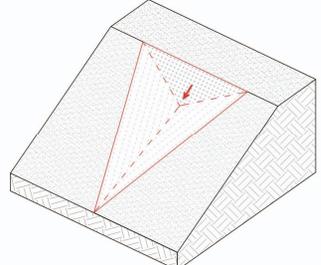
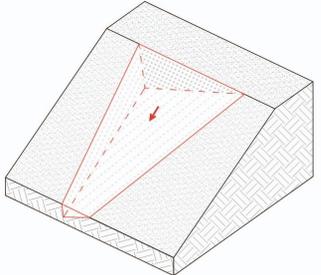
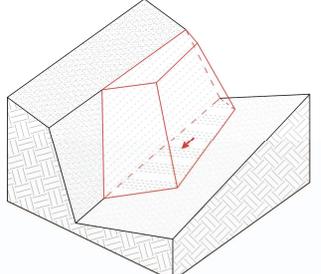
在三峽庫區和四川盆地普遍存在一類十分特殊的滑坡, 此類滑坡多發育於近水平砂岩、泥岩互層的岩體中, 岩層傾角一般僅 3°~5°, 最陡者也不超過 10°。張倬元等人 (1994) 通過大量實例的調查研究表明, 此類滑坡是在強降雨期間, 受岩體豎向裂縫中充水產生的靜水壓力和沿滑移面 (一般為砂泥岩接觸介面) 揚壓力的聯合作用而被水平推出, 故稱其為平推式滑坡, 其發生機制的概念模型如圖 11 所示。根據圖 11 的概念模型, 張倬元等人還推導出用滑坡後緣拉裂縫 (假定為豎直) 中充水高度表示的啟動判據, 見式 (1)。范宣梅等人 (Fan *et al.*, 2009) 通過物理類比和數值類比手段驗證了該公式的合理性和適用性。

$$h_{cr} = \frac{1}{2 \cos \alpha} [L^2 \tan^2 \phi + 8 \frac{W}{\gamma_w} \cos \alpha \tan \phi - \sin \alpha]^{1/2} \quad (1)$$

