

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master's thesis

臺灣西部麓山帶的東苗栗構造再評估

Reassessment of the East Miaoli structure,
a suspected fault in the Western Foothills of Taiwan

王紹瑜

Shao-Yu Wang

指導教授：徐濤德 博士

Advisor: J. Bruce H. Shyu, Ph.D.

中華民國 114 年 11 月

November 2025



國立臺灣大學碩士學位論文

口試委員會審定書

MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

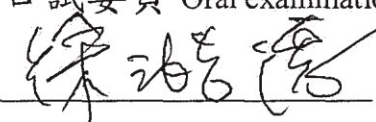
臺灣西部麓山帶的東苗栗構造再評估

Reassessment of the East Miaoli structure,
a suspected fault in the Western Foothills of Taiwan

本論文係王紹瑜 (R11224110) 在國立臺灣大學地質科學系暨研究所完成之碩士學位論文，於民國 114 年 10 月 20 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

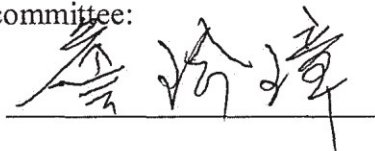
The undersigned, appointed by the Department of Geoscience, National Taiwan University on the 20th day of October, 2025 have examined a Master's Thesis entitled above presented by Shao-Yu Wang (R11224110) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

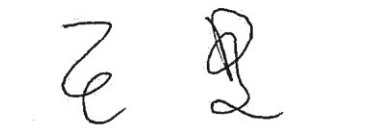
口試委員 Oral examination committee:



(指導教授 Advisor)













誌謝



台大地質系陪伴了我七年多的時間，從 2018 年到 2025 年，經歷了疫情、大學畢業、當兵等人生階段，在這之中學到了不只是地質上的知識，重要的是在與許多人互動和進行研究的過程，學到如何應對問題、如何進行交流，在這裡能夠認識那麼多朋友與老師是我最感激的事。

我想先感謝表面工夫實驗室的大家，我們一起出了大大小小的野外，從玉里的槽溝、菲律賓阿布拉的秘境探險、澎湖的珊瑚礁浮潛，攔有做助教作伙去 ê 濟州島野外、環島野外、鹿野野外、瑞穗野外、超硬的變質岩暑地還有火成岩暑地，每個野外都歷歷在目，想起跟大家出野外的畫面都還是會會心一笑。因此，我要深深感謝我的指導教授徐濤德老師。從大三加入研究室開始，老師便給予我極大的支持與信任，讓我自由的在參與不同野外的過程中吸收地質學的奧妙，在研究上，無論我多少次提出疑問或困惑，老師總會撥空耐心地指導我。在碩士論文中，老師願意讓我挑戰東苗栗構造這條在臺灣地震模型中具爭議性的構造，鼓勵我沿著自己的想法與觀察前進，並指導我如何將觀察到的證據結果說話。雖然最終的研究結果與原先期待並不相同，從預期想找到極其年輕且活躍的構造證據，走向不具活動性的結論，但老師始終支持我根據證據講話，開拓了我許多做研究時的想法。這篇論文更是離不開研究室大家的幫忙與陪伴。我想特別感謝與我一起出野外的何安、Birdie、R7 以及立夫。謝謝你們在大太陽下、下到後龍溪河床中、架 RTK 找水準點找到快熱死、在錦水頁岩的山溝中被蚊子叮得要死，都還陪著我完成每次野外調查，沒有你們就沒有本篇研究的結果。尤其是何安，願意不厭其煩回答我所有大大小小的問題，在我完全卡關、找不到突破口時，更提供了關鍵的近地表地層對比建議，讓我得以跨出最困難的那一步，也對我的論文架構和修改中提供許多寶貴的建議。此外，也要感謝研究室的夥伴們陳承鴻、子游、高秉、于芯、加洛、柏沅、艾玲、Yanger、巧慈還有最單的玉秀，謝謝你們陪我吃飯、聊天、討論、抱怨。還有地質系及所有朋友、B07 的大家，提供我研究過程中重要的精神食糧。在此也要感謝一路上在無論咪挺中或是生活中時常電我，給我中肯建議的王昱老師，在口試中提供許多寶貴建議的沈淑敏老師、詹瑜璋老師以及鍾令和老師，還感謝時常給予我鼓勵的興麟學姊。同時也感謝王昱老師、葉恩肇老師與莊昀叡老師實驗室的大家，在大咪中給予我建議使成長。

最後還要感謝我最愛的家人們，我的媽媽、爸爸、阿媽、阿公以及老弟，你們總是在我迷茫時，無條件的支持我，遇到鬱悶時、天氣太糟時都讓我隨時回家充電，沒有你們就沒有今天的我，我永遠愛你們。



摘要



臺灣坐落於歐亞板塊與菲律賓海板塊的聚合性板塊邊界上，為評估臺灣的地震風險，由國科會資助的臺灣地震模型（TEM）計畫與其團隊，利用多種研究方式提供地震潛勢的科學評估基礎資訊，其中一項工作即是根據構造地形特徵建立了臺灣的孕震構造資料庫。然而，這些構造中有些僅依據地形特徵所辨識，初步的提供災害評估使用，因此還需要更詳細的地質分析。

在苗栗區域，TEM 過去辨識出了七條可能的孕震構造，其中除了東苗栗構造以外，其他構造在過去均有詳細的地質與地形調查，提供這些構造的支持證據。相比之下，東苗栗構造仍未有詳細調查，其可能的構造崖成因也存有爭議。為解決此問題，本研究重新評估了東苗栗構造，以構造地形概念為基礎，使用 5 米解析度的數值地形模型分析階地面高程，並透過 RTK-GNSS 測量關鍵的地形崖，同時在野外針對關鍵的地形崖沿線進行地質與地層調查，分析紅土化階面以探討區域抬升速率特徵。

本研究以階面特徵、地層對比以及沖積層厚度，共三個面向討論東苗栗構造的存在與否。階面的結果顯示，利用比高與紅土分析，東苗栗構造僅部分上盤地區的抬升速率較快，但此一現象不必然需要由東苗栗構造活動造成。地層對比則指出，過去由於垂直後龍溪的地形崖特徵，被視為重要構造活動證據的福基階崖，其周遭地層並無明顯的位移，表示此處可能未經歷長期的構造錯動。沖積層厚度結果則顯示，東苗栗構造線兩側沖積層厚度並無明顯差異，且下盤的沖積層厚度並沒有明顯增加，甚至偶有底岩出露於河床上，表示東苗栗構造沒有對後龍溪流域造成明顯的沉積差異。綜合以上三個面向的結果，顯示此區域似乎不受東苗栗構造影響，東苗栗構造可能並不存在。

至於福基階崖，雖然曾被臺灣地震模型孕震資料庫認定為構造崖，但是經過本研究的調查顯示，後龍溪過去曾大幅改道，形成超過九十度的轉彎，此情形反而支持福基階崖亦可能由河川侵蝕形成。地方文獻與古地形圖亦記載福基階崖下方曾為後龍溪主流河道，顯示其為河蝕崖的可能。綜合上述觀察，本研究認為沒有足夠證據能夠證明東苗栗構造必須存在，因此建議新版的臺灣地震模型孕震構造資料庫，應重新評估並可考慮移除此一構造。

關鍵字：東苗栗構造、臺灣地震模型、紅土、後龍溪、構造地形



Abstract



Taiwan lies on the convergent boundary between the Eurasian and Philippine Sea plates. To assess the island's seismic hazard, the Taiwan Earthquake Model (TEM) has integrated multiple approaches to provide a scientific basis for seismic hazard potential assessments. One major effort is the establishment of a database of seismogenic structures based on tectonic geomorphic features. However, some of these structures were identified solely on the basis of geomorphic features, to also provide preliminary input for hazard assessment, and thus require further geological verification.

In the Miaoli region, TEM identified seven potential seismogenic structures. Except for the East Miaoli structure, the others have been supported by detailed geological and geomorphic investigations. In contrast, the East Miaoli structure has not been thoroughly examined, and the origin of its inferred fault scarp remains debated. This study reassesses the East Miaoli structure by applying tectonic geomorphic concepts, analyzing terrace surfaces with a 5m resolution digital elevation model, surveying key scarps using RTK-GNSS, conducting stratigraphic and structural field investigation, and evaluating lateritic soils of terraces to infer regional uplift characteristics.

This study evaluates the existence of the East Miaoli structure from three perspectives: river terraces, stratigraphy and alluvial deposits. Results from river terrace elevations and laterite development suggest that only parts of the hanging wall display relatively rapid uplift, which does not necessarily imply structural activity. Stratigraphic comparisons further indicate that the bedrocks around the Fuji Scarp—previously regarded as a key indicator of fault activity due to its trend perpendicular to the Houlong River—does not display significant offset, suggesting the absence of tectonic displacement. Footwall alluvial deposits also exhibit no systematic thickening, showing

no substantial differences in thickness across the fault trace. With local bedrock exposures in the riverbed, this implies that the East Miaoli structure did not produce differences in sedimentation patterns.

As for the Fuji Scarp, the distribution of higher terraces indicates a major river turn occurred in the past, suggesting that the Fuji Scarp may instead be of fluvial erosional origin. Some historical documents and paleo-topographic maps also record that the area below the Fuji Scarp was once main Houlong River channel, implying the possibility of the scarp being just a terrace riser.

Based on these observations, this study concludes there is no sufficient evidence for the existence of the East Miaoli structure. Hence, this study suggests the TEM seismogenic structure database to reassess the East Miaoli structure and to consider its removal.

Key words: East Miaoli structure, Taiwan Earthquake Model, lateritic soil, Houlong river, tectonic geomorphology

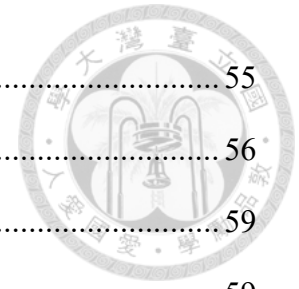
目次



口試委員會審定書.....	I
誌謝.....	III
中文摘要.....	V
英文摘要.....	VII
目次.....	IX
圖次.....	XIII
表次.....	XVII
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究對象與問題.....	6
1.2.1 辨識為孕震構造之依據.....	9
1.2.2 東苗栗構造的爭議.....	10
1.2.3 研究前之預期.....	11
第二章 地質背景.....	13
2.1 區域地形與河階概述.....	13
2.2 地層.....	18
2.2.1 桂竹林層.....	19
2.2.1.1 桂竹林層的分層與分段之討論.....	19
2.2.1.2 魚藤坪砂岩段與桂竹林層各分層 / 分段之命名.....	21
2.2.2 關刀山砂岩段.....	23
2.2.3 十六份頁岩段.....	23
2.2.4 魚藤坪砂岩段.....	24
2.2.5 錦水頁岩.....	24



2.2.5.1 錦水頁岩的標準露頭與命名先著權	24
2.2.6 卓蘭層	26
2.2.7 頭嵙山層	26
2.2.8 紅土化階地層	26
2.2.9 階地堆積層與沖積層	27
2.3 構造地體架構	28
2.4 地質構造	32
2.4.1 錦水背斜	32
2.4.2 出磺坑背斜	32
2.4.3 銅鑼向斜	33
2.4.4 苗栗前緣構造	33
2.5 地質圖與路線圖	34
2.6 歷史地震紀錄	35
2.7 GPS 位移速率	37
第三章 研究方法	39
3.1 地形分析	39
3.1.1 數值高程模型與 GIS 軟體應用	39
3.1.2 河階的成因與分類	40
3.1.3 河川階地縱剖面	43
3.1.4 沖積層厚度	46
3.2 野外調查	47
3.2.1 RTK 地形剖面	47
3.2.2 構造沿線與河階面調查	48
3.2.3 階面紅土化程度	48
3.2.4 路線地質圖	54
3.2.4.1 比例尺大小	54



3.2.4.2 誤差範圍與對比前提假設	55
3.2.4.3 地層對比原理與方式	56
第四章 研究結果	59
4.1 河階階地面	59
4.1.1 頭屋階	59
4.1.2 福基階	62
4.1.3 公館階地群	66
4.1.4 西岸階地面	69
4.1.5 土壤紅土化程度與河川縱剖面	71
4.2 路線地質圖	75
4.2.1 後龍溪南岸區域 (S)	77
4.2.2 後龍溪北岸台 6 線沿線 (N)	83
4.2.3 後龍溪北岸山溝 (R)	87
4.2.4 路線地質圖岩層對比	91
4.3 沖積層	97
第五章 討論	99
5.1 東苗栗構造是否造成地層錯動—地層對比最大誤差討論	99
5.2 後龍溪河谷沖積層與東苗栗構造之關係	101
5.3 福基階崖及東苗栗構造沿線為河蝕崖之可能性	102
5.4 河階對比分類與前人研究之異同	110
5.5 後龍溪河谷兩側抬升速率變化之成因探討	114
第六章 結論	119
參考文獻	121
附錄一	133
附錄二	139



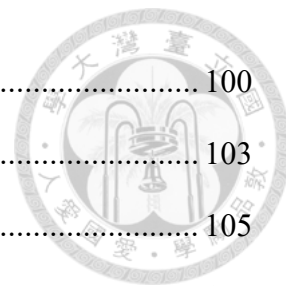
圖次



圖 1-1，臺灣周遭的構造示意圖。	2
圖 1-2，地礦中心的臺灣活動斷層分布圖。	3
圖 1-3，臺灣地震模型之孕震構造分布圖。	4
圖 1-4，臺灣新構造分區圖。	5
圖 1-5，東苗栗構造分布圖。	7
圖 1-6，Deffontaines 等人（1997）使用 DEM 與衛星影像辨識之構造結果。	8
圖 2-1，研究區域周遭地形概要。	13
圖 2-2，張瑞津等人（2002）繪製的後龍溪河階分布圖。	15
圖 2-3，楊貴三與沈淑敏（2010）繪製的後龍溪河階分布圖。	16
圖 2-4，陳于高等人（2005）繪製的後龍溪階地與抬升速率分布圖。	17
圖 2-5，研究區域地質圖。	18
圖 2-6，前人研究之地體構造剖面線位置。	29
圖 2-7，Namson（1981）的 1 號剖面。	30
圖 2-8，Namson（1981）的 4 號剖面。	30
圖 2-9，Hung 與 Wiltshko（1993）的 A—A”剖面。	31
圖 2-10，Huang 等人（2020）的 C—C”剖面。	31
圖 2-11，出磺坑背斜西翼之路線圖。	34
圖 2-12，研究區域周遭 1973 年 1 月至 2019 年 10 月地震震央及規模大小分布。	36
圖 2-13，1990 年至 1995 年間臺灣 GPS 測站相對澎湖 S01R 站的位移速率圖。	37
圖 2-14，1995 年至 2005 年間臺灣 GPS 測站相對澎湖 S01R 站之移動速率圖。	38
圖 3-1，河階的分類與形成。	41
圖 3-2，階地面的網狀採樣點與後龍溪採樣點位置。	44
圖 3-3，活動構造錯動沖積層與底岩示意圖。	46

圖 3-4，Shyu 等人（2016）提出的階地土壤的分類圖。	50
圖 3-5，新版標準土色帖之色卡節錄。	52
圖 3-6，以新版標準土色帖（竹原秀雄，1995）比較土壤樣本之色卡。	53
圖 3-7，地層對比示意圖。	57
圖 4-1，研究區域的後龍溪主流河階分布圖。	60
圖 4-2，頭屋階調查結果。	61
圖 4-3，福基階面之 RTK 測量結果與野外照片。	64
圖 4-4，公館階地群調查結果。	67
圖 4-5，後龍溪西岸階地調查結果。	70
圖 4-6，土壤採樣點與土壤顏色圖。	72
圖 4-7，後龍溪階地河川縱剖面圖。	73
圖 4-8，E—E'剖面圖。	73
圖 4-9，研究區域路線地質圖調查範圍。	76
圖 4-10，後龍溪南岸含碳交錯層露頭照片（S06）。	78
圖 4-11，後龍溪南岸區域（S）四千分之一路線地質圖。	79
圖 4-12，後龍溪南岸塊狀砂岩與頁岩之邊界（S03）。	82
圖 4-13，後龍溪南岸厚層頁岩（S20）。	82
圖 4-14，後龍溪北岸台 6 線（N）四千分之一路線地質圖。	84
圖 4-15，後龍溪北岸之硬砂岩層（N03）。	86
圖 4-16，後龍溪北岸山溝（R）四千分之一路線地質圖。	88
圖 4-17，後龍溪北岸之頁岩層（R10 與 R04）。	90
圖 4-18，本研究區域的一萬分之一路線地質圖。	92
圖 4-19，以南岸平均位態對比岩層錯移量結果圖。	95
圖 4-20，以北岸平均位態對比岩層錯移量結果圖。	96
圖 4-21，後龍溪河床中砂岩底岩出露照片。	97
圖 4-22，後龍溪河谷平原內沖積層厚度圖。	98

圖 5-1，路線地質圖誤差對比圖。	100
圖 5-2，古後龍溪形成公館階地群模擬示意圖。	103
圖 5-3，淡水廳志收錄的竹苗區域地圖。	105
圖 5-4，後龍溪周遭日本時代大字地名與河道分布圖。	105
圖 5-5，研究區域南側之臺灣堡圖拼接圖。	108
圖 5-6，研究區域南側 20 世紀初期河川地分布重建圖。	109
圖 5-7，研究區域以光螢光定年數值推算之階面抬升速率。	117





表次



表 2-1，桂竹林層地層對比表。	20
表 2-2，錦水頁岩地層對比表。	25
表 4-1，後龍溪各階面之土壤紅土化程度。	74
表 4-2，後龍溪南岸區域 (S) 岩性紀錄表。	80
表 4-3，後龍溪北岸台 6 線 (N) 岩性紀錄表。	85
表 4-4，後龍溪北岸山溝 (R) 岩性紀錄表。	89
表 5-1，階面前人分類對比表。	111



第一章 緒論

1.1 研究動機

臺灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的聚合型板塊交界上（圖 1-1），板塊擠壓發育許多活躍的新期孕震構造導致頻繁的地震（Shyu et al., 2005），不時影響著生活在島上人們的生命安全。為掌握新期孕震構造的分布與發震潛勢，提供各地居民做為地震危害度的參考，政府與學界建立各式的斷層分布圖，臺灣目前主要有兩套活動構造資料庫：其一為經濟部地質調查及礦業管理中心編纂的臺灣活動斷層分布圖（簡稱地礦中心活動斷層分布圖，林啟文等人，2021；圖 1-2），另一個為國家科學與技術委員會支持建置的臺灣地震模型計畫中的孕震構造資料庫（簡稱TEM，Shyu et al., 2016；Shyu et al., 2020，圖 1-3）。兩者的構造判釋方式略有不同，前者主要以地震斷層、被錯移的現代沖積層、鑽井資料、衛星遙測等證據作為活動斷層的判斷標準（林啟文等人，2000）；後者除包含地震斷層與鑽井資料等資訊，同時以地表地貌作為構造活動的主要依據，納入已經對地表產生地貌變化的盲斷層（Shyu et al., 2016）。

