

# 地工小百科 技術

## 小林地區的走勢滑動與洋蔥狀剝離理論

潘國樑 \*

最近在網路上流傳著一部由日本 NHK 電視台所製作，有關台灣小林村地滑的機制之影片 [http://v.youku.com/v\\_show/id\\_XMTg5NTIzMDE2.html](http://v.youku.com/v_show/id_XMTg5NTIzMDE2.html)。其所提出的順向坡深層滑動之理論，從 Google Earth 的衛星影像加以驗證，似有偏差。茲利用遙測影像判釋的技術，加以重新解釋，並提出另外一種觀點。

首先從宏觀來看，小林地區係夾於一條東北北走向的左移斷層（Wrench Fault）之斷層帶之間（見圖一），帶寬約 4.5 公里；斷層走勢約略平行於楠梓仙溪的河道。在斷層帶內，岩層被剪動而總體呈現東北方向的走勢（Trend）（圖一的 TR），且被錯斷成許多類似米苔苜的節段，不容易對比。由於地質構造複雜，造成岩層的位態變化多端；因為它的走勢線（即 TR）係向著楠梓仙溪傾降，所以常被誤認為岩層也傾向楠梓仙溪，因此誤判小林村地滑為順向坡滑動。位態的誤判連帶造成滑動機制的誤判；NHK 影片也犯了相同的錯誤。

在本區，岩層的走勢線不完全等於走向，更絕對不等於傾向。如果走勢線是岩層的傾向，則垂直於傾向的走向線應該要呈現水平才對；這樣的說法顯然與實際情況完全不符。

根據地質學的基本定義，走向是層面上的水平線，而直交於水平線的傾斜方向才是傾向（見圖一及圖二的“T”）。因此，本區的岩層傾向都是指向且幾乎直交於水系，而非指向楠梓仙溪，更不是順著岩層的走勢線。由於本區的岩性係以砂岩與頁岩互見；其中砂岩比較耐侵蝕，所以層面比較容易保留，因此在影像上常表現得較為平滑光亮，而且地形凸出，常呈現為覆蓋層及順向坡地形（順向坡的傾斜方向係直交於岩層的走勢線，而非順著其走勢線）；因此在影像上很容易辨識，也容易追蹤。夾在兩層較為堅硬的砂岩之間，而且以頁岩為主的岩層則地形凹下，常形成逆向坡（圖一的  $\pi$ ），在影像上即以斜線標示。

一個順向坡與一個逆向坡則構成一個地形單元，其橫斷面呈現 V 字形，也就是形成一個楔形谷（Wedge Valley）（見圖二的 D 及其右側斜線部份）；從地表以下，直到下一個堅硬砂岩就構成一個楔塊。好幾個楔塊層層相疊，姑且稱為三明治楔塊。楔塊可以分成兩種，順向坡的一邊稱為順向楔塊（如圖二的 D），逆向坡的一邊稱為逆向楔塊（如圖二的 D 右側之斜線部份）。在層序上，順向楔塊老於逆向楔塊，即層序上逆向楔塊係位於順向楔塊之上。順向楔塊（如圖二的 D）成為緊鄰的楔形谷之逆向楔塊（如圖二 D 左側的  $\pi$ ）；而逆向楔塊則成為緊臨楔形谷之順向楔塊。也就是說每一個楔塊既是順向楔塊，也是逆向楔塊，端視其位於哪一個楔形谷而定。通常在一個楔形谷裡，每一次滑動時只有順向楔塊參與運動，逆向楔塊幾乎是不動的，除非其坡腳被急流淘刷，而產生塌滑（Slump）；因此，順向楔塊所滑掉的岩層，可以在逆向楔塊上找到其剖面。至於哪一個楔形谷會發生滑動，則視降雨量及入滲量的多寡而定。

順向楔塊與逆向楔塊的交線稱為楔線；絕大多數的楔線都成為地區性的水系。小林地區的楔線非常陡，所以滑動方向就沿著楔線的傾斜方向運動；這就是一般人錯誤的將小林村地滑解釋為順向坡滑動的緣由；因此滑動機制也被錯誤的解釋了。楔形谷非常容易聚水，也很容易發生楔形破壞。小林村地滑即是在這樣的地形、地質、及水文條件下發生的（它發生於圖二的楔形谷 A 及其源頭 B 與 C）。為了與順向坡滑動有所區別，本文稱呼此類滑動為（岩層）走勢滑動或楔線滑動。