式中: h_{cr} 為後緣裂縫臨界充水高度, W 為單位寬度的滑塊自重, L 為滑塊底面沿滑動方向的長度,

表 2 強降雨誘發深層岩質滑坡的典型模式－覽表

Table 2 Typical modes of deep-seated rockslides triggered by heavy rainfall

類型	圖示	主要特徵	典型案例	
平面單面滑動	<p>板梁狀平推式滑坡</p> 	<p>板梁狀滑坡平面上呈扁長矩形，順滑動方向的縱向長度遠小於橫向寬度；剖面上呈薄板狀。其主要發生於由近水平（岩層傾角小於 10°）巨厚層砂岩和薄層泥岩構成的斜坡陡崖附近，坡記憶體在一組平行於坡面的長大陡傾結構面。在強降雨條件下，平行於坡面的張裂縫被快速充水至某一臨界高度後，強大的靜水壓力將外側岩體整體平推出去，形成平推式滑坡，而後隨著裂縫內水頭的驟降，滑體很快會自行止動。</p>	<p>在四川盆地由砂泥岩組成的近水平紅層地區普遍存在。典型實例有四川省南江縣興馬中學滑坡和大河中學滑坡（許強等，2010）</p>	
	<p>單級平推式滑坡</p> 	<p>該類滑坡主要發生於岩層傾角小於 10°、斜坡坡角小於 15° 的近水平岩層平緩斜坡中。除岩層層面外，岩體中一般還至少發育一組近豎直貫通較好的結構面。在強降雨過程中，滑坡突然啟動，運動一定距離（一般距離為數米至數十米）後自行停止。滑坡發生後的主要特徵是：後緣存在一個長大的拉陷槽；前緣沿剪出口有線狀分佈的泉點或水流滲出；滑動岩體往往以塊狀整體滑出，可基本保持原岩結構，不完全解體。</p>	<p>在四川盆地由砂泥岩組成的近水平紅層地區普遍存在。典型實例有四川省中江馮店垮梁子滑坡（Fan et al., 2009）</p>	
順層滑坡		<p>在岩層傾角大於 10° 的順層斜坡中，較容易發生順層滑坡。大量的滑坡實例表明，在岩層傾角大於 20°（一般為 20°-50°，大於 50° 時更容易發生崩塌）的順層斜坡中，尤其是當岩層中含軟弱夾層（如泥岩層）時，一旦軟弱夾層在坡腳暴露於地表，在重力作用或遭受一般的外界因素擾動（如汛期降雨）時就會發生滑坡。正因為如此，近年來幾次強降雨誘發的大型順層滑坡，其岩層傾角均處於 10°-20° 之間，說明此類斜坡在常規條件下較為穩定，但遭受強降雨後也可能失穩破壞。</p>	<p>四川省南江縣正直鎮牛馬場滑坡（2010）、四川省南江縣沙河鎮將營村滑坡（2011）。</p>	
基本對稱楔形塊狀滑坡		<p>滑坡的滑動面往往由兩組與坡面斜交且傾向坡外的結構面構成，後緣被一組陡傾坡外的結構面切割，由此形成兩側基本對稱的楔形塊狀滑坡。滑動塊體沿兩組斜交的結構面發生雙面滑動。在塊狀岩體中雙滑動面往往由兩組結構面構成，而在層狀岩體中，雙滑面一般由岩層層面和一組結構面構成。在特殊情況下，雙動面也可由緊閉向斜的兩翼構成，如重慶城口縣廟壩滑坡。在強降雨過程中（或滑坡後緣本身就存在股狀泉水，在降雨期間泉水流量增大），地表水流通過滑坡後緣陡傾結構面進入滑坡邊界，隨著邊界水頭的不斷增高，並觸發滑坡發生。</p>	<p>重慶城口縣廟壩滑坡（2010），四川康定金平水電站滑坡（2010）</p>	
空間楔形塊狀滑動	I 型		<p>滑坡區坡體結構基本與基本對稱楔形塊狀滑坡類似，所不同的是，構成雙面滑動的兩組結構面中，一組結構面傾角相對較陡，滑體主要沿其中傾角相對平緩的結構面發生滑動，但在滑動過程中會受到陡傾結構面的約束，因此，陡傾結構面實際上起到滑動面和側向切割面的雙重作用。</p>	<p>臺灣小林村滑坡（Tsou et al., 2011）</p>
	II 型		<p>此類滑坡一般發生於溝谷某一側地形相對突出的斜坡部位，斜坡岩體存在一組緩傾坡外的結構面（大多為岩層層面）和走向基本平行於斜坡坡面的陡傾的結構面，兩組結構面將相對突出的山體切割成與圍岩基本分離的可以滑動的塊體。在強降雨過程中，地表水流沿陡傾結構面滲入並逐漸進入底部滑動面，將滑動面物質軟化，並形成一定的靜水壓力。因此類滑坡沿滑動方向的厚度一般較薄，底滑面的面積較小，受雨水浸泡後容易發生滑動。</p>	<p>四川漢源縣二壩山滑坡（Xu et al., 2011），貴州關嶺大寨滑坡（殷躍平等，2010）</p>

α 為滑面傾角, γ_w 為水的重度, φ 為滑動面摩擦角, c 為滑動面內聚力。

由式 (1) 和圖 11 可以看出, 由強降雨入滲滑坡後緣裂縫所產生的靜水壓力和進入底滑面後形成的揚壓力是觸發平推式滑坡發生的主要力源。滑塊一旦啟動, 滑面強度降至動摩擦強度, 所以滑塊可作快速運動。但滑塊滑出的同時, 後緣拉裂縫中充水高度和滑面上揚壓力會隨之迅速降低、消散, 滑塊也由此而迅速減速並自行止動。現有的資料表明, 平推式滑坡最大滑動位移一般為數十米甚至僅數米。滑坡發生後, 往往會在後緣留下一個明顯的拉陷槽。如果為古老的平推式滑坡, 拉陷槽內還可見因兩側坡體垮塌而形成的疊層狀堆積物。