TEM認為僅依賴已有的活動斷層露頭與百年間的歷史地震紀錄，可能會忽略部分尚未顯露於地表，但已經對地形產生影響且具有孕震潛能的構造，導致無法完整評估的孕震可能性。因此TEM採用地表地貌作為判定活動構造的重要依據。參考過往案例，例如車籠埔斷層早在1999年集集地震發生之前，便已經具有地形崖的特徵（Chang, 1971; Chen et al., 2002）。相對地，當TEM在初步評估資料庫中新期構造的孕震潛力後，針對部分僅有構造地形作為活動性證據的構造，仍需要更進一步的檢驗，從多元面向的支持證據，提高資料庫完整性。

不論TEM或是地礦中心的活動斷層分布圖，其主要目的皆為提供全臺灣各區域地震潛勢評估的依據。兩者在臺灣中部之西部麓山帶前緣構造繪製的位置大致

相符，如車籠埔斷層，其構造特性與活動性已經有相當完整的研究成果與觀測資料（例如：Kao & Chen, 2000）。然而，在地形起伏多變的苗栗區域，TEM 與地礦中心所標示的活動構造存在明顯的標示差異。地礦中心的活動斷層分布圖在苗栗僅標示發生過災害性地震的獅潭斷層；相對地，TEM 則根據苗栗區域（Miaoli domain，圖 1-4）內擴及至海岸的起伏地形特徵，認為前緣構造的影響範圍已經擴及至臺灣海峽，在此區域標示出東苗栗構造、苗栗前緣構造、銅鑼構造等多條孕震構造（Shyu et al., 2005；Shyu et al., 2016；Shyu et al., 2020）。

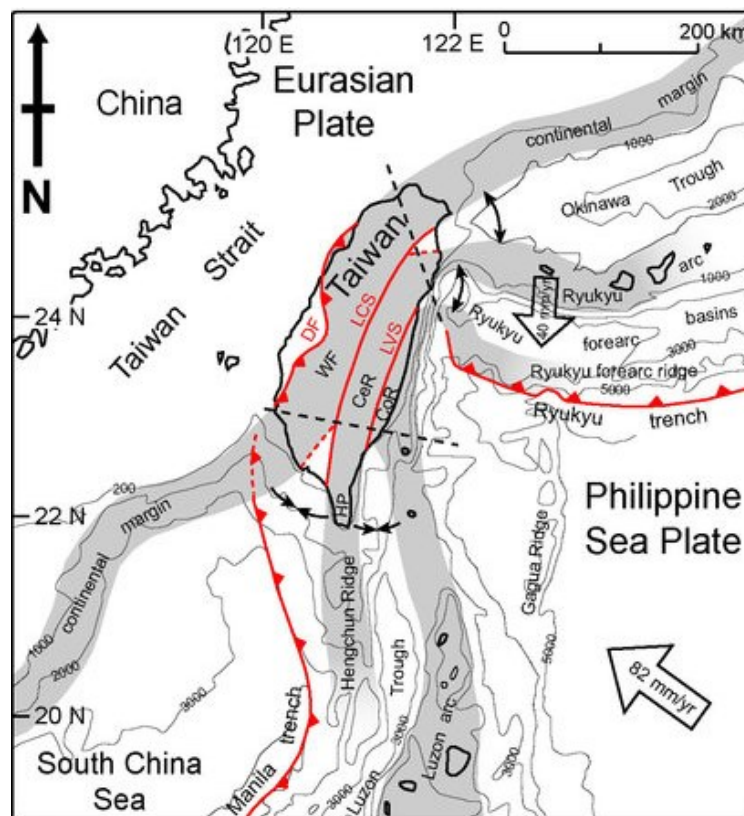


圖 1-1，臺灣周遭的構造示意圖（取自Shyu et al., 2005）。

菲律賓海板塊向西北移動朝歐亞板塊碰撞，產生一系列北北東—南南西走向的山脈以及相同走向的變形前緣。圖中灰色部分為臺灣不同的變形分區，由東至西分別為：海岸山脈（CoR, Coastal Range）、中央山脈（CeR, Central Range）以及西部麓山帶（WF, Western Foothills）。而西部麓山帶西緣的變形前緣（DF, Deformation Front）代表造山運動的西界。

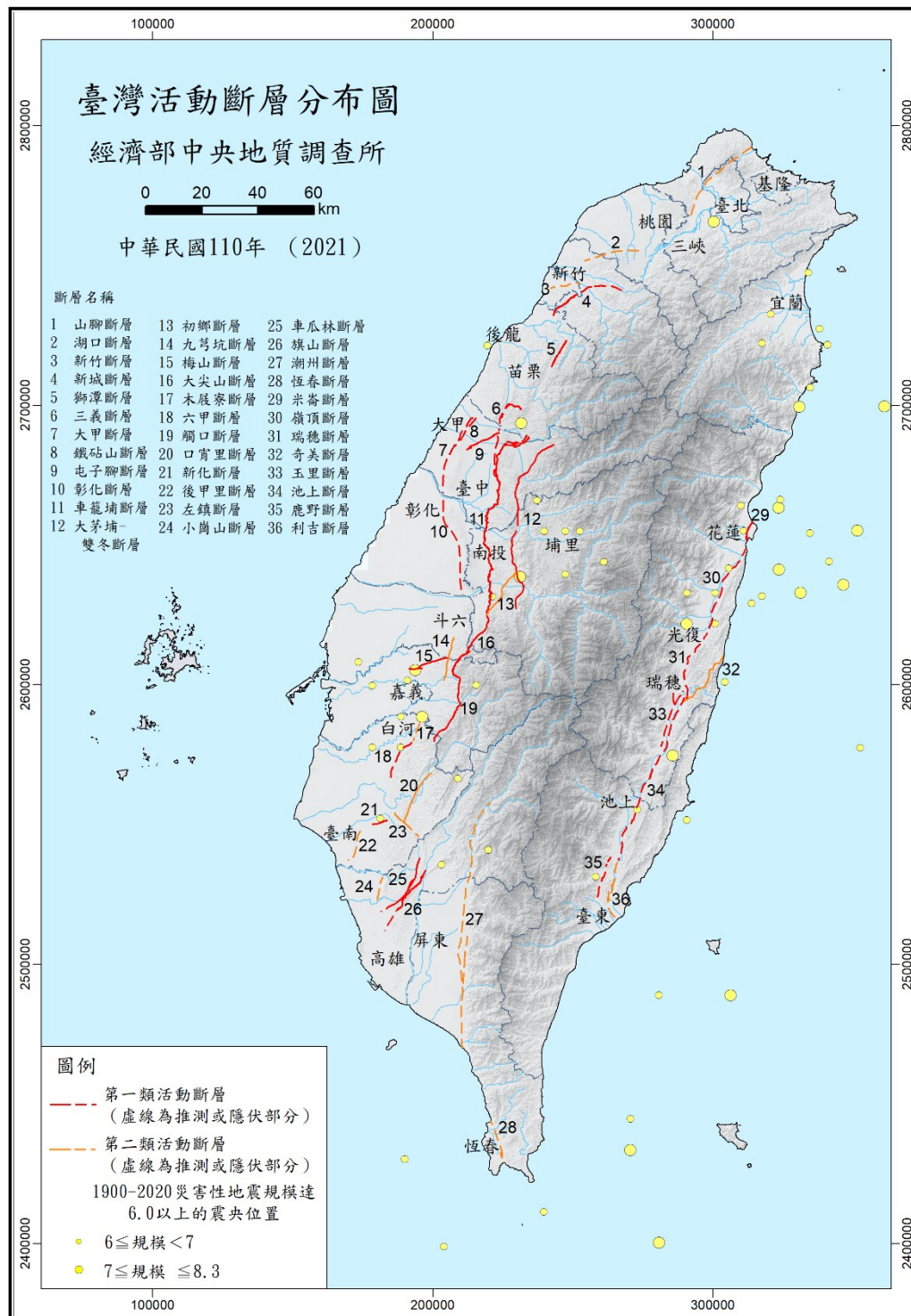


圖 1-2，地礦中心的臺灣活動斷層分布圖（取自林啟文等人，2021）。

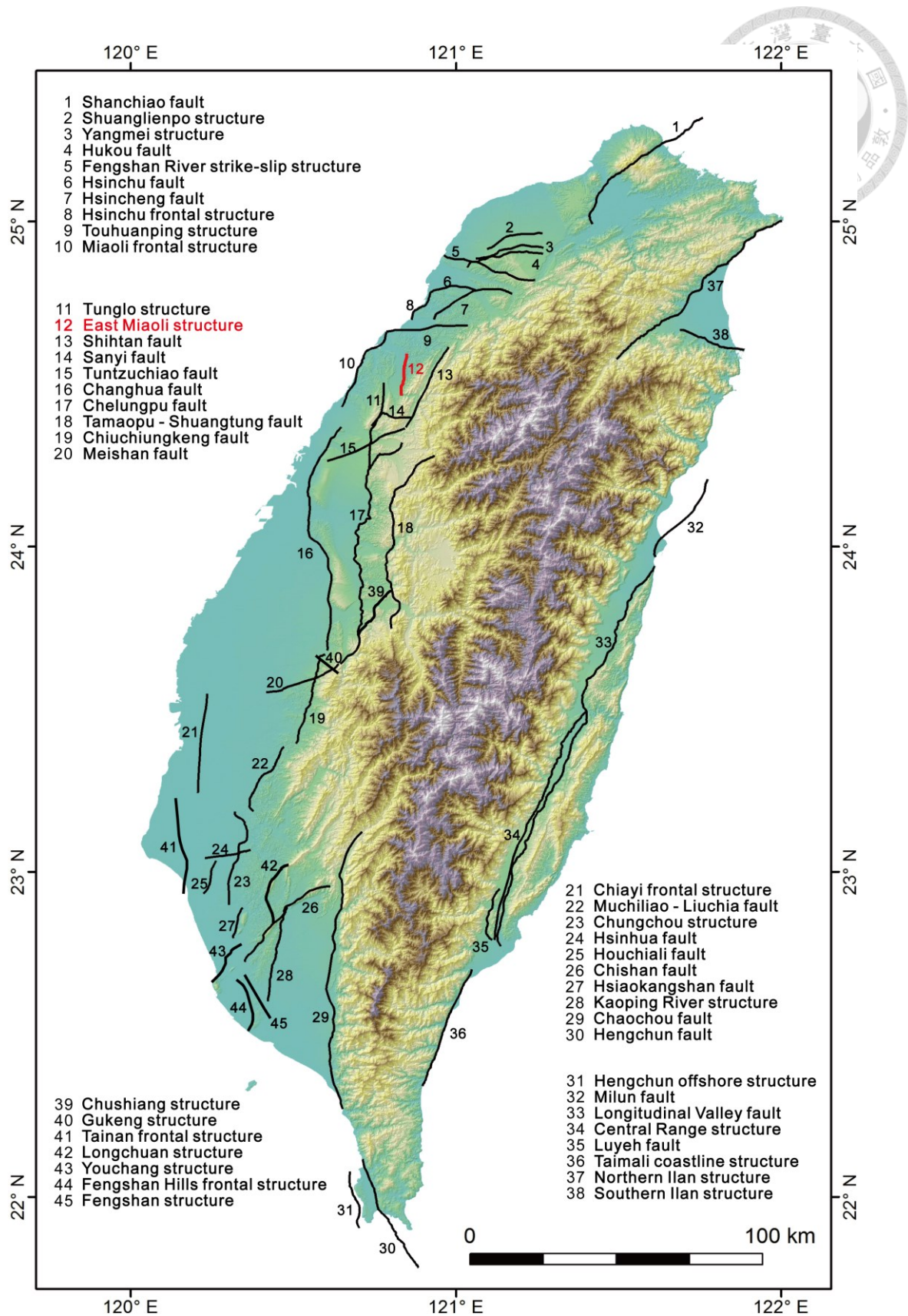


圖 1-3，臺灣地震模型之孕震構造分布圖（修改自 Shyu et al., 2020）。

紅線為編號 12 的東苗栗構造（East Miaoli structure）。

苗栗區域在陸地上沿海一帶相較於南邊的臺中區域沒有主要的逆衝斷層出露至地表，且分布許多連續大型褶皺構造（Shyu et al., 2005），形成多變的地形。TEM在苗栗區域中共標記七條孕震構造，其中兩條為1935年新竹臺中烈震的地震斷層：獅潭斷層與屯子腳斷層，其餘五條孕震構造中，除東苗栗構造外，分別為斗煥坪構造、苗栗前緣構造、銅鑼構造與三義斷層，這四條構造已有許多相對應的構造地形研究，例如Ota等人（2009）、袁宇威（2018）、Ota等人（2006）與林啟文等人（2008）。當中唯獨東苗栗構造仍停留在TEM初步依據地表地貌辨識為孕震構造的階段，目前僅能提供基本的構造數據作為資料庫分析之參考，尚缺乏進一步構造地形討論，也未有區域構造、地層與沖積層的整合性研究。因此，本研究將聚焦在東苗栗構造的構造地形特徵，綜合地形、地層、沖積層的地質證據，以野外調查為核心，輔以前人文獻的對比與分析，重新評估東苗栗構造。

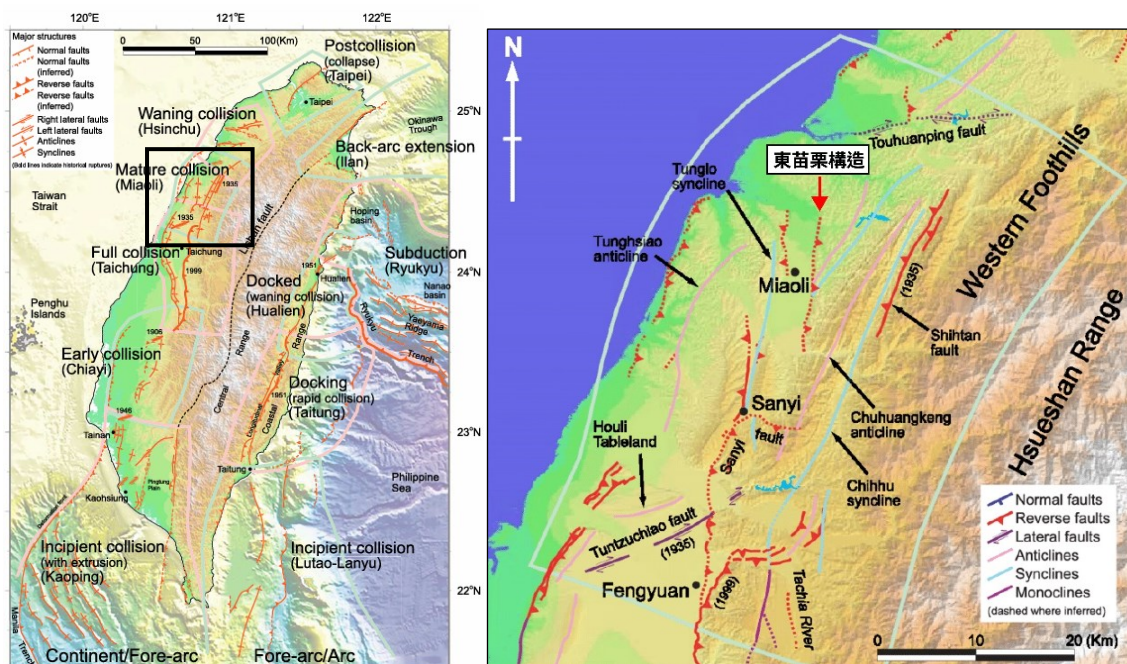


圖 1-4，臺灣新構造分區圖（修改自 Shyu et al., 2005）。

苗栗區域屬於西部麓山帶七個分區中的成熟碰撞區（mature collision），其變形前緣緊鄰海岸線，地圖中標示多條以地形推測的構造線，其中位於苗栗市（Miaoli）東側山前緣的逆斷層即為東苗栗構造之前身。



1.2 研究對象與問題

根據 TEM 孕震構造資料庫的描述，東苗栗構造是一條東傾的逆衝斷層，位置大致在後龍溪東側山前緣（圖 1-5）。

Deffontaines 等人（1997）利用 DEM 與衛星影像分析臺灣的地表構造線時，曾在後龍溪西側山前緣標記一條東傾逆斷層（圖 1-6），其南段與東苗栗構造位置相似，與 TEM 的東苗栗構造不同的是北段繼續往麓山帶內延伸，且文中未有進一步討論，也未表明北段結束的地點。

現在的東苗栗構造則源自於 Shyu 等人（2005，圖 1-4）的辨識。Shyu 等人依據 40 米數值地形模型（Digital Elevation Model，簡稱 DEM）分析發現地形崖截切部分現代階地面，因此標記出東傾的逆斷層線型，但並未對此構造命名和提供更詳細的描述。基於相同的構造地形理由，2016 年的第一版 TEM 中才將此線型構造命名為東苗栗構造（Shyu et al., 2016），並於第二版 TEM 中，更新其構造參數（Shyu et al., 2020）。