圖三顯示小林村地滑的真正發源區（即圖二的 B 與 C）。它位於楔形谷 A 的上邊坡，成為 A 的集水區，也就是小林村地滑的匯水窪地。不過，從地形上觀之，它比較平坦，不像是個容易聚水的凹地，反而比較像一個淺碟。所以初步看

\* 成功大學土木研究所/中央大學應用地質所 兼任教授

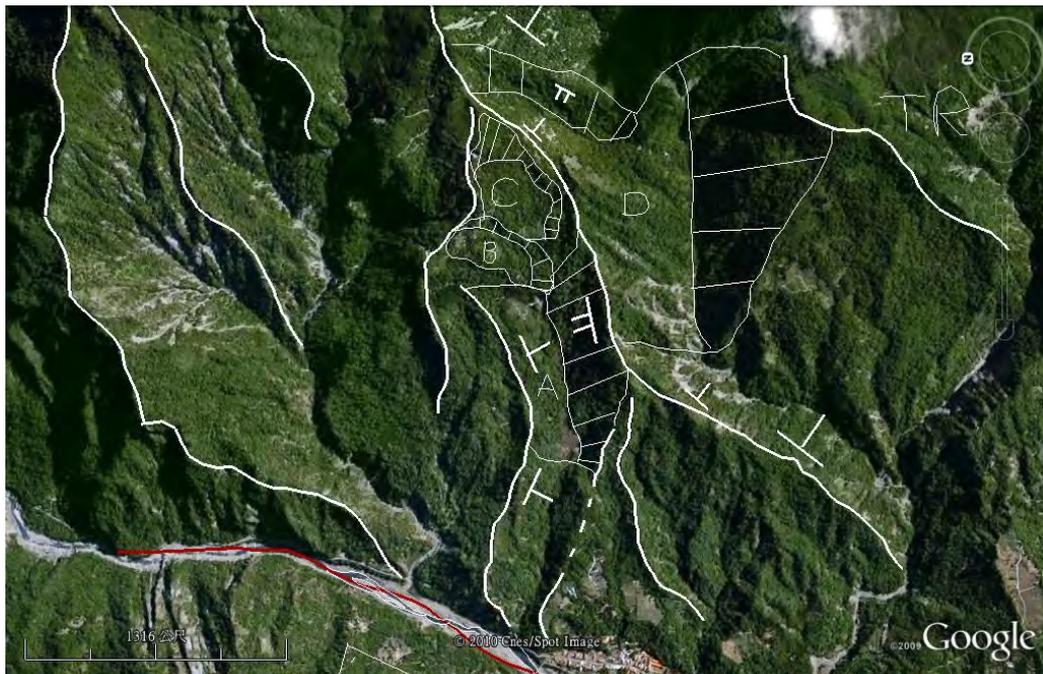
起來不太可能會觸動這麼大規模的地滑及土石流。但是如果從區域地質的背景來看，卻可以發現，本發源區正好位於岩層受到扭斷後，所形成的一個三角形碎裂帶，其外形有如蕃薯葉。由於岩層極度破碎，所以雨水灌入其內，恐怕可以到達很大的深度。因此，在水壓及水重量的雙重作用下乃觸動了此次規模宏大的深層地滑，隨後立

即演變為土石流。如果再仔細觀察衛星影像，可見到發源區的地表光滑平順，而且隱約可以看到擦痕（如箭頭所示，與楔線的方向一致），同時還有兩個階步；在在證明它是一個平面形滑動面。因此，可以推測小林村地滑在地質史上曾經發生過，這次只是歷史的重演而已。這個推論可



(F 為走向滑移斷層；TR 為岩層的走勢線；T 為岩層的位態及順向坡； $\pi$  為逆向坡，鋸齒示傾斜方向)