如果斜坡主要由巨厚層砂岩構成, 且發育一組貫通性良好、走向與斜坡坡面走向平行、傾角近於直立的結構面, 則很容易發生如表 2 所示的板梁狀平推式滑坡。如果近水平岩層斜坡中發育一組或多組近直立結構面, 滑坡區範圍巨大, 則有可能產生如表 2 所示多級平推式滑坡。關於多級平推式滑坡的發生機制, 范宣梅等人(Fan *et al.*, 2009)已作過較深入地論述。

2. 關於深層基岩滑坡發生時間滯後於強降雨過程的原因探討

現有的滑坡實例表明, 強降雨誘發的深層岩質滑坡發生時間大多處於強降雨過程的中後期, 甚至在降雨過程完全結束後的數天內滑坡才發生。例如, 臺灣小林村滑坡發生時間雖然處於強降雨過程中, 但卻滯後於最大降雨強度時刻約 12 小時 (Tsou *et al.*, 2011), 而四川漢源縣二蠻山滑坡則是在降雨過程停止約兩天後才發生 (Xu *et al.*, 2011)。

一般認為, 深層滑坡發生時間之所以滯後於強降雨過程, 其主要原因是雨水通過豎向張裂縫滲入底部滑面並形成水壓力和對滑帶的軟化, 需經歷較長的時間。但究竟滑坡邊界的水壓力, 尤其是底滑面揚壓力隨時間如何發展變化以及在何種狀況下滑坡最容易發生, 目前並不是太清楚。為了研究這一問題, 我們以四川中江馮店垮梁子滑坡為原型, 進行了如圖 12 所示的物理類比試驗 (翟國軍, 2010)。垮梁子滑坡橫向寬約 1100m, 縱長 360m~390m, 最大厚度 80m, 總體積約 2550 萬 m^3 。滑坡區地層為侏羅系蓬萊鎮組上段 J_{3p}^2 砂岩與泥岩、粉砂岩互層, 岩層傾角僅 5° 。分別在 1949 年和 1981 年的兩次強降雨期間發生大位移平推式滑動, 目前滑坡後緣的拉陷槽寬度已達

60m。根據滑坡 I 區的典型剖面, 按照 1:150 的相似比製作了物理類比試驗模型 (圖 12)。設計模型長 1500mm, 滑坡體後緣高 600mm, 模型寬 750mm, 底滑面傾角 5° 。模型採用相似材料製成, 後緣預留一大的凹槽, 用於模擬分析後緣拉陷槽充水對滑坡穩定性的影響。為便於觀測拉陷槽內水位變化, 在拉陷槽部位的模型框外壁貼了刻度尺規 (圖 12), 同時在模型底部 (滑帶部位) 安裝了測壓管, 用於測試模型底滑面上揚壓力的分佈。

在模型製作完成後, 對後緣「拉陷槽」進行充水。當充水高度達到 500mm 時停止充水, 觀測後緣拉陷槽內水位和底滑面揚壓力隨時間的變化情況, 其結果見圖 13。當充水時間達到 440 秒時, 模型開始出現滑動變形, 在 516 秒時發生巨滑, 在 550 秒時滑動速率達到最大值, 隨後滑速迅速下降, 在 900 秒時完全停止, 整個試驗過程的變形和後緣水位變化情況見圖 14。從圖 13、圖 14 可以看出, 模型底滑面上揚壓力的形成經歷了一個從無到有、從後向前、從小到大的過程。此過程在實際滑坡中因岩體滲透性一般較差, 可能會經歷較長的時間, 這可能就是深層岩質滑坡發