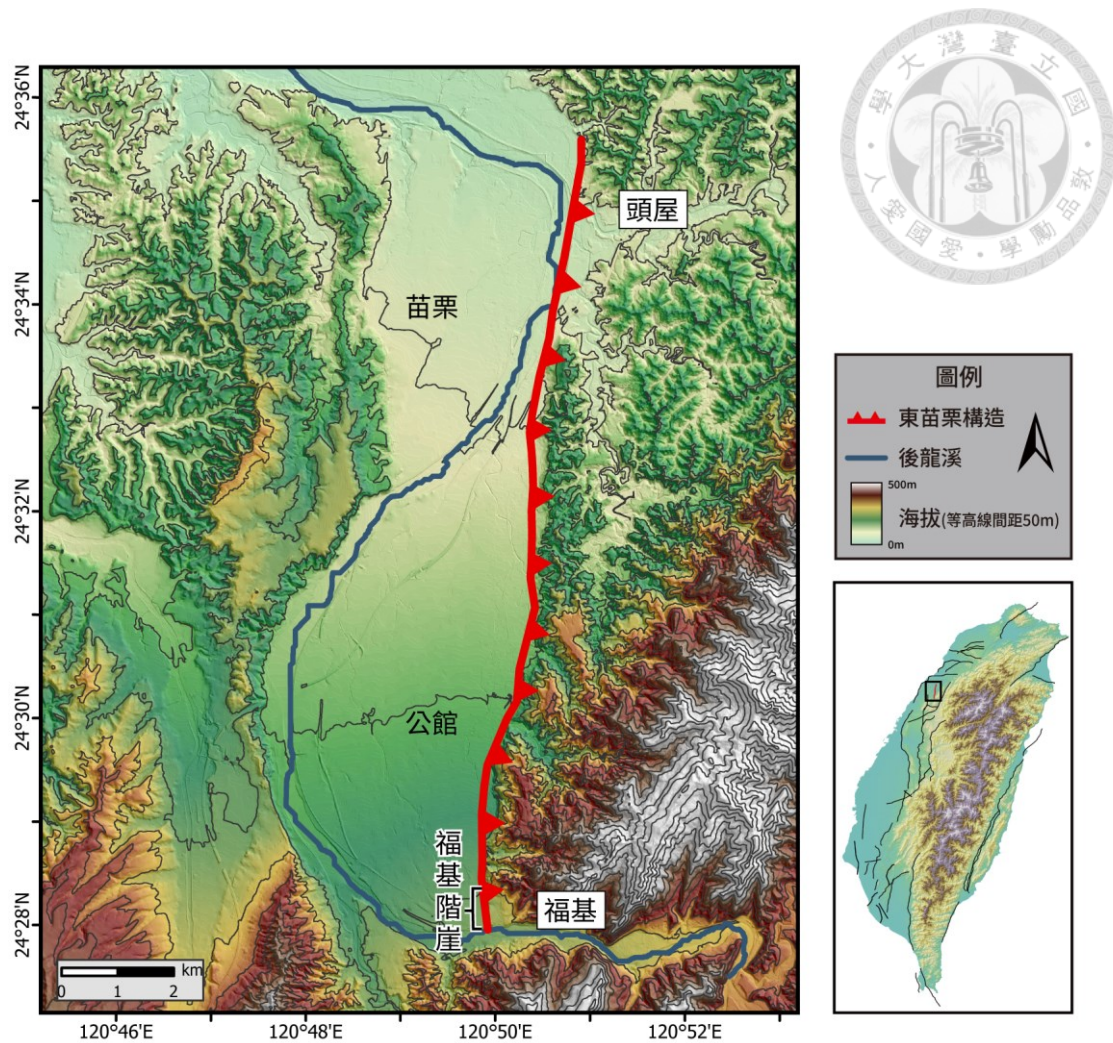


圖 1-5，東苗栗構造分布圖（東苗栗構造線取自 Shyu et al., 2020）。

藍線為後龍溪主流，在流經福基後開始轉向北，形成寬廣的後龍溪河谷平原。本研究內標示之東苗栗構造位置皆取自於 Shyu 等人（2020）。



圖 1-6，Deffontaines 等人（1997）使用 DEM 與衛星影像辨識之構造結果

（修改自 Deffontaines 等人，1997）。

Deffontaines 等人（1997）在後龍溪東側山前緣標記一條東傾逆斷層（見圖中紅色箭頭），與 TEM 東苗栗構造位置類似，南段止於後龍溪畔，惟北段繼續向東北延伸。

1.2.1 辨識為孕震構造之依據

根據 TEM 的描述，東苗栗構造以頭屋階地以及福基階地的地形崖為主要構造依據。其中，福基階地西側的南北向地形崖（本研究中稱為福基階崖，圖 1-5）在辨認上最為關鍵，福基階地相對於後龍溪沖積平原僅高出十幾公尺，且階地面上才剛開始發育土壤，顯示為相對近期沖積形成的階面。福基階崖的走向近乎南北向，與南邊流經的後龍溪主流幾乎呈垂直關係，但現今後龍溪周遭沒有其他殘留的地形證據能顯示後龍溪在近期曾產生急轉與現今河道形成垂直的侵蝕崖。因此，TEM 團隊推論福基階崖為東苗栗構造活動形成，即福基階地與後龍溪河谷平原可能原為同一階面，後來因構造抬升形成福基階地，指示東苗栗構造是近期仍然活躍的構造。由於福基階崖被認為是構造產生的地形，TEM 則依此認為福基階崖向北延伸的山前緣地形同樣可能由東苗栗構造影響形成，且位於線型北端的頭屋一帶的階地也具有南北向的地形崖，因此以兩者之間連續的山前緣線型連線，辨識出近南北向的東苗栗構造。

由頭屋與福基兩階地之間山前緣線型辨識的東苗栗構造總長度達 14.4 公里，使用此長度計算的預估地震規模符合 TEM 對於孕震構造發震能力的門檻，因此納入初版的臺灣地震模型孕震資料庫中。另外由於福基階地的土壤尚未發育出紅土化現象，因此 TEM 團隊為在資料庫中提供初步參考數據，便依據頭屋階的紅土化程度推估階地形成年代，再根據頭屋階地與現生沖積面之間約 69 公尺的高差，以及東苗栗構造為逆衝斷層並假設構造傾角為 30 度，計算出東苗栗構造的滑移速率為每年 0.84 公釐（Shyu et al., 2020）。依據 TEM 的模型推估，東苗栗構造具備釋放最大地震矩規模 M_w 6.19 地震的潛力，而平均地震回歸週期約為 90 至 2330 年（Shyu et al., 2020）。



1.2.2 東苗栗構造的爭議

1. 構造崖分布範圍小且許多地形崖與現生河道平行

由於臺灣多數河川為東西向，逆斷層多為南北走向，因此一般而言，在沖積平原中由構造形成的構造崖多為南北向，河川侵蝕造成的侵蝕崖則多為東西向，兩者方向不大相同。因此大多構造崖與侵蝕崖的確能以走向區分兩者。然而東苗栗構造的情況略有不同，後龍溪主流在東苗栗構造附近轉向北流動，使得多數南北向的地形崖無法排除由南北向的後龍溪河段侵蝕所致可能性。

東苗栗構造全長約 14.4 公里，其絕多數部分與後龍溪的流向平行，TEM 依照地形特徵認為受其錯動影響的頭屋階與福基階，實際僅佔不到一公里，且頭屋階地更與現生河床相鄰，增加了構造辨識上的不確定性。構造其餘區段則與山前緣位置重合，山前緣周遭的階地上並未觀察到地形崖，從地形上無法判斷究竟是構造活動性不明顯，或僅是構造位置剛好沒切穿到沖積層上導致。

基於東苗栗構造中僅有南端的福基階的地形崖明顯垂直於現生河道，可能較可以指示構造活動性，因此本研究亦將著重於福基階崖的調查分析。

2. 缺乏地表特徵以外的證據，且現有地表證據支持度有限

東苗栗構造在地表呈現的特徵，除在兩處階地上形成地形崖之外，缺乏更多明確的地形與地層證據來支持其為一活動構造。由於地表特徵侷限，連帶使構造活動度的估算上存在較大不確定性與爭議空間，導致對東苗栗構造的活動性，甚至存在性的判釋，仍難以有明確定論。

由於嚴格定義中最初被認定為是東苗栗構造崖的部分僅有福基階崖，其剛好是年輕低矮階面，因此由此推定東苗栗構造為仍活躍的新期構造。然而，若是福基階崖的地形特徵能用構造以外的其他形成機制解釋，而非一定是構造崖，則東苗栗構造存在的可能性便會大幅度的降低。因此福基階崖是否為構造崖的論述將直接影響東苗栗構造的存在證據，若福基階崖能被解釋為非構造因素產生的地形，則東苗栗構造就不需要存在。因此，本研究將著重於驗證福基階崖在地形以外的證據，並以此討論東苗栗構造是否需要存在。



1.2.3 研究前之預期

根據 TEM 對東苗栗構造的定義，此構造被視為具有孕震潛能，在地質時間尺度地近期內有持續活動的構造。因此，除地形崖的構造地形特徵之外，理應可以觀察到以下新期構造活動的地質證據：

1. 構造線兩側的階地面應該存在抬升速率差異；構造東側的上盤階面應該觀察到相對於構造西側的下盤有較快的抬升速率。
2. 上盤地層與未經過錯動的下盤地層對比應觀察到錯移；即使東苗栗構造可能較年輕，在大尺度下因為斷層錯距不大而觀察不到大規模的地層錯移，在其地形特徵最為明顯的福基階崖下方之上盤地層，與下盤地層比較應該觀察得到明顯位移。
3. 構造線兩側的沖積層應表現出厚度不同的沉積差異；構造下盤應當因為處於相對沉降環境而有較厚的沉積層。

若上述特徵未能同時全部成立，表示東苗栗構造可能不需要存在，此時就需要考慮本區的地貌和地層變化可能由其他非本構造因素所造成，且必須進一步探討其他觀察到現象的形成原因。





第二章 地質背景

2.1 區域地形與河階概述

本研究區域位於臺灣中部的苗栗縣苗栗市、公館鄉、頭屋鄉以及銅鑼鄉，此區域整體地形東高西低，其中又以東南側的出磺坑背斜區域地勢最高，海拔可達400公尺以上，西側後龍溪至海岸線之間分布地勢低矮的丘陵區，稱為苗栗丘陵（徐鐵良，1955，圖 2-1）。研究區域中海拔較低的地形則受到後龍溪侵蝕與堆積作用影響，形成寬廣的南北向苗栗河谷平原（林朝榮，1957，圖 2-1），河谷平原兩側分布一系列河階面，西側苗栗丘陵的階面分布較連續，東側東苗栗構造上盤則有零星的小階面分布。

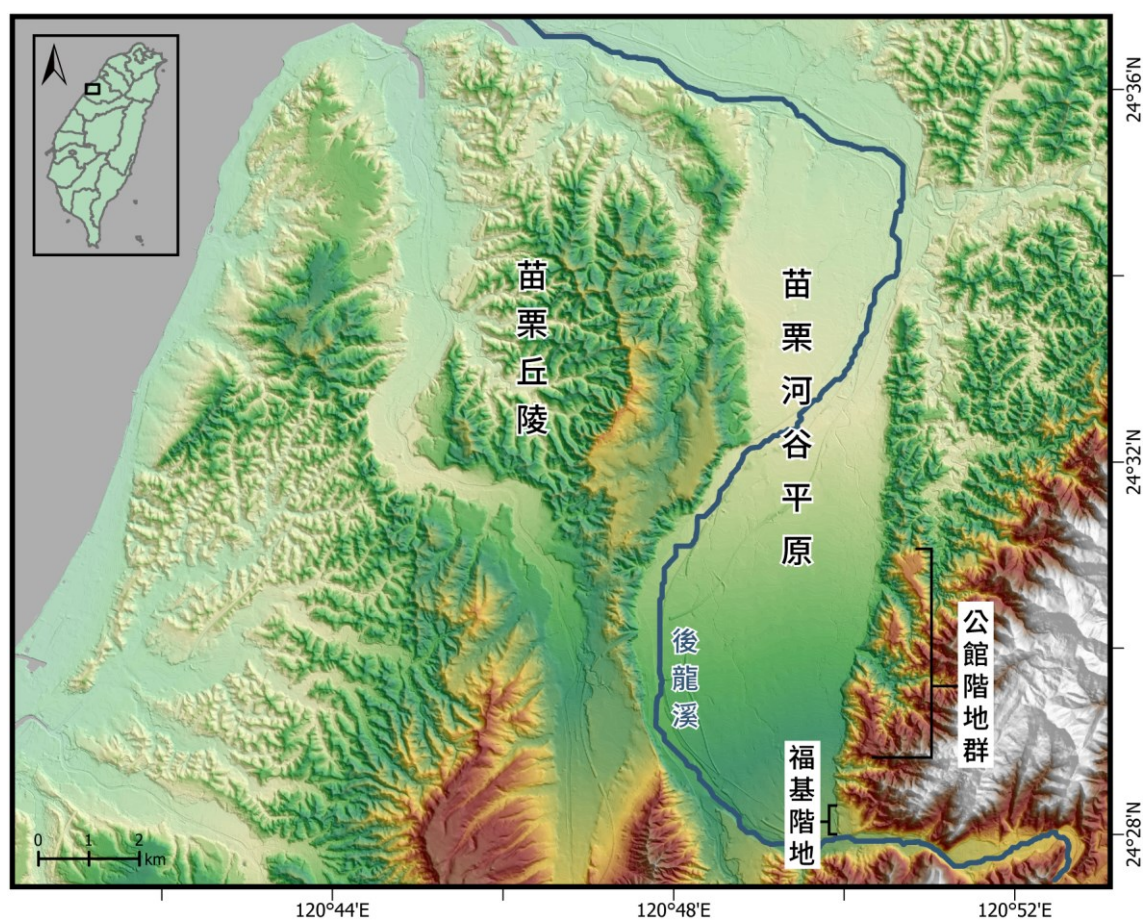
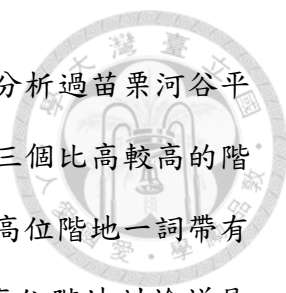


圖 2-1，研究區域周遭地形概要。



富田芳郎（1972）及林朝榮（1957）曾使用等高線地形圖分析過苗栗河谷平原，討論河谷兩側的階地面比高分布情況，將公館市區東側的三個比高較高的階地命名為公館高位階地群（公館高位段丘群，圖 2-1），由於高位階地一詞帶有土壤化育程度的意義，因此本研究中稱為公館階地群，關於高位階地討論詳見 3.1.2 章。由於公館階地群的坡度和坡向與現生後龍溪一致，富田認為公館階地群是由古後龍溪所形成的。河谷西側的階地面受到構造影響而反斜，顯示階地面在形成後仍然受到地體構造運動的影響。

張瑞津等人（1998，2002）和劉明錡（2004）藉由分析苗栗丘陵區的河階紅土化程度以及礫石覆瓦方向（imbrication）分布，圈繪出主要分布在苗栗丘陵區的河階（圖 2-2）。而根據階地面的礫石覆瓦方向，他們認為西湖溪為後龍溪的舊流路。楊貴三與沈淑敏（2010）則延續張瑞津等人的河階研究，製作苗栗丘陵與後龍溪沿線的河階分布（圖 2-3），並考量褶皺對於區域階面對比的影響。在後龍溪河谷兩側標記不同階序的高位階地（LT），丘陵中的聯合大學周遭 LT4 與 LT5 階地受到銅鑼向斜（圖 2-3）影響而變形東傾，但未著墨於河谷東側階地的解釋。

陳于高等人（2005）曾於後龍溪河谷兩側階地進行光螢光定年，同時製作後龍溪河谷平原兩側階地面的分布圖（圖 2-4），不同於上述研究者，採取的是將階面比高由低至高進行編號。並根據光螢光定年的結果得出河谷東側階地抬升速率較快，可達每年 3.1 公釐，指示出礮坑背斜於近五萬年來仍有較高的活動性。