圖一 小林地區的地質背景



圖二 小林地區的楔形地形 A 及其源頭 B 與 C 構成了小林村地滑的流通段及發源區

# 地工技術

以從小林村後山的三角形高位土石流堆積物得到證實（潘國樑，2009）。整體而言，它們的發生機制都起源於蕃薯葉破碎帶的平面形滑動，接著滑動物質被地形因素導入楔形谷，立即轉變為楔形破壞，即轉換成走勢滑動。這樣的事件在本區的地質史上一再的發生，因而使得順向楔塊一層一層的往下剝離；本文稱之為洋蔥狀剝離。

基本上，楔塊要能夠發生滑動，必須要有豐富的雨量及大量的入滲，而楔塊內存在著寬而深的裂縫乃是巨量入滲的必備條件。由於小林地區受到剪力斷層作用，所以不乏剪力破壞所造成的剪裂帶及張力裂縫。在圖四內，T為張力裂縫，一般與剪力方向形成大交角，其開口較大，是很好的雨水入滲管道。L為左旋剪裂隙，與剪力方向形成較小的交角；其開口不大，但是如果數量多而密集，形成剪裂帶（Shear Zone），則其入滲量不容小覷。S1及S3稱為旋扭裂隙，它們是由扭轉型的剪力偶所造成；其特徵主要是由一系列的弧形裂隙繞著一個共同的中心，向外散開，且距離中心越遠，裂隙的開口越大，所以是最佳的雨水入滲管道。小林村地滑的發生區正好就發育有這種良好的旋扭裂隙構造。

圖四中的 S2 是逆向坡坡緣的塌滑 (Slump)

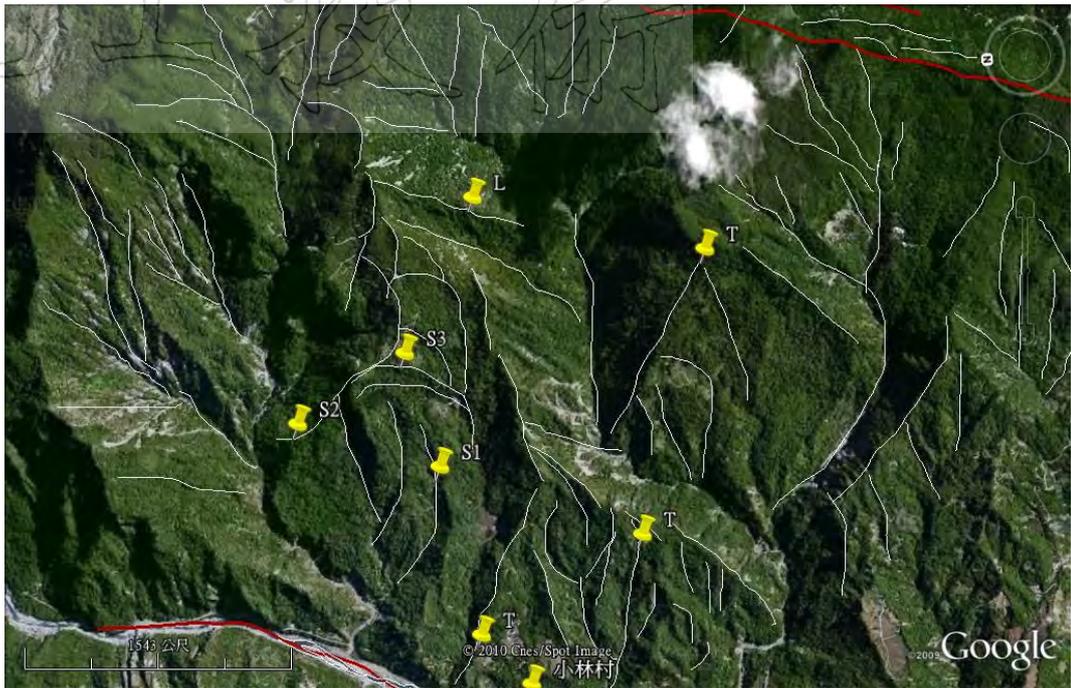
現象；由於坡緣地帶常處於拉張的應力狀態下，所以很容易衍生張力裂縫，使雨水極易從裂縫灌入而促發滑動。逆向坡塌滑的特徵是其崩崖為弧形，即使在岩盤內也是如此。在台灣的山區不難看到這類型的弧形滑動；其崩滑規模較大者可能形成堰塞湖。