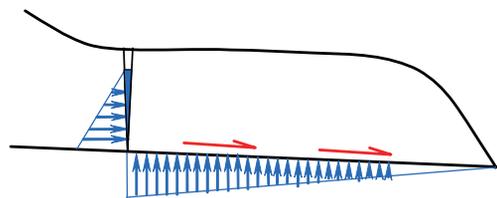


圖 11 平推式滑坡的概念模型

Fig.11 The concept model of translational landslide

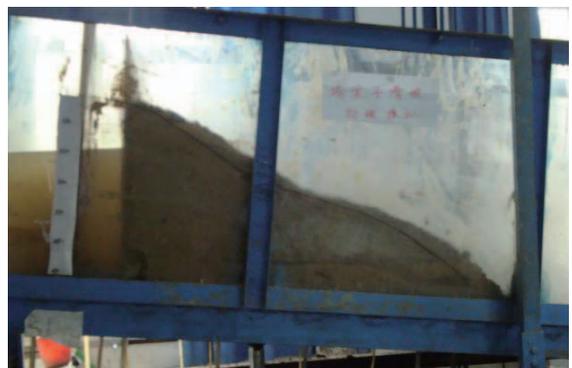


圖 12 平推式滑坡物理類比試驗

Fig.12 Physical model testing of translational landslide

生時間滯後於強降雨過程的主要原因。圖 13 表明，滑坡後緣拉陷槽充水後，隨著時間的延續，地下水流沿底滑面逐漸從後向前滲透流動，不僅形成揚壓力區段的範圍在逐漸前移，而且揚壓力分佈形式也在發生變化，由三角形分佈逐漸轉為梯形分佈，由此使底滑面上揚壓力值不斷增大。只有當後緣靜水壓力和底滑面揚壓力兩者的聯合作用，足以將滑動塊體整體「推出」時，滑坡才會啟動，在本模型試驗中此行為發生於 440 秒時刻 (圖 14)。

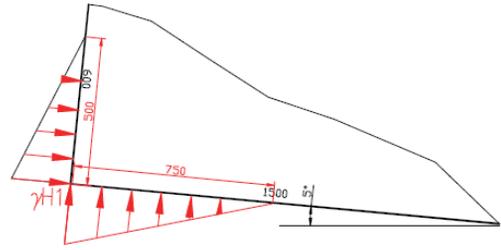
進一步的試驗還表明 (朱占雄, 2010)，底滑面上揚壓力的具體分佈形式受多種因素影響，但主要取決於滲透時間和底滑面本身的滲透性。試驗結果表明，在降雨過程中，滲入底滑面的水流先是以三角形分佈形式逐漸向前推移，直到水流到達坡體前緣剪出口水頭為零的位置。隨後，如果後緣來水量能通過底滑面及時通暢的排洩出去，則底滑面上的揚壓力將一直維持其三角形分佈形式。反之，當後緣來水量大於底滑面的排洩能力時，底滑面上的揚壓力會逐漸轉化為如圖 13c 所示的梯形分佈，甚至在圖 13c 的矩形段也為逐漸增大的梯形分佈，水壓力先逐漸增大，在末端因存在水流出口才演變成三角形分佈。

當然，隨著水流逐漸滲入底滑面，還會造成對滑動面附近岩土體的軟化作用，這一因素在模型試驗中沒有考慮，但在實際中是存在的，有時甚至會成為降低滑坡穩定性和誘發滑坡發生的主要因素。