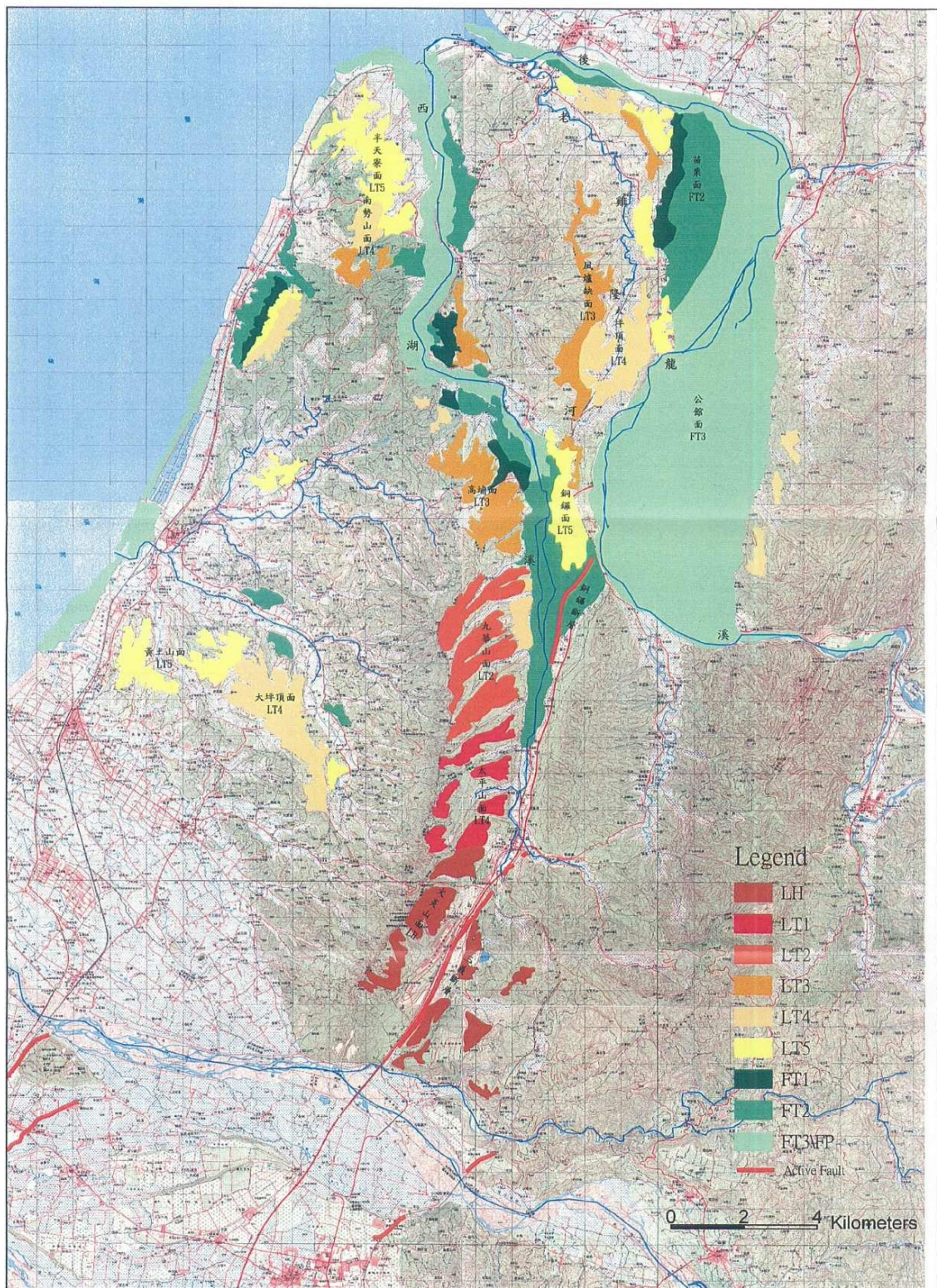


圖 2-2，張瑞津等人（2002）繪製的後龍溪河階分布圖。

張瑞津等人（2002）以地形圖之等高線繪製區域內的階面分布，以比高歸類階地型態。

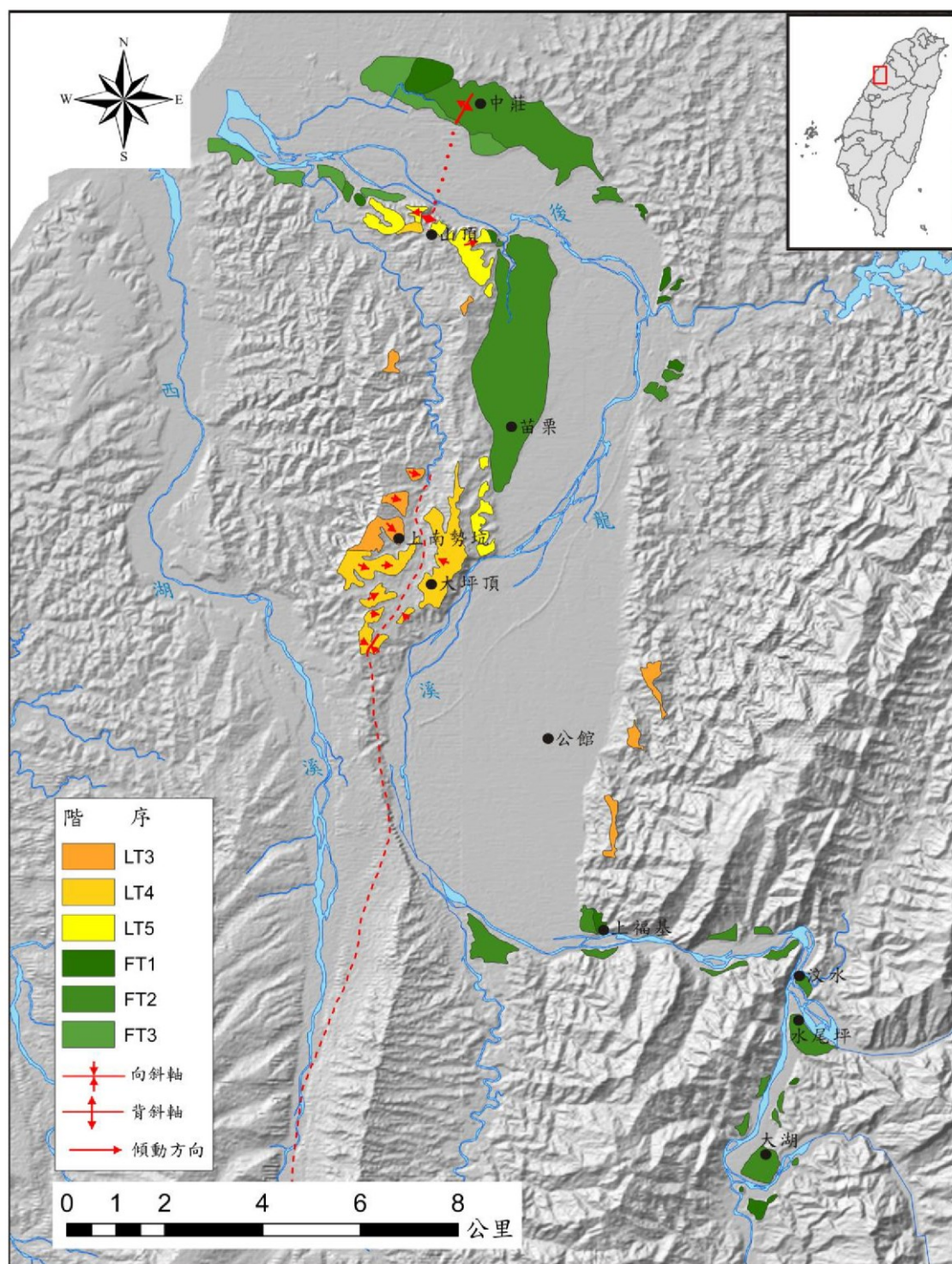


圖 2-3，楊貴三與沈淑敏（2010）繪製的後龍溪河階分布圖。

楊貴三與沈淑敏（2010）延續自張瑞津等人（2002，圖 2-2）的研究結果，但改以 DEM 圈繪河階範圍，同時在階序分類上存在些許不同，且由於地圖比例尺較大，因此圈繪出較多小型階地。

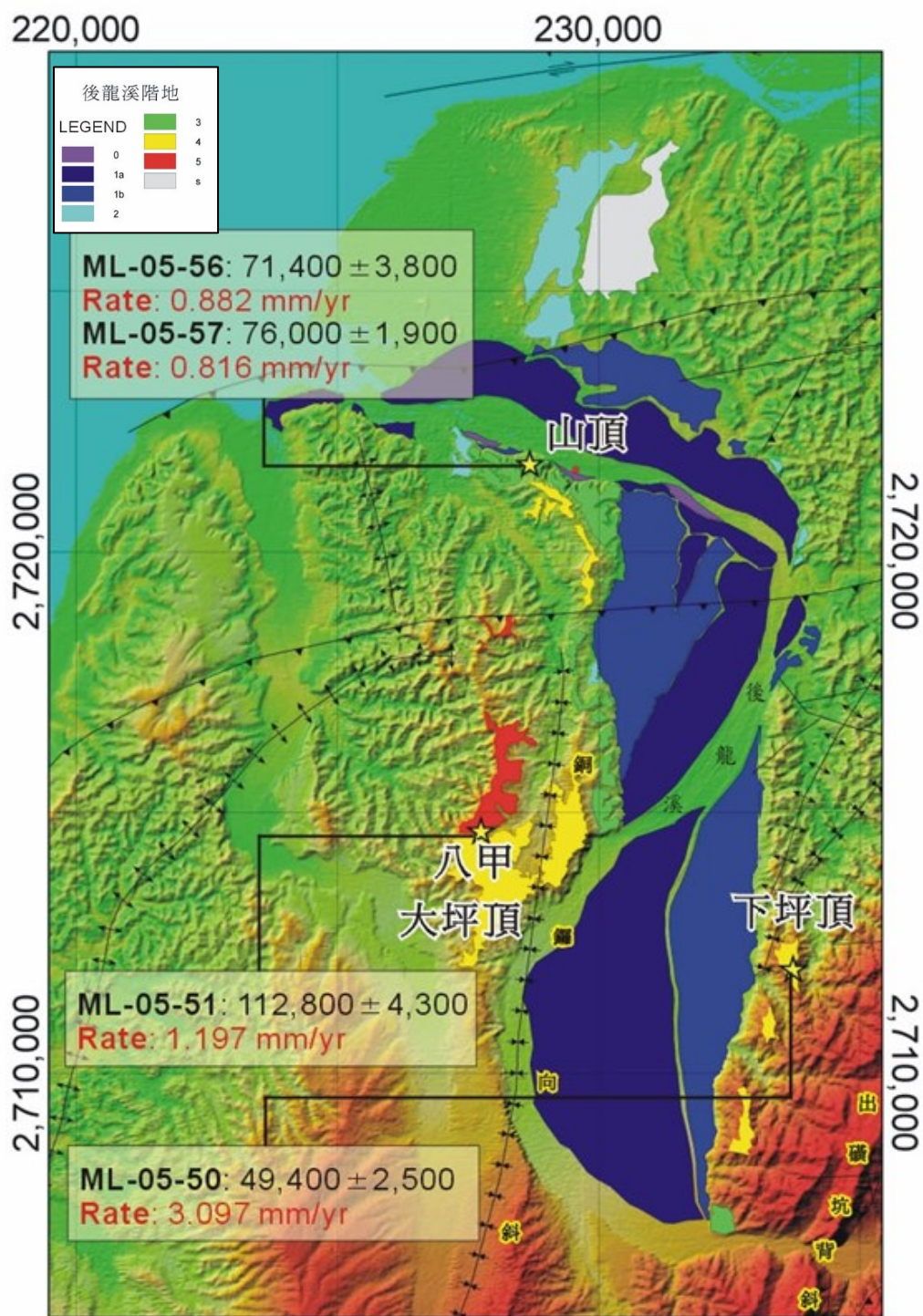


圖 2-4，陳于高等人（2005）繪製的後龍溪階地與抬升速率分布圖。

陳于高等人（2005）根據光螢光定年的結果和比高計算各階面相對於河床的抬升速率。結果顯示後龍溪河谷平原東側部分定年位置有較高抬升速率。



2.2 地層

本節將介紹本研究採用之各地層單位的定義與命名沿革。由於本研究著重於對比後龍溪沿岸的地層，為使對比具備一致性與參考依據，必須針對觀察到的岩性進行適當的地層分類，故需要參照不同時期地質圖與文獻中對各地層單位的定義與差異。因此將以後龍溪沿線剖面為主，說明各岩層的命名依據以及其岩性特徵，作為後續岩層比對的基礎（圖 2-5）。

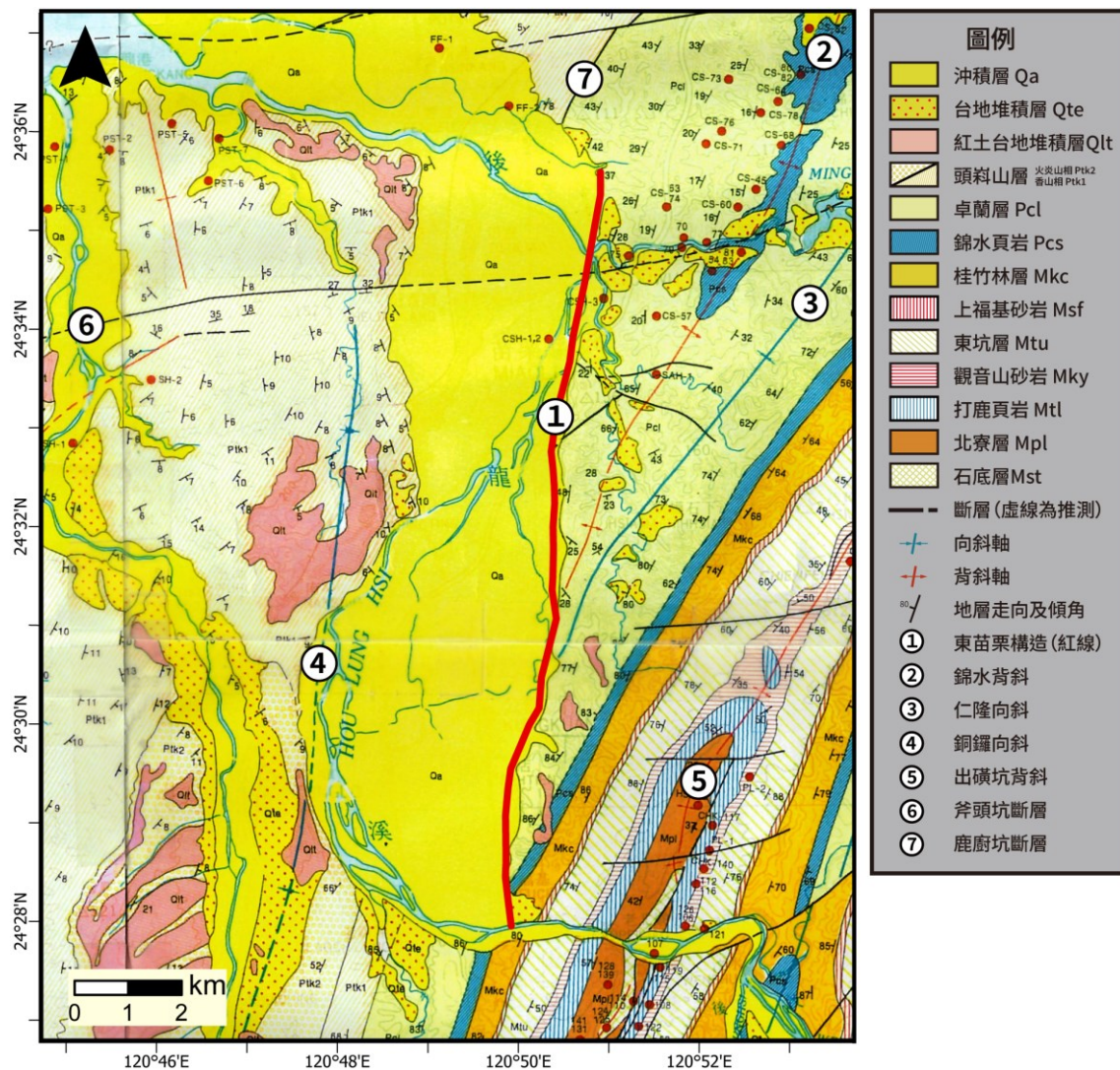


圖 2-5，研究區域地質圖（修改自中國石油公司，1994）。

本圖修改自比例尺十萬分之一的苗栗地質圖，圖中東苗栗構造為本研究依照 Shyu 等人（2020）構造線位置補繪。



2.2.1 桂竹林層

由鳥居敬造與吉田要（1930）調查苗栗油田時命名。由於出磺坑背斜東翼的大湖庄桂竹林（現苗栗縣南庄鄉桂竹林）出露最顯著，因此命名為桂竹林層。在研究區域中分布於出磺坑背斜西翼的福基村東側。

鳥居敬造與吉田要（1931a）將桂竹林層定義為夾有砂岩及頁岩的暗灰色頁岩質砂岩。分為下部層與上部層，下部層以青灰色、堅硬的頁岩質砂岩為主，偶有砂岩與頁岩互層；上部層以頁岩質砂岩、頁岩、薄砂岩和灰白色粗鬆砂岩互層為主，與下部層相比較為軟弱。兩者間未發現明顯邊界，顯示下部與上部為漸變式的關係，但其上下界未被明確定義。根據後人整理，桂竹林層在苗栗地區與上下岩層皆呈整合接觸（張麗旭，1955；Biq et al., 1957；林朝榮與周瑞燦，1974）。

2.2.1.1 桂竹林層的分層與分段之討論

在討論桂竹林層的分層與分段之前，要先釐清製圖單位的概念與岩石地層的關係。桂竹林層在不同比例尺的地質圖中呈現方式並不一致，有時單以桂竹林層出現、有時將桂竹林層分兩段或三段出現，有時則以各自獨立的岩層單位出現。這樣的差異部分原因是因為岩石地層需要符合基本製圖單位的要求（中華民國地質學會地層委員會，2023），故在比例尺五萬分之一或是更小的地質圖中，通常僅標示桂竹林層一層；在大比例尺的地質圖中，由於基本製圖單位的要求變小，能標示出更詳細的岩層分段，因此能夠標示出分段或是分層的桂竹林層。為統一討論，下列會以主要常見的五萬分之一地質圖進行討論。

本研究區域後龍溪的桂竹林層最初並沒有分段，即便在大比例尺地質圖中也沒有區分出不同的岩段，僅區分為上部層與下部層（表 2-1，例如：鳥居敬造與吉田要，1930）。在張麗旭（1955）以大安溪剖面為標準將桂竹林層的三個分段提升為獨立岩層單位後，苗栗以南的岩層分類多將桂竹林層分為三個岩層或岩段，從苗栗的出磺坑油田以北，桂竹林層則不大容易在岩相上分出三個小單位（何春蓀，1962）。這三個單位分別為關刀山砂岩段、十六份頁岩段與魚藤坪砂岩段。



表 2-1，桂竹林層地層對比表。

鳥居敬造 與吉田要 (1930)		林朝榮#1 (Rin, 1935)	張麗旭 (1951)		林朝榮 (1951)		何春蓀等人 (1953)		林朝榮 (1954)		張麗旭#1 (1955)		何春蓀 (1986)		江婉綺與陳柏村 (2021)	
苗栗		臺中	大安溪				苗栗南庄						出磺坑 以北	出磺坑 以南	苗栗 (出磺坑以北)	
桂 竹 林 層	上部	Shaly Sandstone	桂 竹 林 層	泥質砂岩	桂 竹 林 層	大窩 泥質砂岩	桂 竹 林 層	魚藤坪 砂岩段	桂 竹 林 層	魚藤坪 泥質砂岩	大窩 細砂岩層	桂 竹 林 層	魚藤坪 砂岩	桂 竹 林 層	魚藤坪 砂岩段	桂 竹 林 層
		Low. Sandy Shale														
	下部	Kantôsan Sandstone		關刀山 砂岩		關刀山 砂岩		關刀山 砂岩段		關刀山 砂岩	關刀山 砂岩層		#2 砂岩		關刀山 砂岩段	

註：#1：僅有林朝榮 (Rin, 1935) 與張麗旭 (1951) 將等同於桂竹林層的地層分為三個獨立的岩石地層，其餘分類皆屬於桂竹林層下的岩段。

#2：可分為上部與下部，並以出磺坑剖面為桂竹林層之標準剖面。



將桂竹林層分為三個不同岩層單位的依據，在於苗栗桂竹林層的標準地點以南，岩層中部開始有一定厚度的頁岩明顯出露，藉由該頁岩上下共可以分為三個單位（何春蓀與譚立平，1960；何春蓀，1962）。此頁岩稱為十六份頁岩，在苗栗北邊的中港溪南岸厚約 30 公尺；出磺坑背斜中段厚 35 至 40 公尺（何信昌，1994），在大安溪處厚度約為 100 公尺（張麗旭，1955），可看出十六份頁岩層逐漸向北厚度漸薄，在北邊若是遇到傾角增大的情況，很可能會出現無法構成製圖單位的情況。因此儘管出磺坑油田是桂竹林層的標準地點，在五萬分之一比例尺下，出磺坑油田的桂竹林層通常只能分為兩個部分（何春蓀，1986，2006）。也就是說，即使十六份頁岩在後龍溪剖面能作為良好的指準層（key bed），也不一定能夠作為五萬分之一地質圖的基本製圖單位而成層。在出磺坑以北的十六份頁岩，在計算岩層傾角和厚度後，在五萬分之一地質圖中已不構成基本製圖單位（林啟文與周稟珊，2016）。

從上述討論顯示，以後龍溪的出磺坑剖面為界，包含後龍溪以北的區域，在五萬分之一尺度下不太好辨識出桂竹林層中間的頁岩層，使得以十六份頁岩為基準辨認的關刀山砂岩與魚藤坪砂岩不容易區分；後龍溪剖面以南，則因頁岩逐漸發達，而容易區分為三個獨立岩層單位。

本研究由於調查的範圍較小，且調查的比例尺較大，可記錄較薄層的岩層，因此在岩層歸納上，將採取本區常用的桂竹林層下分三個獨立岩段單位的分類，以關刀山砂岩段、十六份頁岩段與魚藤坪砂岩段進行調查歸納。

2.2.1.2 魚藤坪砂岩段與桂竹林層各分層 / 分段之命名

在五萬分之一比例尺地質圖中，桂竹林層常被劃分為三個不同的岩層單位（例如：何信昌，1994）。在進行文獻回顧時，發現除三個岩層是否要劃分出三個獨立的岩層單位之外，其命名先後亦有爭議，因此以下將對桂竹林層分層分段的歷史進行梳理後，再一一介紹等同於桂竹林層的三個獨立岩層單位。

最初，林朝榮（Rin，1935）在調查臺中豐原地區的岩層後，在地層對照表中將豐原地區三種不同地層對應至鳥居敬造與吉田要命名的桂竹林層，由下至上

依序為Kantôsan Sandstone（關刀山砂岩）、Lower Sandy Shale、Shaly Sandstone（表 2-1），惟這三個地層分屬不同群之下的岩層單位。儘管岩層單位分屬不同群，仍表示其認為桂竹林層於豐原地區對應至三個獨立的岩層。