順向楔塊並不一定都會發生洋蔥狀剝離現象。例如圖五所示，這是六龜附近的荖濃溪左岸，也是由順向楔塊 (DS1 及 DS2) 及逆向楔塊 (AS1 及 AS2) 共同所組成。由於這裡的順向楔塊沒有像小林地區一樣，具備匯水地形及入滲裂縫，所以不容易發生致災的地滑及土石流。圖中的 C 地區雖然是一個匯水窪地，但是沒有發現有過滑動的跡象；不過卻成為土石流的發源地，因為影像中呈現灰色的水系即為土石流。S1 及 S2 地區的一群弧形崩崖則表明為逆向坡塌滑。這些滑體都極有可能造成堰塞湖；例如在影像中，滑體堆積區之上游河段就發現河水有壅滯現象，其中以 S2 地區最為顯著。因此，鑑識深層滑動應同時評估其形成堰塞湖的可能性。通常古堰塞湖的湖口非常狹窄，同時，湖口的上游河道會比下游河道還要寬，因此會顯出大肚子的樣子，此因湖泊壅水及受到短暫沉積的關係。



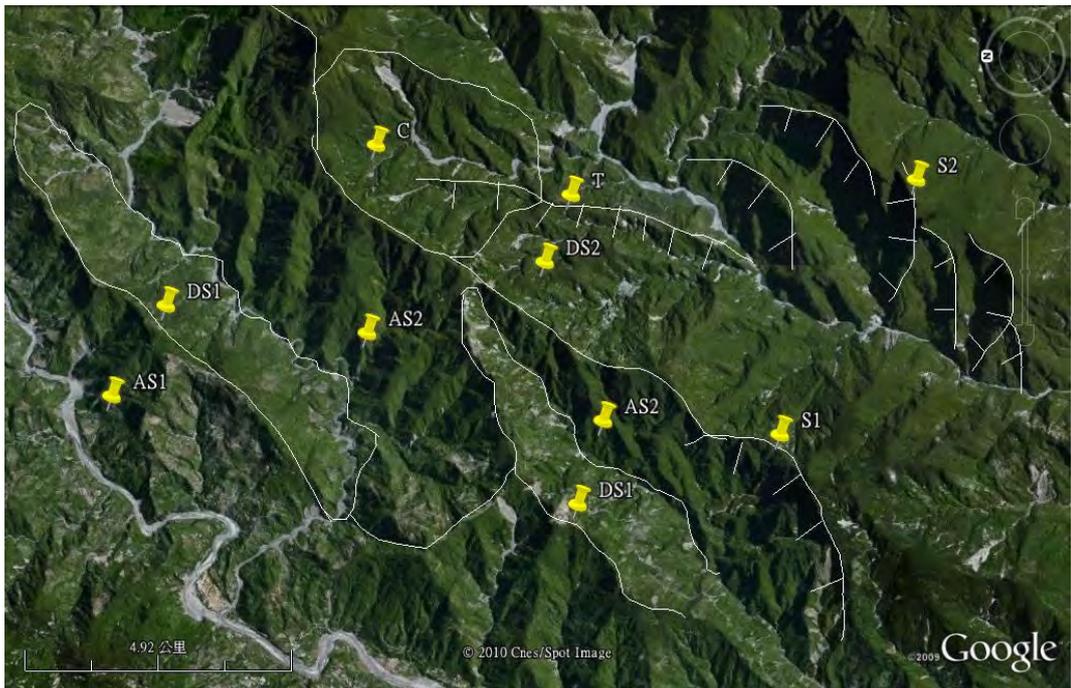
圖三 小林村地滑的發源區（箭頭示滑動的方向）

地工技術



T=張力裂縫；L=左旋裂隙；S1=疑似旋扭裂隙；S2=逆向坡塌滑；S3=旋扭裂隙)

圖四 小林地區的斷裂系統



圖五 六龜附近荖濃溪（影像左下角）左岸的楔形谷地形

參考文獻

潘國樑(2009)，地工小百科：歷史重演—小林村的宿命：  
地工技術第 122 期，第 153-155 頁。