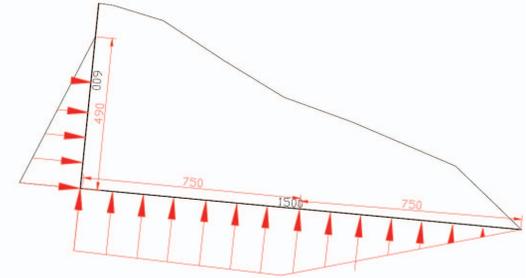
五、結 論

本文通過對大量強降雨誘發深層岩質滑坡典型案例的分析研究，歸納總結出此類滑坡的典型成因模式，並對其發生機制作了初步探討，取得以下認知：

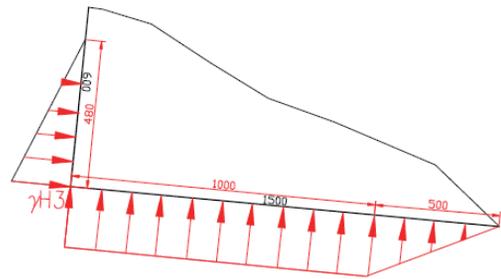
- (1) 根據斜坡結構，將深層岩質滑坡分為平面單面滑動和空間楔形塊狀滑動兩類模式。對於平面單面滑動，當岩層傾角小於 10° 時，往往發生近水平岩層的平推式滑坡。當岩層傾角處於 10°-20° 之間時，在強降雨條件可能發生順層滑坡。而當岩層傾角大於 20° 時，則不需要強降雨觸發，也會發生順層滑坡或崩塌、落石失穩破壞。空間楔形塊狀滑動模式又可分為基本對稱楔形塊狀滑動和非對稱楔形塊狀滑動。而根據滑坡區斜坡微地貌的不同，非對稱楔形塊狀滑動還可進一步細分為 I 型滑坡和 II 型滑坡兩個亞類。



200 秒時推測水壓力分佈圖



400 秒時推測水壓力分佈圖



440 秒時推測水壓力分佈圖

圖 13 垮梁子滑坡模型試驗中不同時間段的水壓力分佈情況

Fig.13 Water pressure distribution in different phases in model testing of Kualiangzi landslide

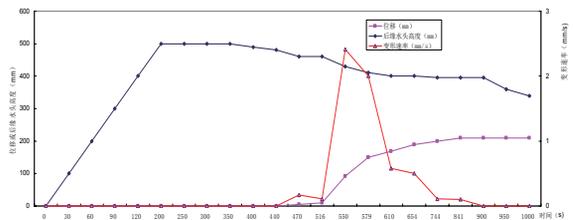


圖 14 試驗過程中後緣水頭高度、滑動位移、滑動速率關係圖

Fig.14 The relationships between water head height, displacement and slide rate during test

- (2) 滑動面傾角小於 10° 的平推式滑坡具有其特殊的發生機制和特點。該類滑坡是在強降雨期間，受後緣裂縫充水產生的靜水壓力和底滑面上揚壓力的聯合作用而被水平推出的。該類滑坡滑動距離不會太大，一般僅數米至數十米，最大可上百米。滑動岩塊在滑動後一般不會完全解體，在後緣還往往會留下一個明顯的拉陷槽，前緣剪出口位置泉水廣泛分佈。
- (3) 通過模型試驗，初步揭示了深層岩質滑坡發生時間滯後於強降雨過程的原因：雨水從豎向裂縫滲流到達底滑面後，在底滑面上揚壓力的形成需經歷了一個從無到有、從後向前、從小到大的過程。當底滑面滲透性較差時這一過程需經歷較長的時間。同時，隨著水流沿底滑面向前滲流的過程中，形成揚壓力區範圍也不斷前移，並使底滑面上揚壓力值不斷增大。只有當後緣靜水壓力和底滑面上揚壓力兩者的聯合作用，足以將滑動塊體整體「推出」時，滑坡才會啟動。也就是說，滑坡的形成需要一定的水壓力條件，而這一水壓力條件的形成則需要一定的時間，由此導致了深層岩質滑坡發生時間往往滯後於強降雨過程。