之後，張麗旭與何春蓀（1948）在調查大甲溪與大安溪之間的岩相時，認為林朝榮（Rin，1935）的 Lower Sandy Shale（下部頁岩）能夠作為良好指示地層，因此依照當地的地名取名為十六份頁岩層。

張麗旭（1951）的三叉斷層附近地質圖中，將桂竹林層下分為三個岩段，並使用已經命名過的關刀山砂岩（Rin，1935）、十六份砂質頁岩（張麗旭與何春蓀，1948）與泥質砂岩表示，以泥質砂岩做為桂竹林層最上部岩段的名稱。

林朝榮（1951）則在統整苗栗地層劃分時，將桂竹林層下的三個岩段區分為關刀山砂岩、十六份頁岩與大窩泥質砂岩。此大窩泥質砂岩之名稱為桂竹林層上部岩段的首次命名。

何春蓀等人（1953，1954）調查製作的南庄煤田地質圖，比例尺為二萬分之一，將桂竹林層下的三個岩段命名為關刀山砂岩段、十六份頁岩段與魚藤坪砂岩段。這是文獻紀錄中首次出現魚藤坪砂岩段名稱的紀錄。不過魚藤坪不位在調查區域內，因此該命名是否確實由此地質圖說明書所提出尚待釐清。

林朝榮（1954）在《臺灣新志地質篇》中將桂竹林層分為三個岩段，由下至上依序為關刀山砂岩、十六分頁岩與魚藤坪泥質砂岩。取代自己於1951年文章中使用的大窩泥質砂岩一詞。

張麗旭（1955）在《臺灣之地層》一文中並未使用桂竹林層下分三個岩段的劃分法，而是將三個岩段提升為岩層單位，由下至上的名稱依序為關刀山砂岩、十六份砂質頁岩與大窩細砂岩，是三個岩層首次同時被描述為獨立的岩層單位。

在命名順序上，關刀山砂岩與十六份頁岩的命名者沒有什麼爭議。至於魚藤坪砂岩的命名者，文獻中幾乎都引述自林朝榮（1954）（例如：Biq et al., 1957；陳文山等人，2016）。若回顧提到魚藤坪砂岩文獻的出版發行時間，何春蓀（1953；1954）的地質圖或是說明書分別出版於1953年與1954年5月，無論是



地質圖或是說明書，都早於林朝榮（1954）的 1954 年 8 月，因此從出版順序而言，何春蓀屬於較早提出魚藤坪砂岩（段）者。不過，何信昌（2002）提到魚藤坪泥質砂岩的地層名稱雖由林朝榮老師在 1954 年發表，但據說早在發表前數年其名稱已廣為地質界所知。再加上何春蓀（1986）自己撰寫的《臺灣地質概論》也是以林朝榮（1954）作為魚藤坪砂岩的命名者，並提及其等同於張麗旭（1955）的大窩砂岩（表 2-1），因此推測最早提出魚藤坪砂岩名稱的很可能為林朝榮。本研究推測林朝榮發表魚藤坪砂岩的時間，可能因出版流程或其他因素而有所延後。

由於魚藤坪砂岩與大窩細砂岩的發表時間相近，因此在日後文章中形成不同區域慣用不同名稱的狀況。苗栗臺中地區常使用魚藤坪砂岩（例如：何信昌，1994），雲林嘉義地區的桂竹林層中則常使用大窩砂岩段的稱呼（例如：劉桓吉與李錦發，1998；陳文山等人，2011）。可能由於張麗旭（1955）發表大窩砂岩後，持續在雲林、嘉義一帶進行研究（例如：張麗旭等人，1956，1960），導致儘管魚藤坪與大窩兩標準命名地露頭都位於苗栗，卻出現不同區域慣用不同名稱的現象。

2.2.2 關刀山砂岩段

由林朝榮（Rin, 1935）命名為 Kantôsan Sandstone。描述為緊密鈣質中砂岩，顏色呈青灰色，偶夾薄層的頁岩和非常分散的帶狀礫石，在標準地的臺中豐原地區估計厚度為 250—350 公尺（Rin, 1935）。命名當時可以對應到鳥居敬造與吉田要（1931a）的桂竹林層下部的位置。在出磺坑背斜西翼的後龍溪剖面厚約 176 公尺（Huang, 1976）。

2.2.3 十六份頁岩段

由張麗旭與何春蓀（1948）命名為十六份頁岩層，也稱為十六份砂質頁岩（張麗旭，1951，1955）或十六分頁岩（林朝榮，1954），可以對應到林朝榮（Rin, 1935）中的 Shaly Sandstone。本層以暗青灰色之頁岩與砂質頁岩組成，於標準地的苗栗十六份附近厚度僅 100 公尺，有向北漸減、向南遞增的趨勢（張麗



旭，1955）。在出磺坑背斜中段厚度為 35—40 公尺之間（何信昌，1994），在出磺坑背斜西翼的後龍溪剖面厚約 38 公尺（Huang, 1976）。

2.2.4 魚藤坪砂岩段

魚藤坪砂岩段命名者為何春蓀等人（1953）。本層為淡綠灰色至暗青灰色砂岩與頁岩所組成的厚薄不一互層，其中砂岩較為優勢，有時砂質部與泥質部不規則交雜，或兩者緊密相間，含有小波狀之彎曲層理、砂棒與波痕。在標準地的苗栗縣大窩附近厚約 500 公尺（張麗旭，1955）。在出磺坑背斜中段厚度 270 至 300 公尺（何信昌，1994），在出磺坑背斜西翼的後龍溪剖面厚約 271 公尺（Huang, 1976）。本研究區域的慣用名稱為魚藤坪砂岩，為方便與前人研究進行比較，本研究將以魚藤坪砂岩稱呼此岩層。

2.2.5 錦水頁岩

由鳥居敬造與吉田要（1930）命名。主要以頁岩為主並夾有數層砂質頁岩、石灰質團塊與化石，一般呈現青灰色至暗灰色（鳥居敬造與吉田要，1931a），富有孔蟲，與上下層呈整合接觸（安藤昌三郎，1930），後龍溪剖面厚約 317 公尺（Huang, 1976；何信昌，1994）。錦水頁岩的標準地為後龍溪旁的福基村（大村一藏，1928；李錦發，2000；江婉綺與陳柏村，2021），也是錦水頁岩最初描述時的地點（Biq et al., 1957）。

2.2.5.1 錦水頁岩的標準露頭與命名先著權

本研究在回顧錦水頁岩之命名者時，發現不同研究中引用的命名者有三、四種之多，標準地的位置也時常有出入且位置不明確，因此以下將說明本研究採用的命名者以及標準地之原因。

大村一藏（1926）在探討苗栗造橋油田區地質時，將當地岩層分為下部的後龍溪砂岩層與上部的錦水層（表 2-2），其以油田最初試掘地錦水村為名，成為錦水頁岩名稱的最初來源。隨後，大村一藏（1928）基於在福基村觀察到的錦水層底部的青黑色頁岩，暫時以錦水背斜頁岩層命名，表示待日後相關化石研究出來後再給予適當名稱，同時選定福基村露頭作為標準地。



兩年後，安藤昌三郎（1930）以大村一藏的錦水背斜頁岩層為基礎將其更名為錦水頁岩層。與此同時，鳥居敬造與吉田要（1930）在新竹州苗栗油田地質圖也將上覆於桂竹林層的地層取名為錦水頁岩層。

根據林啟文與周稟珊（2016）指出，考量命名先著權原則，鳥居敬造與吉田要（1930）之地質圖較安藤昌三郎（1930）早出版，因此鳥居敬造與吉田要才是錦水頁岩的命名者，具有先著權。

表 2-2，錦水頁岩地層對比表。

大村一藏 (1926)	大村一藏 (1928)		鳥居敬造與吉田要 (1930) #2	安藤昌三郎 (1930) #3	
錦水層	錦		錦水砂岩層	苗	
	水	錦水背斜頁岩層	錦水頁岩層	栗	錦水頁岩層
	層			層	
				群	
後龍溪砂岩層	後龍溪砂岩層		桂竹林層	福基砂岩層	

註：#1：本對比表之研究調查剖面皆以後龍溪出磺坑剖面為主或涵蓋此剖面。

#2：地質圖於1930年4月出版，而說明書於1931年出版。

#3：1930年12月出版。



2.2.6 卓蘭層

由鳥居敬造（1934）命名。本層以砂岩為主，夾雜頁岩、砂質頁岩、頁岩質砂岩等密集互層的岩層。砂岩為粗粒至細粒的石英皆有分布，可見較大的碳屑、雲母片或頁岩碎屑，具有波痕構造，許多達十米以上的厚砂層，同時也有僅 20 公分左右的砂層與薄層的灰色頁岩互層出現。標準地為卓蘭和東勢周遭的大安溪與大甲溪兩岸，在臺中大坑的厚度估計有兩千公尺（鳥居敬造，1935），大安溪以北厚度減至 1800 公尺以下（李錦發，2000）。

本研究區域之後龍溪河床幾乎皆以卓蘭層為底岩。後龍溪流域的卓蘭層至頭嵙山層下部為相同環境的連續沉積，其岩性特徵和化石內容無法有效區分兩者，因此以礫石層開始出現為卓蘭層與頭嵙山層的界線（林啟文與周稟珊，2016）。依據此分界，周稟珊（2013）指出後龍溪南岸卓蘭層厚約 1413 公尺。

2.2.7 頭嵙山層

由林朝榮（Rin, 1933）開始使用此名稱。頭嵙山層主要由灰白至黃灰色砂岩、灰色至暗灰色頁岩及礫岩組成，其岩質較鬆且淘選度較差。此層越往上部礫岩越多，礫岩層厚亦漸增大（林朝榮與周瑞燉，1974）。頭嵙山層可分為二段，其下段為香山段，以砂岩及頁岩為主，其上段為火炎山段，以礫岩為主。本研究區域內分布於後龍溪西岸之丘陵地，為西岸階地面底岩之岩層。

2.2.8 紅土化階地層

此地層在文獻中名稱各有不同，如：紅土化階地堆積層（江婉綺與陳柏村，2021）和紅土台地堆積層（何信昌，1994），皆泛指覆蓋於頭嵙山層等底岩頂部之風化沉積物。紅土化階地層以交角不整合覆蓋於較老岩層之上，下部通常為厚約 10—20 公尺的礫石層，上部覆有一層紅棕壤，厚度多在 1—2 公尺之間，礫石層與紅棕壤的厚度變化甚大（何信昌，1994）。吳樂群（2001）認為銅鑼向斜軸部的紅土化階地層下方不存在不整合面，故似為頭嵙山層頂部直接風化而成，而非獨立不同地層。本研究區域的紅土化階地層分布於後龍溪河谷的兩側，對於紅土的形成等性質討論將在 3.2.3 詳述。

2.2.9 階地堆積層與沖積層

階地堆積層與紅土化階地層最大之差別為沖積層之紅土化程度，主要分布於後龍溪支流的老田寮溪沿岸，一般高出河床 5 至 20 公尺，主要為礫石、砂、泥組成，以不整合與下方底岩接觸（江婉綺與陳柏村，2021）。沖積層則是分布於後龍溪河谷內，為全新世以來由河流沖積而成的沖積層。



2.3 構造地體架構

自 1970 年代起，本研究區域周遭陸續被 John Suppe、Jay Namson 等學者作為研究斷層彎曲褶皺（fault-bend fold）的典型案例區域，因此留下許多由鑽井資料詮釋的地質剖面（圖 2-6）。

Namson (1981) 應用斷層彎曲褶皺理論和鑽井資料，於新竹—苗栗區域建立 14 條地質剖面。其中，第 1 號剖面位於本研究區域的後龍溪南側（圖 2-7），剖面東側切穿出礮坑背斜，西側則經過鐵砧山背斜北段（在苗栗區域亦稱為通霄背斜），Namson 根據鐵砧山背斜東翼的地形形貌，推測深部存在基底滑脫面深度變化誘發的逆衝斷層，將其稱為鐵砧山逆衝斷層（Tiehchanshan thrust），認為該基底滑脫面自五指山層底部上升到木山層中。第 4 號剖面則位於本研究區域的後龍溪河谷北側（圖 2-8），剖面切穿錦水背斜與出礮坑背斜。Namson 認為錦水背斜係由三個從五指山層底部上升到五指山層頂部的疊瓦狀逆衝斷層（imbricate thrust）形成。而將基底滑脫面設定於五指山層底部，則是基於當時的鑽井資料顯示，即使鑽至該深度仍未鑽遇主要滑脫面，因此以五指山層做為基底滑脫面的最小深度。

Hung 與 Wiltschko (1993) 提出的 A—A'剖面（圖 2-9）與 Namson 的第 4 號剖面位置相近。他們提出的剖面整體形貌與 Namson 的解釋大致相似，但在部分細節以及基底滑脫面深度上有所差異。Hung 與 Wiltschko 指出，即便五指山層與前五指山層（Pre-Wuchishan）之間存在岩性變化，也不足以直接作為麓山帶基底滑脫面的位置依據；相較之下，地震震源位置的紀錄顯示區域基底滑脫面深度約為 9–10 公里，明顯深於五指山層底部，因此認為基底滑脫面應該位於前五指山層當中。

Huang 等人 (2020) 則綜合前人研究、鑽井資料與震測資料繪製的 C—C'剖面（圖 2-10），其位於本研究區域中段，此剖面在錦水背斜部分引用自陳采蔚 (2016) 的研究，認為內麓山帶的斷層向下連接至 15 公里深的深部滑脫面，深部



滑脫面上以逆衝楔形體上衝，造就錦水背斜與出磺坑背斜的形成，也指示著此區域有較深的基底滑脫面，且由內麓山帶往外的過程中需要產生基底滑脫面深度改變。

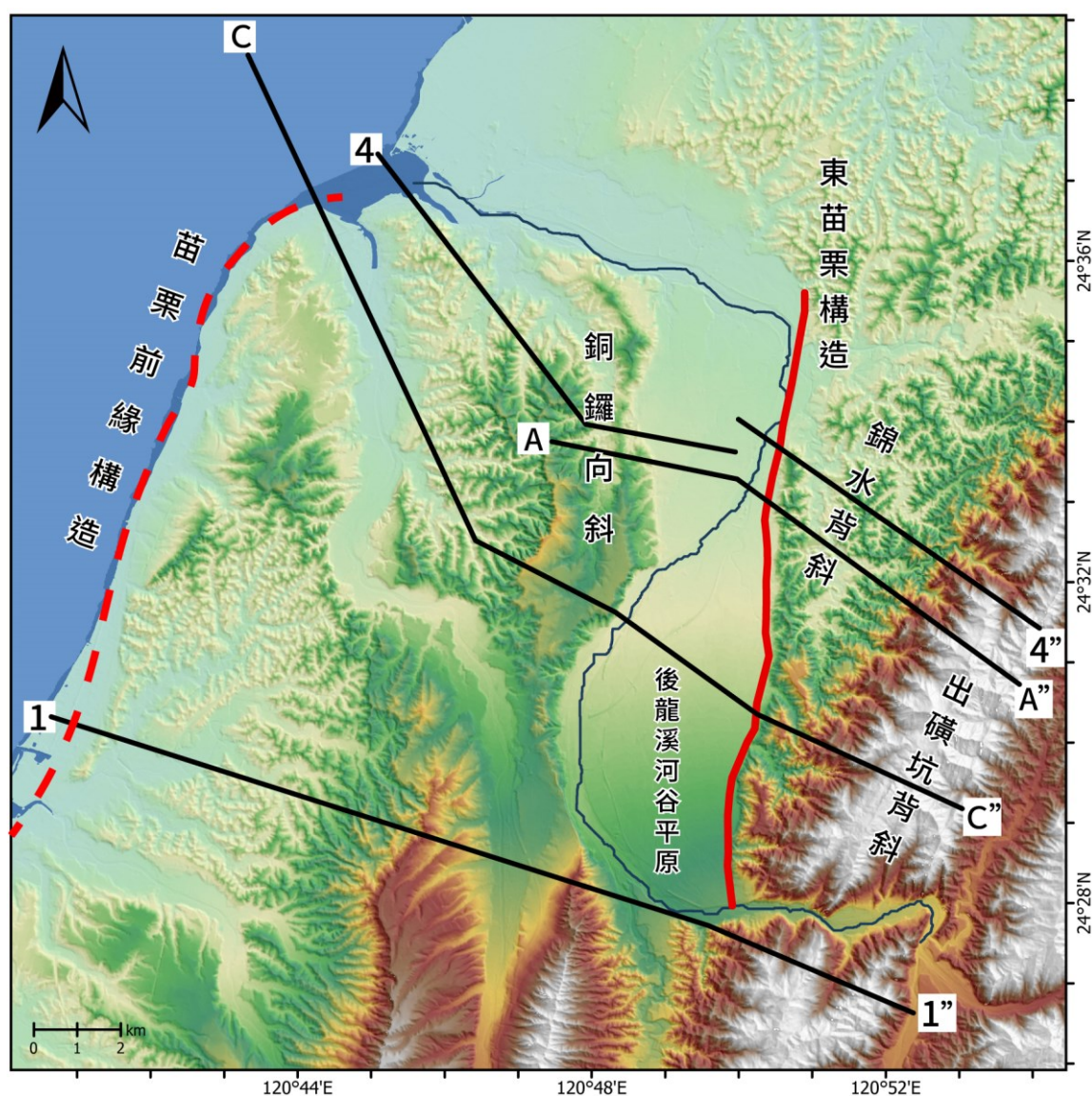


圖 2-6，前人研究之地體構造剖面線位置。

由北至南分別為 Namson (1981) 提出的 4 號剖面、Hung 與 Wiltshko (1993) 的 A—A''剖面、Namson (1981) 提出的 1 號剖面以及 Huang 等人 (2020) 的 C—C''剖面。苗栗前緣構造之構造線則取自袁宇威 (2018)。

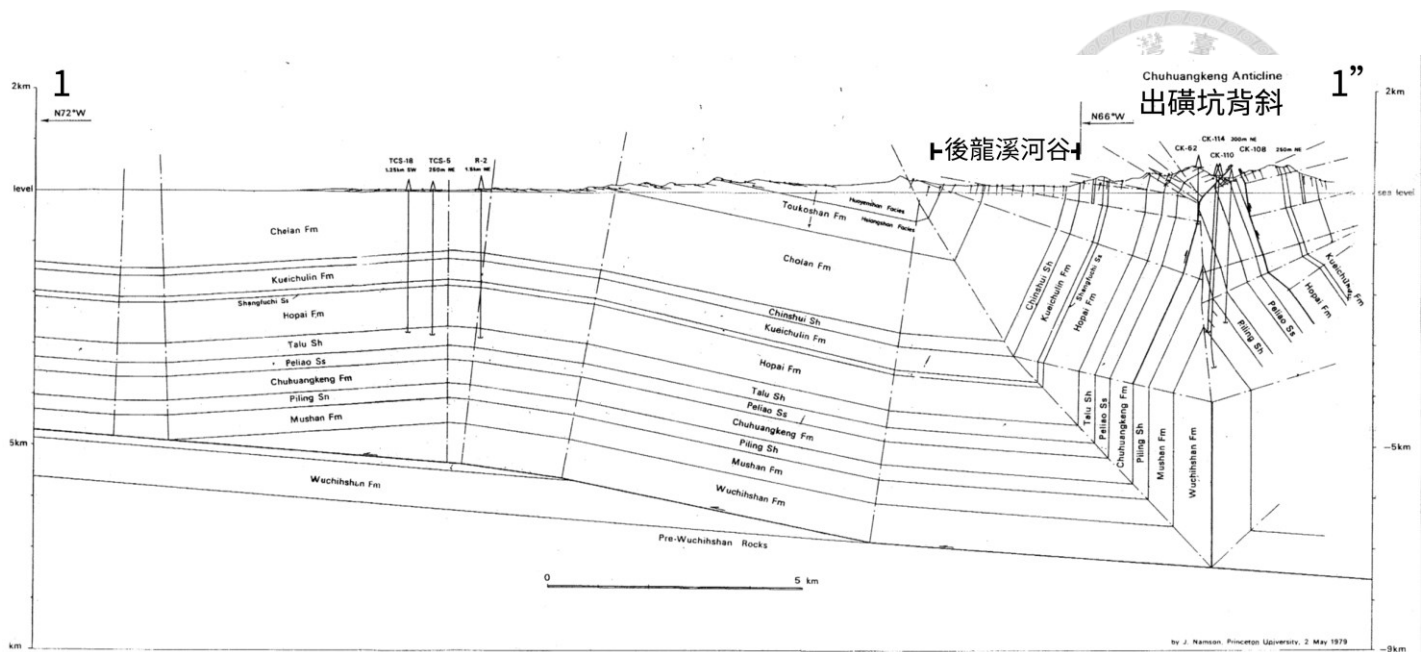


圖 2-7，Namson (1981) 的 1 號剖面 (修改自 Namson, 1981)。

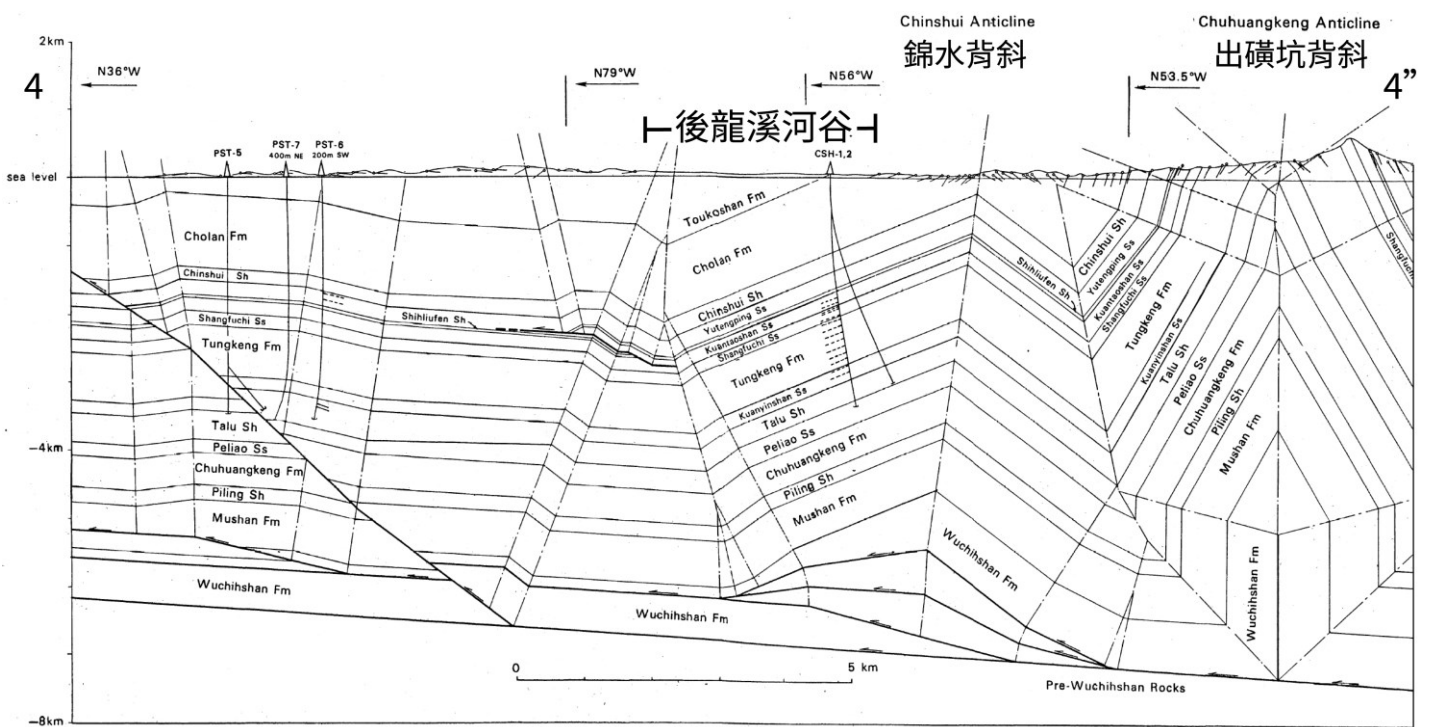


圖 2-8，Namson (1981) 的 4 號剖面 (修改自 Namson, 1981)。

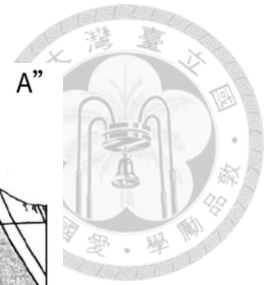
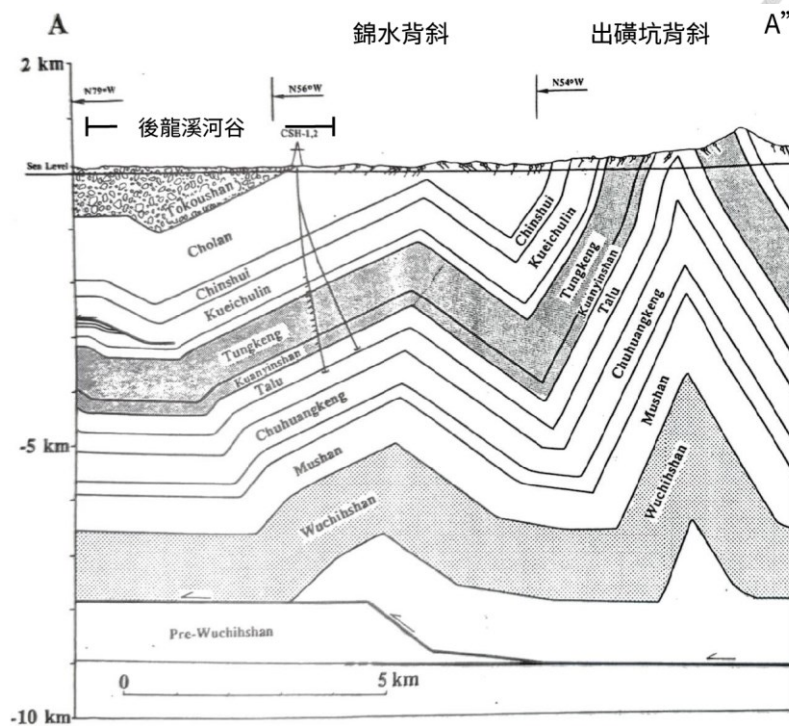


圖 2-9，Hung 與 Wiltshko（1993）的 A—A'剖面（修改自 Hung & Wiltshko, 1993）。

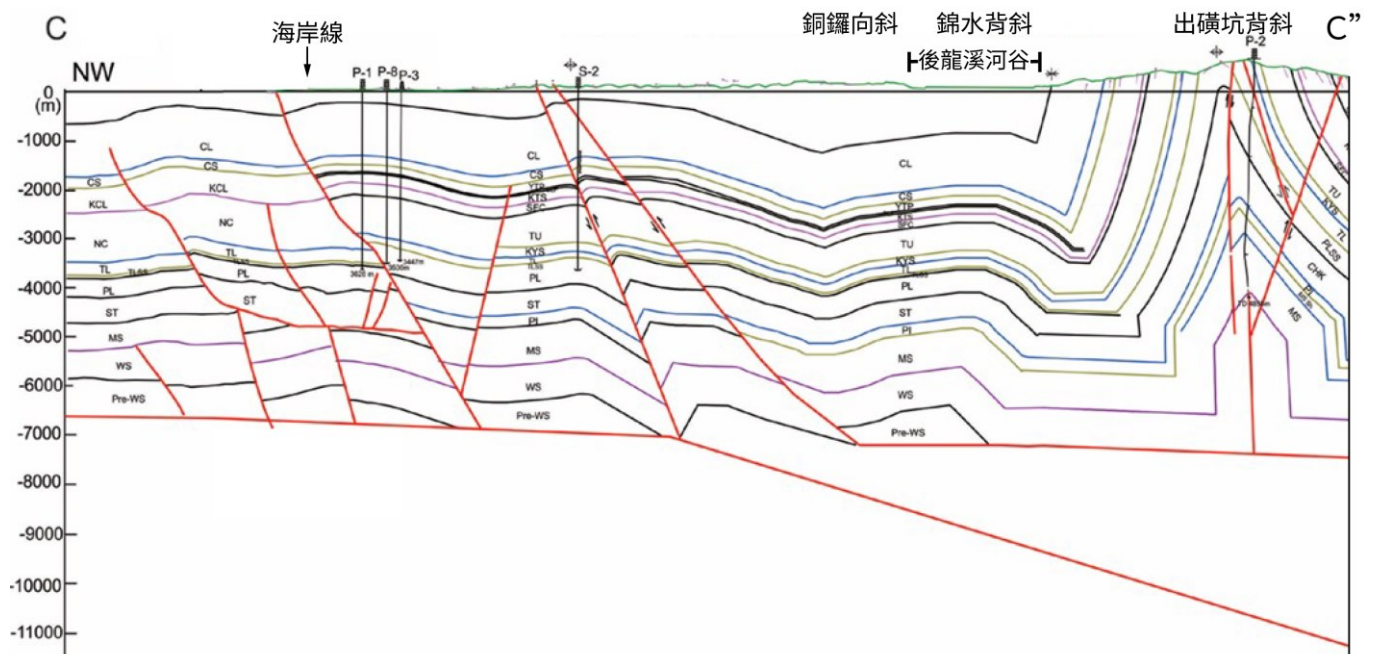


圖 2-10，Huang 等人（2020）的 C—C'剖面（修改自 Huang et al., 2020）。



2.4 地質構造

東苗栗構造位於臺灣西部麓山帶內的褶皺逆衝帶（fault and thrust belt，Suppe & Namson, 1979）。東側分布錦水背斜、仁隆向斜與出磺坑背斜，西側的苗栗丘陵區則有銅鑼向斜經過（圖 2-5）。根據 Shyu 等人（2020）建立的 TEM 孕震構造資料庫，本區域主要的新期活動構造包括苗栗前緣構造、銅鑼構造以及東苗栗構造（圖 1-3），另有斧頭坑構造、鹿廚坑斷層等較存疑性構造存在（圖 2-5，中國石油公司，1994），以下將介紹與本研究較為相關之地質構造：

2.4.1 錦水背斜

錦水背斜之名稱最早出現於福留喜之助（1908）的錦水系背斜軸，描述為出磺坑背斜西鄰的背斜構造，其構造由苗栗錦水油田向北延伸至中港溪，往南則延伸至後龍溪東岸的老田寮。之後的文獻中出現多種相似名稱，如錦水背斜層（大井上義進等人，1928；鳥居敬造與吉田要，1930）以及錦水背斜（大村一藏，1926；Heh, 1957；Chui & Hsu, 1963）等名稱。

後續研究指出，原先所稱之錦水背斜，其北段與南段的構造性質不同，錦水背斜中段受到龍港斷層截切，北段後被獨立命名為永和山背斜，南段則保留原名（何信昌，1994；江婉綺與陳柏村，2021），過去由於僅考慮背斜軸在地表的位置，錯將錦水背斜與永和山背斜當作同一背斜（鍾開增，1996）。根據江婉綺與陳柏村（2021）之描述，南段的錦水背斜長約 12 公里，與東側的出磺坑背斜大致平行，背斜軸部大部分為錦水頁岩，地層相當平緩，背斜兩翼出露卓蘭層，背斜往南側逐漸與仁隆向斜靠攏，最後隱伏於後龍溪沖積層之下。

2.4.2 出磺坑背斜

出磺坑背斜的名稱同樣最早出現於福留喜之助（1908）的出磺坑系背斜軸，惟當初描述為北起自台北廳枋寮街南勢角（今新北市中和區）、南抵臺中大安溪的大型背斜，與現今定義不同。根據李錦發（2000）之描述，出磺坑背斜軸為北北東走向，兩翼陡峭，地層傾角為 50—80 度之間，東翼地層較西翼陡。組成背斜

的中新世岩層以砂、頁岩為主，抵抗風化侵蝕能力強，因此岩層界線往往形成一明顯線型，例如：關刀山砂岩。Namson (1981) 指出，出磺坑背斜為受到底部基底滑脫面控制的上抬 (lift off) 的等斜褶皺。

2.4.3 銅鑼向斜

根據何信昌 (1994) 描述，銅鑼向斜為一約南北向的不對稱向斜，西翼傾角略大於東翼，且兩翼傾角均相當平緩，多在 10 度以下，故向斜軸跡不易確定。本向斜傾動後龍溪西岸的紅土化階地 (李錦發, 1994)，使其坡度較原本河階面較陡，也改變階地面坡向。

2.4.4 苗栗前緣構造

苗栗前緣構造為一條東傾的逆斷層，最早由 Deffontaines 等人 (1997) 利用地形分析，標記出苗栗海岸線可視為西部麓山帶變形前緣 (圖 2-6)，Shyu 等人 (2005) 同樣利用地表特徵認為此海岸線受新期構造影響 (圖 1-4)，而 TEM (Shyu et al., 2016) 以同樣概念將其命名為苗栗前緣構造。根據袁宇威 (2018) 的研究，苗栗前緣構造北起後龍溪口往南至苑裡，是一條盲斷層 (圖 2-6)，為苗栗丘陵區最主要的前緣構造，利用階地光螢光定年計算出苗栗前緣構造上盤階面抬升速率為每年 1.19—1.33 公釐，其構造基底滑脫面以 27.5 度傾角自七公里深處開始爬升至五公里深，滑移速率範圍為每年 2.58—3.30 公釐。Huang 等人 (2020) 也指出苗栗區域的海岸為一構造線，可能是張裂盆地或是半地塹的邊界斷層。



2.5 地質圖與路線圖

後龍溪河谷區域東鄰盛產油氣的出磺坑背斜，因此除了全臺分幅的小比例地質圖之外，常有針對此區域油田開採為目的的大比例尺地質圖出版。自 20 世紀初期至今已有多張涵蓋不同範圍的區域地質圖出版，最早為比例尺三萬分之一的新竹州苗栗油田地質圖（鳥居敬造與吉田要，1930）、比例尺一萬分之一の出磺坑油田地形及地質精查圖（鳥居敬造與吉田要，1931b），後來有中國石油公司（1994）的十萬分之一苗栗地質圖（圖 2-5），以及中央地質調查所的五萬分之一苗栗圖幅（何信昌，1994）、五萬分之一苗栗圖幅第二版（江婉綺與陳柏村，2021），這些地質圖提供本研究地層上的參考依據。

後龍溪河谷的研究中，Huang（1976）曾經調查後龍溪剖面，繪製出磺坑背斜西翼的為一萬分之一路線地質圖（圖 2-11）。Chen 等人（1977）在後龍溪南岸河排至老雞隆沿線採樣進行古地磁研究，記錄部分錦水頁岩、卓蘭層與頭嵙山層的地層邊界及位態，比例尺大小約為三千七百分之一。

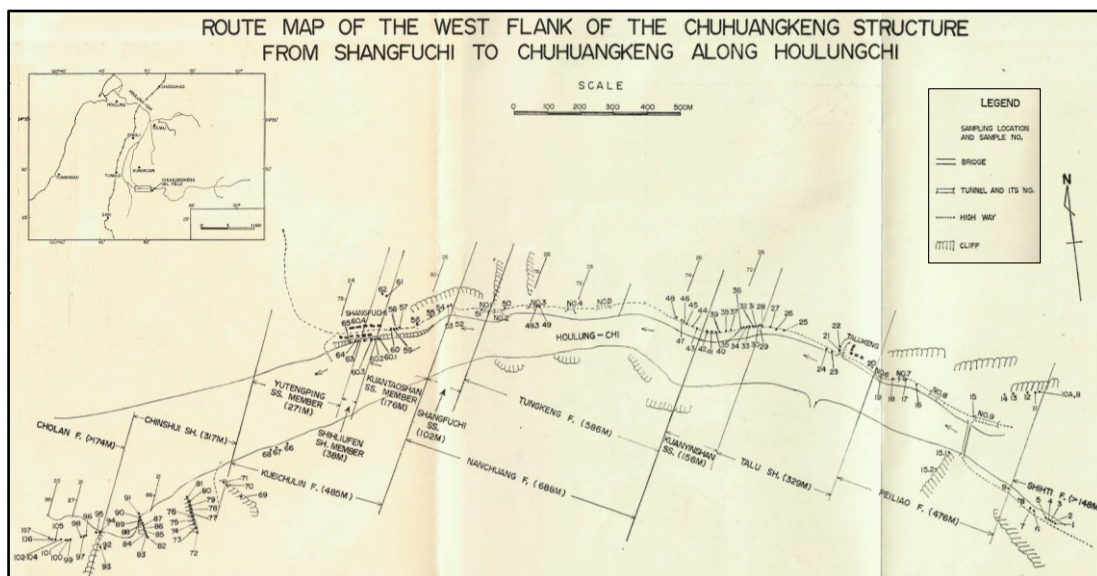


圖 2-11，出磺坑背斜西翼之路線圖（修改自 Huang, 1976）。



2.6 歷史地震紀錄

本研究區域位在臺灣地震相對不頻繁的區域，自 1973 年至 2019 年的地震紀錄分布顯示，後龍溪流域及其周邊極少出現地震活動（圖 2-12），尤其芮氏規模達 5 以上者更為罕見。在歷史紀錄中僅有一系列發生於 1935 年的大地震，其芮氏規模皆大於 6，也是區域記錄中規模最大的地震。

根據 Lin (2005) 的歷史紀錄分析，1935 年發生的新竹臺中烈震，其主震震央位於大安溪中游，芮氏規模達 7.1，並在屯子腳斷層產生地表破裂。主震數秒後在後龍溪東方的紙湖斷層（又稱獅潭斷層）發生地震矩規模 6.8 的餘震。