誌 謝

本項研究得到中國地質調查局「西南複雜斜坡滑坡形成條件與失穩機理研究」和貴州省國土資源廳「貴州省地質災害監測預警與決策支援平臺建設」等專家的支援。

參考文獻

1. 王蘭生、李曰國、詹錚 (1982), 「四川西部1981年暴雨滑坡的形成機制及防治-大自然探索 (第一期)」, 四川人民出版社, 成都。(Wang, L. S., Li, Y. G. and Zhan, Z. (1982). *Formation mechanism and prevention of 1981 rainfall-triggered landslide in western Sichuan province-Discovery of Nature (the first issue)*, Sichuan people.s publishing house, Chengdu. (in Chinese))
2. 黃潤秋、許強等 (2008), 「中國典型災難性滑坡」, 科學出版社, 北京。(Huang, R. Q., Xu, Q. et al. (2008). *Catastrophic landlides in China*, Science press. (in Chinese))
3. Tsou, C. Y., Feng, Z. Y. and Chigira, M. (2011). "Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan," *Geomorphology*, 127, 166-178. (doi:10. 1016/j. geomorph.2010.12.013).
4. 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*. (doi:10.1016/j. enggeo. 2011.04.018).
5. 許強、范宣梅、李園、張帥 (2010), 「板梁狀滑坡形成條件、成因機制與防治措施」, 岩石力學與工程學報, 29(2), 242-250。(Xu Q., Fan X. M., Li, Y. and Zhahg, S. (2010). "Formation condition, genetic mechanism and treatment measures of plate-shaped landslide," *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 29(2), 242-250. (in Chinese))
6. Fan, X. M., Xu, Q., Zhang, Z. Y., Meng, D. S. and Ran Tang, R. (2009). "The genetic mechanism of a translational landslide," *Bulletin of Engineering geology and environment*, 68, 231-244.
7. 左昌虎 (2009), 「三峽庫區重慶市萬州區近水準地層滑坡群成因機制與防治對策研究」, 成都理工大學碩士學位論文。(Zuo, C. H. (2009). *Study on genetic mechanism and control method of Landslides in horizontal bedded in WanZhou, Chongqing city, Three-Gorges Reservoir*, Master's thesis, Chengdu University of Technology, China. (in Chinese))
8. Xu, Q., Fan, X. M., Dong, X. J. (2011). "Characteristics and formation mechanism of a catastrophic rainfall induced rock avalanche-mudflow in Sichuan, China, 2010," *Landslides*, doi: 10.1007/s10346-011-0278-4.
9. 殷躍平、朱繼良、楊勝元 (2010), 「貴州關嶺大寨高速遠端滑坡一碎屑流研究：工程地質學報」18(4), 445-454。(Yin Y. P., Zhu, J. L. and Yang, S. Y. (2010). "Investigation of a high speed and long run-out rockslide debris flow at Dazhai in Guanling of Guizhou province," *Journal of Engineering Geology*, 18(4), 445-454. (in Chinese))
10. 張偉元、王士天、王蘭生 (1994), 「工程地質分析原理」, 地質出版社, 北京, 351-352。(Zhang, Z. Y., Wang, S. T. and Wang, L. H. (1994). *The analytical principle in engineering geology*, Geological Publishing House, Beijing, China, 351-352. (in Chinese))
11. 翟國軍 (2010), 「中江馮店垮梁子滑坡基本特徵與變形機理研究」, 成都理工大學碩士學位論文。

(Zhai, G. J. (2010). *Analysis of the basic characteristics and deformation mechanism of Kua-Liang-Zi landslide in Zhong Jiang*, Master's thesis, Chengdu University of Technology, China. (in Chinese))

12. 朱占雄 (2010), 「後緣充水型楔形岩質滑坡成因機理與穩定性評價方法研究」, 成都理工大學碩士學位論文。(Zhu, Z. X. (2010). *Back edge water-filled wedge rocky landslide mechanism and stability evaluation method re-*

search. Master's thesis, Chengdu University of Technology, China. (in Chinese))

2011年09月20日 收稿

2011年10月11日 修正

2011年10月18日 接受

(本文開放討論至 2012 年 6 月 30 日)