此次地震不只在紙湖斷層與屯子腳斷層產生連續性的地表破裂，其他地方亦出現地表變形的現象，例如：神卓山斷層（大江二郎，1936）以及後龍溪南岸的老雞籠、出磺坑背斜地區均有破裂紀錄（圖 2-7，大塚弥之助，1936）。神卓山斷層經過黃文正等人（2001）實地調查後，被認為主要由一系列裂縫及小斷層組成，並非延續數公里的斷層，前人標示的斷層長度也僅是變形帶長度，是否為活動斷層仍有待商榷。

在本研究關注的東苗栗構造周遭也記錄許多受 1935 年新竹臺中烈震影響的災害紀錄。在後龍溪南方的支流雞隆河，河谷中形成南北向長約 2 公里的地裂（地割れ線），儘管這些地裂不被認為是連續的斷層，但在前人文獻中卻有造成東側下沉 0.5 公尺至 1 公尺的紀錄（大江二郎，1936；臺北觀測所，1936）。後龍溪流域的地震活動雖然相對於臺灣其他地區較不頻繁，但 1935 年的新竹臺中烈震的經驗告訴我們，即使平時地震活動不頻繁，仍存在地震災害的風險。

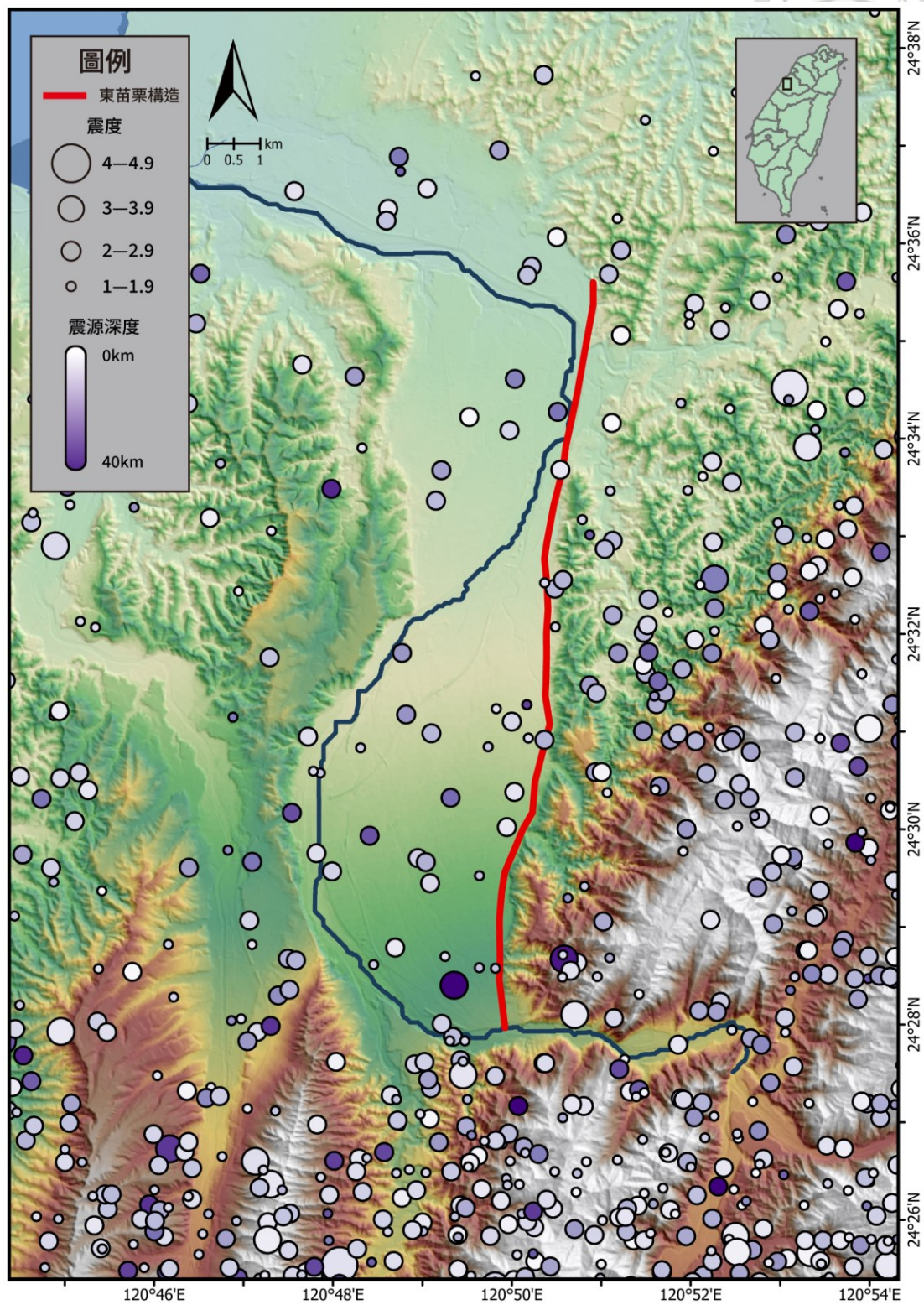


圖 2-12，研究區域周遭 1973 年 1 月至 2019 年 10 月地震震央及規模大小分布。
圖中資料取自交通部中央氣象署（2025）的臺灣地震與地球物理資料管理系統（GDMS）。紅線為東苗栗構造。



2.7 GPS 位移速率

Yu 等人 (1997) 根據 1990 年至 1995 年的 GPS 測站資料，以澎湖白沙的 S01R 測站作為基準點，計算臺灣往歐亞大陸的移動方向及速度。在本研究區域附近，該研究中僅有的兩個測站分別為 S017 站與 1017 站（圖 2-13），其中 S017 站位於苗栗丘陵，計算得出的位移速率為每年 3.6 ± 2.0 公釐，方位角為 153.4 ± 2.0 ，朝東南方向移動；而 1017 站則位於出磺坑背斜南段，其位移速率為每年 2.2 ± 1.9 公釐，方位角為 185.2 ± 2.3 ，約朝南移動。然而，本研究主要探討屬於新期構造的東苗栗構造，因此在 GPS 紀錄較短時間尺度的觀測中，若東苗栗構造剛好處在鎖定狀態，則無法做出有效討論，且根據 Yu 等人 (1997) 的研究可發現上述兩個 GPS 測站位移速率誤差值彼此重合，因此無法作為判斷東苗構造是否活躍的依據。

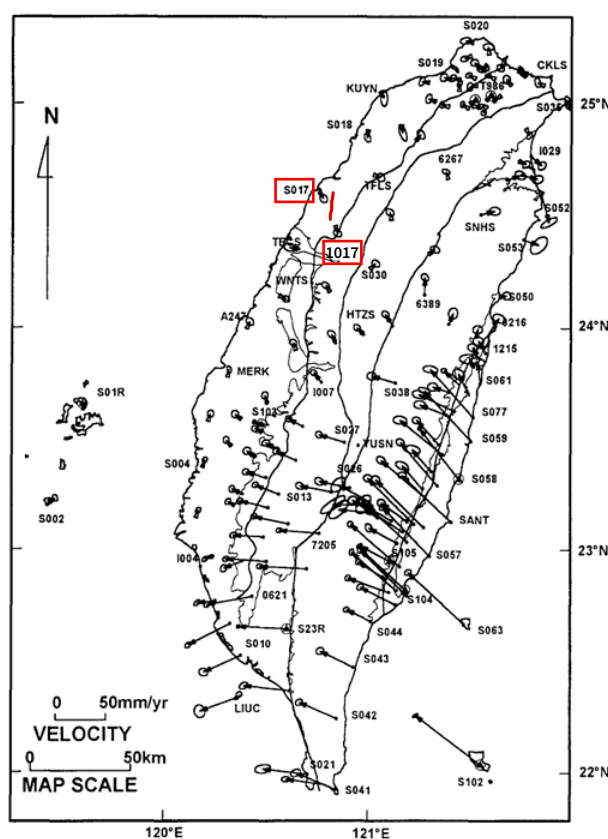


圖 2-13，1990 年至 1995 年間臺灣 GPS 測站相對澎湖 S01R 站的位移速率圖（修改自 Yu et al., 1997）。

紅框為研究區域內的測站名稱，紅線則為東苗栗構造大致位置。

Ching 等人 (2011) 則利用 1995 至 2005 年間的 GPS 測站資料，以澎湖 S01R 站作為基準來計算相對位移速率，並套用三維彈性運動模型進行分析。該研究將臺灣區域劃分為 27 個地體塊體 (tectonic blocks)，假設每個方塊內的旋轉與角動量保持一致。本研究所在的苗栗區域在此研究中被區分為兩個塊體，北邊為 CHMO 方塊，東苗栗構造即位於此，南邊則為 MIAO 塊體 (圖 2-14)。然而該研究指出這兩個區塊計算後都有明顯殘差 (residual)，顯示可能因為區域內的 GPS 資料較不充足，或是區域的主要構造位置仍不明確導致。

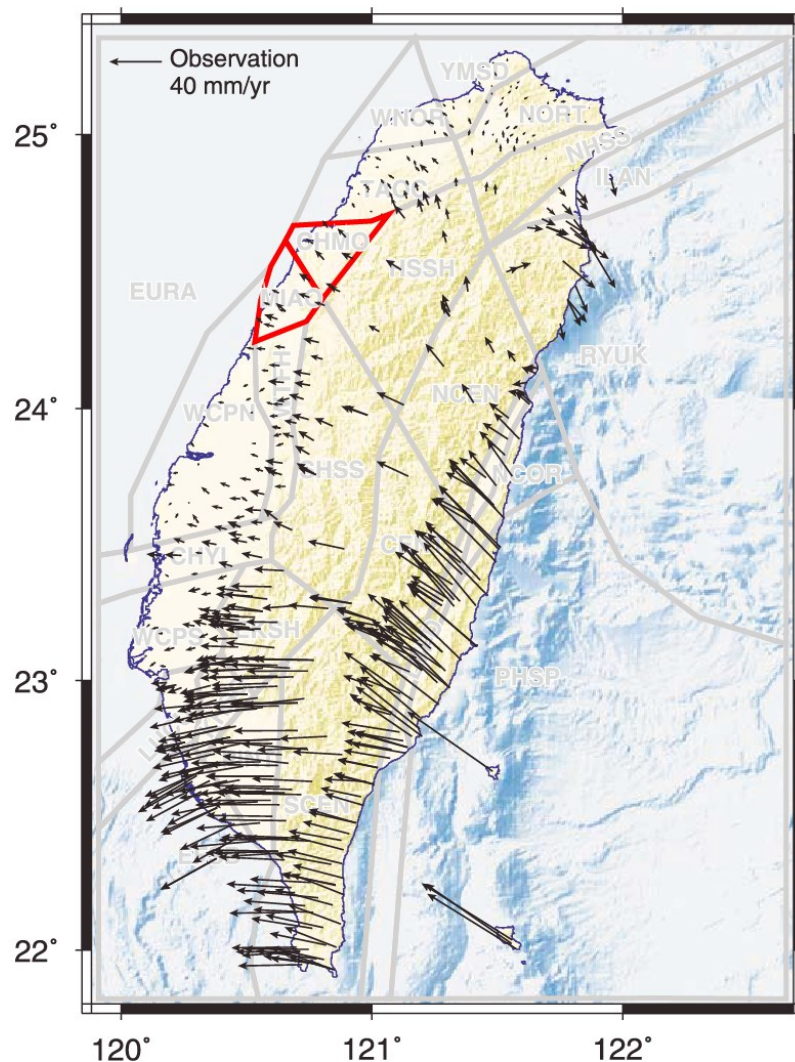


圖 2-14，1995 年至 2005 年間臺灣 GPS 測站相對澎湖 S01R 站之移動速率圖 (修改自 Ching 等人，2011)。

紅框為 Shyu 等人 (2005) 提出的苗栗區域範圍，黑色箭頭為 GPS 觀測數據。

第三章 研究方法

本研究將主要從三個面向討論東苗栗構造是否需要存在，以及其是否對後龍溪河谷兩側造成影響。以後龍溪河谷平原西側及南側的下盤為基準，比較位於河谷平原東側的上盤，探討兩者之間的地形、岩石地層以及沖積層是否受到構造活動影響產生差異性。

在地形上利用後龍溪河谷兩側的河階地面，分析此區域的抬升速率差異；岩石地層上比對東苗栗構造上盤地層是否相對於下盤可觀察到錯移，並以地形特徵最明顯的福基階崖周遭的地層進行比對；沖積層則統整後龍溪河谷中地質鑽井的資料，分析構造是否對後龍溪沖積平原產生沉降差異，從而影響沉積物厚度。本章節將依照室內及室外工作，講述各面向的分析原理與過程。

3.1 地形分析

3.1.1 數值高程模型與 GIS 軟體應用

誠如第二章的區域地形所述，東苗栗構造位處的後龍溪河谷兩側遍布了許多河階，可能保存構造活動產生的影響，因此本研究利用 DEM 進行地形分析，分析河階上留存的地質證據，驗證東苗栗構造的活動性。本研究地形分析主要使用由 2003 年航照影像製作而成的全臺數值高程模型，其具有水平解析度為 5 公尺與垂直解析度 1 公尺的精度。由於早期航照製作的 DEM 保留區域內近年已受大規模開發地區的原始地形面，例如：國立聯合大學八甲校區一帶，因此能在河階地形判釋上避免近年來的人為開發干擾。

本研究主要以 ArcGIS Pro 3.1 分析地形，該軟體由美國環境開發研究所公司（Environmental System Research Institute）開發，能將 DEM 以陰影圖、坡度圖、等高線、剖面等方式呈現，以助於研究區域的地形判釋。以此為基礎，本研究首先辨識後龍溪沿岸可能受構造影響區域的階地面，並製作高程剖面量測現生河道與河階面之間的垂直高差，作為後續探討區域抬升速率與構造關聯的重要依據。

本研究也使用開源 GIS 軟體 QGIS 處理河川剖面的採樣點，在 3.1.3 會詳述使用之功能。研究中大部分地圖由 ArcGIS Pro 製成底圖後以 Adobe Illustrator 後製加工。

3.1.2 河階的成因與分類

河階是古河道在不再作為主要水流通道後，殘留於地表的平坦地形。它們的分布、形態與結構常記錄河川的沉積與侵蝕歷史，反映地區環境條件與構造背景的變遷 (Merritts et al., 1994)。河階依照形成的營力大致可分為兩大類：堆積型河階 (fill terrace) 與侵蝕型河階 (erosional terrace)，其中侵蝕型河階又能特別區分出底岩型河階 (strath terrace, Burbank & Anderson, 2001)。

堆積型河階是在沉積過程中形成的平坦面，通常於河川運輸能力降低時或有河川沉積事件時產生。當河川在河道中堆積出厚層沉積物後，當水流再度下切回復至原有平衡面，則堆積的地層將殘留於高處，形成河階 (圖 3-1a)。這類河階由厚層河相沉積物組成，顯示長期而言該區域不大有侵蝕基準面的變化。

相較之下，侵蝕型河階則為河流侵蝕過程中產生的侵蝕面，其形成機制可再細分為兩類。第一種形式與堆積型河階相關，是沉積事件後在下切過程中因為河道位置改變，在厚層河川沖積物中侵蝕出新的階地面。第二種則為底岩型河階，其形成與侵蝕基準面下降有關，當侵蝕基準面相對降低，河川將持續向下侵蝕至河床中的底岩，進而在舊有河床面高度留下河階面 (圖 3-1b)。這類河階通常頂部僅覆蓋薄層沖積物，以底岩作為主要組成。侵蝕基準面的相對高度變化可能由多種因素引起，在構造活躍的區域，地殼的垂直抬升會使侵蝕基準面相對地表下降，驅使河川持續下切底岩；而在全球或區域尺度上，海平面下降也會降低最終侵蝕基準面，形成廣泛的底岩侵蝕與底岩型河階的形成 (Merritts et al., 1994)。

Ho (2007) 指出對於河階成因性名詞必要性的探討一文中，由於底岩型河階如前所述為侵蝕基準面的變化產生，不必然如部分研究認為一定由構造活動產生。因此 Ho (2007) 建議進行河階研究時，採用描述性河階詞彙，能避免日後隨著對河流侵蝕作用與年代測定方法認識的進步，導致對河階成因詮釋也可能隨之改變。

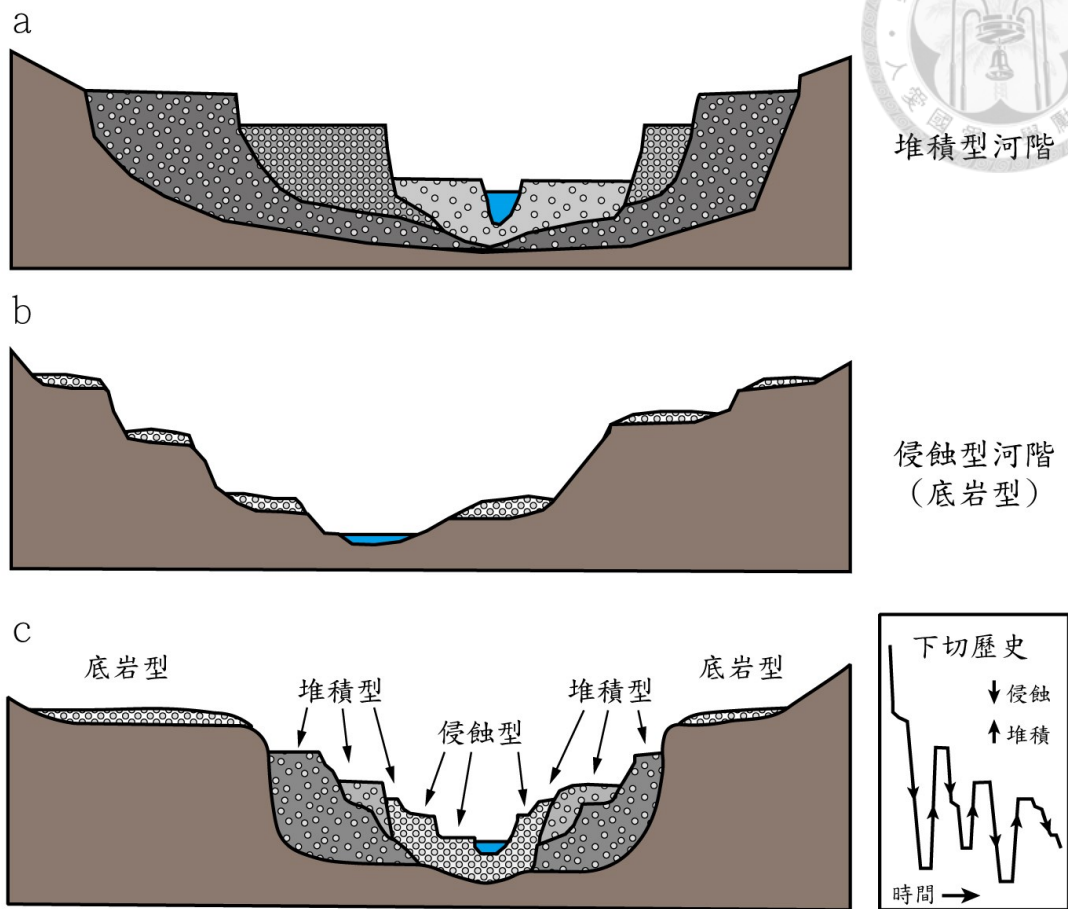


圖 3-1，河階的分類與形成（修改自 Burbank & Anderson, 2001）。

依照形成作用力可以分為堆積型與侵蝕型河階。侵蝕型河階中又能特別分出底岩型的侵蝕型河階。



臺灣河階的分類研究始於日本時代，其中富田芳郎的成果成為後續研究者常引用的重要基礎（孫稜翔與沈淑敏，2012）。富田芳郎主要依據河階比高為重要依據，並參照階面上的侵蝕程度、紅土化程度等指標進行階面對比（富田芳郎，1940；富田芳郎，1972）。其後林朝榮（1957）即參考富田芳郎之架構於《臺灣地形》一書中將全臺階面以高度和比高為重要指標歸類，常見的為高位階面（lateritic terrace, LT）以及低位階面（fluvial terrace, FT），富田芳郎與林朝榮提出的河階分類與地形面用語，也為後續研究者使用（孫稜翔與沈淑敏，2012），如 2.1 章所提張瑞津等人（2002）以及楊貴三與沈淑敏（2010）之研究都沿用其地形分類架構。

然而，後人採用《臺灣地形》的河階面分類架構是建立在地形循環學說上，在地形循環學說已走入歷史且臺灣構造運動複雜的環境下，所謂高位階地面不太可能於全島都形成於同一時間，因此使用 LT 與 FT 分類的指標常彼此衝突（謝孟龍，2007）。對於活動構造的看法不同也會影響階序和對比上的判斷（孫稜翔與沈淑敏，2012）。謝孟龍（2007）便提及一些研究者未採用《臺灣地形》或是張瑞津的分類系統，而單純以數字代碼區分不同高度或年代的階面。這樣的分階方式通常只被應用於單一河段或流域，且由於分階並非這些研究主要目的，因此避免了 LT 與 FT 等模糊的用語。

本研究分類後龍溪主流沿線階面之目的，為釐清東苗栗構造對於區域階面的影響程度，同時需要考量對比時通過東苗栗構造線的影響。因此各自以上盤與下盤進行歸類，編號上則由低至高的順序表示。



3.1.3 河川階地縱剖面

河階面作為古河道面的殘留地形，保存了舊時河道的流向和坡度特徵，透過比對河階面與現生河床之間的高度差，能反映區域自階地形成以來的下切歷史。此種高差即為比高，為評估區域抬升速率的重要指標。

為釐清東苗栗構造可能對後龍溪流域產生的影響，本研究將分析後龍溪主流沿線各階地面與現生河床之比高變化，同時搭配野外調查確認階面紅土化程度，再結合前人定年資料，嘗試建立階地年代與比高的對應關係，進一步探討不同階地間的相對抬升速率與其空間分布特徵。

研究區內的後龍溪主流自海拔約 150 公尺處向下流至 20 公尺左右，其間分布多處河階面。然而，階地面並非完美的平面，空間上常起起伏伏，若僅以單一位置的橫剖面無法呈現整體空間上的變化，且不利於不同階地面的比較。為方便分析和視覺化比高的變化，本研究將繪製後龍溪沿線的河川縱剖面圖，將分散的階地面與現生河床整合於河川縱剖線上，以呈現其高程的對應關係，再搭配後龍溪不同位置的階面剖面線，作為後續探討構造活動之依據。

縱剖面製做需要取得後龍溪主流線段與階地面範圍之高程點。主流線段的擷取是以 QGIS 分析 DEM，依序進行填滿（fill）、流向（flow direction）、累積流量（flow accumulation）的處理，以 con 工具設定閾值（threshold）為 5000 篩選出主流線段之後，再透過 QChainage 工具沿著該線段以每 100 公尺設置等距的採樣點。

階地面則根據以 DEM 製作的等高線、坡度圖以及衛星影像等圖資繪製階地 shp（shapefile，簡稱 shp），使用 QGIS 軟體中的 regular points 工具，在 TWD97 二度分帶座標系統中，以每 100 公尺間距產生規則的點網格後，與階面 shp 疊合，切出代表階地面的網狀採樣點（圖 3-2）。隨後，以點採樣工具（point sampling tool）將河道與河階面的點資料對 DEM 高程數值採樣，取得點資料的 TM2 二度分帶公尺座標與高程，作為製作縱剖面的基礎資料。

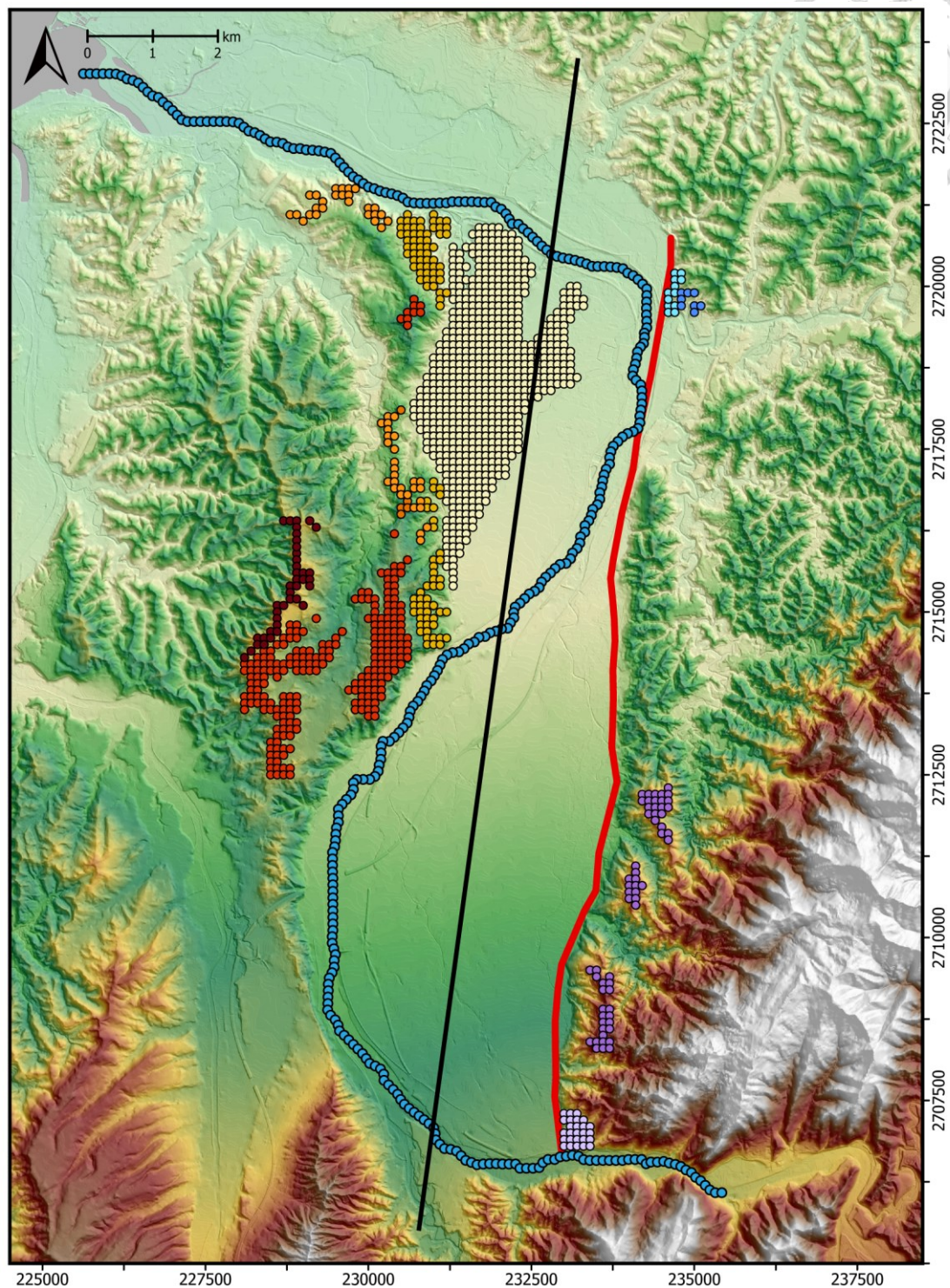


圖 3-2，階地面的網狀採樣點與後龍溪採樣點位置。

每個點代表縱剖面高程數值採點位置，不同顏色代表不同階面分類，階面分類結果詳見圖 4-1。黑線表示縱剖面的 $N7^{\circ}E$ 投影方向，縱剖面結果請見圖 4-8。

Regular points 建立的網狀點起始位置為 (225000, 2700000)，因此每一百公尺間距的採樣點皆位於 TM2 座標中的百公尺交界。

剖面方向選擇以平行東苗栗構造的走向 $N7^{\circ}E$ 投影。剖面基準線以後龍溪河口北端作為起點，建立一條 $N7^{\circ}E$ 的直線方程式，接著以點對直線投影公式將資料點投影到剖面線上，再以平方和開根號求得投影點與起點之距離，得到各個高程數值在剖面線上的位置，以繪製後龍溪沿線的河川縱剖面與階地圖。



3.1.4 沖積層厚度

後龍溪河谷平原在出磺坑背斜的出山口，為後龍溪沖刷出的沖積扇，直到百年前才建立現代堤防控制主流流向（臺灣總督府內務局土木課，1940），在此之前的主流方向為自然分布，因此其留下的沖積層礫石厚度能指示此區域構造抬升的活躍程度。

沖積層的厚度記錄著新期構造的活動（圖 3-3），當一條活動的逆斷層切穿地表時，會留下山前緣的地形證據與河流流向不同的地形崖，同時也會影響構造上、下盤的沖積層厚度和底岩的位置。在逆斷層的上盤，由於處於抬升的環境，河川沉積物沒有多少的沉積空間，因此厚度往往較薄，在抬升速度快的逆斷層上盤甚至可能在河川兩岸看到被抬升的底岩。相對地，在下盤處的沉降環境，因為持續抬升產生的落差，使下盤區域形成較多沉積空間，因此會在下盤的底岩上堆積厚層的沉積物。本研究將整合區域內的地質井與工程井之紀錄，以礫石層最後出現的深度以及下方是否接觸底岩為數據，並結合野外調查的觀察，討論後龍溪河谷平原的沖積物厚度差異是否有受到東苗栗構造影響。

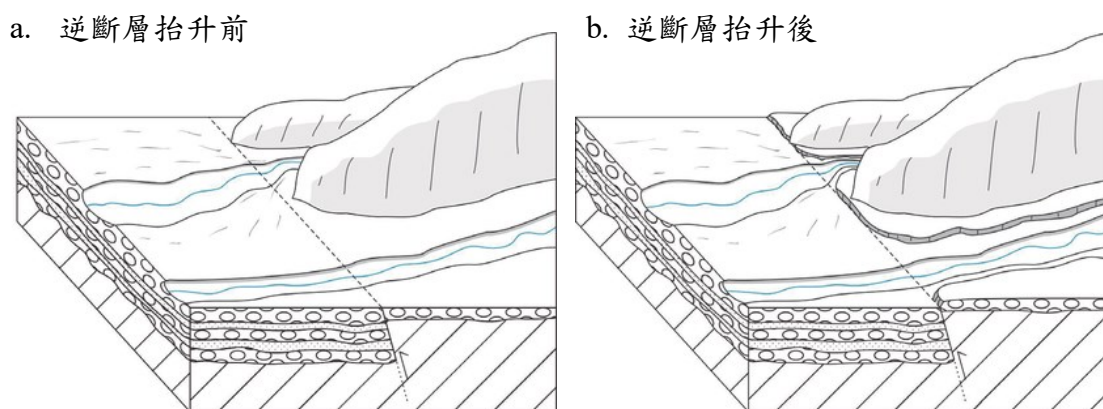


圖 3-3，活動構造錯動沖積層與底岩示意圖（修改自 Shyu et al., 2016）。

當逆斷層抬升時，會增加沖積平原上下盤之間的沉積空間，使歷經多次活動後的下盤沉積物較上盤厚；而上盤則在構造活動後因為基盤抬升，而地表相對侵蝕基準面抬升導致河川下切，較容易在河岸看到底岩出露之情形。



3.2 野外調查

本研究主要藉由野外實察取得研究資料，透過 DEM 在室內初步判釋後，藉由野外觀察進行比對與驗證，可以確認 DEM 判斷的合理性，並提供更多東苗栗構造相關的第一手地質資訊。本節將分為四個子節，分別說明地形測量、露頭觀察、階面的紅土化程度以及路線地質圖製作，以說明本研究的野外調查策略與獲得資料過程。

3.2.1 RTK 地形剖面

如第一章第二節所述，位於苗栗公館福基村的福基階是東苗栗構造地形崖特徵最明顯的地方，TEM 也據此推論為構造活動所致。本研究為驗證此地形特徵是否與構造活動有關，並補足數值高程模型（DEM）解析度在細部地形判釋上的限制，使用即時動態全球定位系統（Real-Time Kinematic Global Navigation Satellite System, RTK-GNSS）進行高精度地形測量，以獲得該地形崖的真實地形樣貌與高程差異。

RTK-GNSS 單基站測量法的運作原理為設置一台固定站，與一台或多台移動站同步接收相同衛星訊號。固定站向移動站發送訊號，將其觀測數據與座標訊息即時傳送給移動站，移動站則利用其提供的觀測數據與自己接收的衛星資料進行差分計算，用以校正移動站的準確座標與高程。

本研究使用的儀器為 Trimble R8s。依據其使用手冊，RTK-GNSS 的水平精確度可達到 8 公釐+1 百萬分點均方根，垂直精確度可達到 15 公釐+1 百萬分點均方根，在精確度上可以達到 10 公釐內的誤差。在測量模式上，由於本研究測量的範圍不到兩公里，因此選用單基站模式量測。

由於 RTK-GNSS 所測量的數值為橢球高，與 DEM 內的正高（俗稱海拔高）不同，考量本研究目的是分析地形崖的相對高差，以絕對值對正高校正並不會影響崖高的差值。為比較 RTK-GNSS 與 DEM 的高程數值，本研究選取測量區域的楊喜崎一等水準點（點號 6011）作為控制點，比較 RTK-GNSS 測得一等水準點之

橢球高與國土測繪中心提供之一等水準點正高進行比較，計算橢球高與正高的差值後以修正其他測點之測量結果。

本次測量區域的福基階為一處東西寬約 200 公尺、南北長約 250 公尺的小階地。由於地形崖大致沿南北方向通過福基階的西側邊緣，因此本研究選擇以東西向施測剖面，以便垂直穿越地形崖，取得其高程變化，實際測量三條東西向的 RTK 高程剖面，測量間距約為 15 至 20 公尺，由於測量之剖面幾乎呈東西向，因此以東西向座標為橫軸，縱軸為高程的方式呈現。

3.2.2 構造沿線與河階面調查

如 3.1.2 所述，河階的類型與成因對於構造活動的解釋具有不同意義，特別是底岩型河階的形成往往與區域性的地殼抬升相關。因此，本研究進行一系列野外調查，確認東苗栗構造沿線的階地性質與構造形貌，並補足過往研究中觀察範圍與資料記錄的不足。

在 TEM 的評估中，初步針對東苗栗構造北段與南段肯定性最高的兩處河階面進行地形量測與階面土壤紅土化程度的判釋，其調查範圍相對有限，主要著重於地形外貌與崖高估算，對於構造延伸性與階地地層性質缺乏更深入的現地驗證。因此本研究擴大調查的範圍，試圖在兩塊階地之間找到更多證據，在東苗栗構造沿線對 DEM 中有出現線型特徵之地形進行現地確認。在階地調查上，除原先被注意的頭屋階與福基階之外，本研究也調查了位於構造上盤的公館階地群和位處下盤的後龍溪河谷西岸的各個階地。同時也調查東苗栗構造向北向南的延伸可能性與否，試圖從野外實地調查中獲得更多支持此構造的證據。

3.2.3 階面紅土化程度

階地面年代的判定對於構造活躍度的評估十分重要，在地體構造活躍的區域中，不同的底岩型階地往往需要不同定年資料 (Burbank & Anderson, 2001)，才能確認彼此的年代差異。碳十四定年作為階地定年常見且可靠的方法，常應用於年輕階地面的定年上。然而，臺灣許多的階地面早已超過碳十四定年的年代上限 (Shyu et al., 2016)，且由於臺灣的植物遺骸和木炭的保存狀況通常較差，進一



步限制碳十四定年的適用性 (Wang et al., 2016)。

紅土化階地的概念雖早已出現在臺灣研究中 (例如：富田芳郎，1931)，但其定義與成因在地質學、地形學與土壤學等領域中長期缺乏共識。黃文樹與蔡衡 (2016) 指出，「紅土」的定義缺乏統一標準，不同領域的分類準則難以彼此對應，導致跨學科之間討論有限。此外，紅土的發育速率受母岩來源、成壤歷程與氣候條件等多重因素影響，亦增加跨區比較的困難。因此，為快速提供年代值，TEM 將土壤顏色分為四級的折衷方式歸納沒有年代約束的階面。

為彌補絕對定年困難所帶來的限制，TEM 採用階地土壤的紅土化程度作為年代替代指標，建立一套可快速應用於全臺的紅土化分級方法。Shyu 等人 (2016) 將階地依照土壤顏色分為兩大類：紅土化與非紅土化階地，再各自下分為兩個不同年代區間，共四個土壤年代區間 (圖 3-4)。

紅土化階地 (lateritic terrace) 分為兩類：階面紅土化發育良好者，年代推估為 100—500 ka (千年)；紅土化程度較低者，年代推估為 30—150 ka；非紅土化階地 (non-lateritic terrace) 也分為兩類，若是階面上有土壤發育，但仍未有紅土化的跡象，則年代推估為 5—25 ka；非常年輕的階面且還未發育土壤者，年代則推估為 1—5 ka。

基於此分類，東苗栗構造上盤的紅土化程度分別估計為頭屋階的 30—150 ka 與福基階的小於 5 ka (Shyu et al., 2016)。由於福基階與現生沖積面沒有紅土化土壤發育，因此 TEM 選擇使用頭屋階的年代與現生河道高度落差作為代表，估算構造的地震回歸週期。

TEM 將未有定年數值參考的階面分為四類，能夠提供孕震資料庫初步的計算數據，然而由於分類年代跨距較廣，並沒辦法比較相同區域中相似年代階面間的年代差異。根據前人研究，同一區域內較老的階地，常伴隨著土層較厚與較紅的顏色 (林淑芬，1990；黃文樹，2003；Tsai et al., 2007)。而具有紅土化的階地，定年結果多大於 30ka (Liew, 1988；Chen & Liu, 1991；Ota et al., 2002)。因此，本研究將基於 TEM 中的分類依據進一步延伸，提供同一區域內紅土化土壤年代比

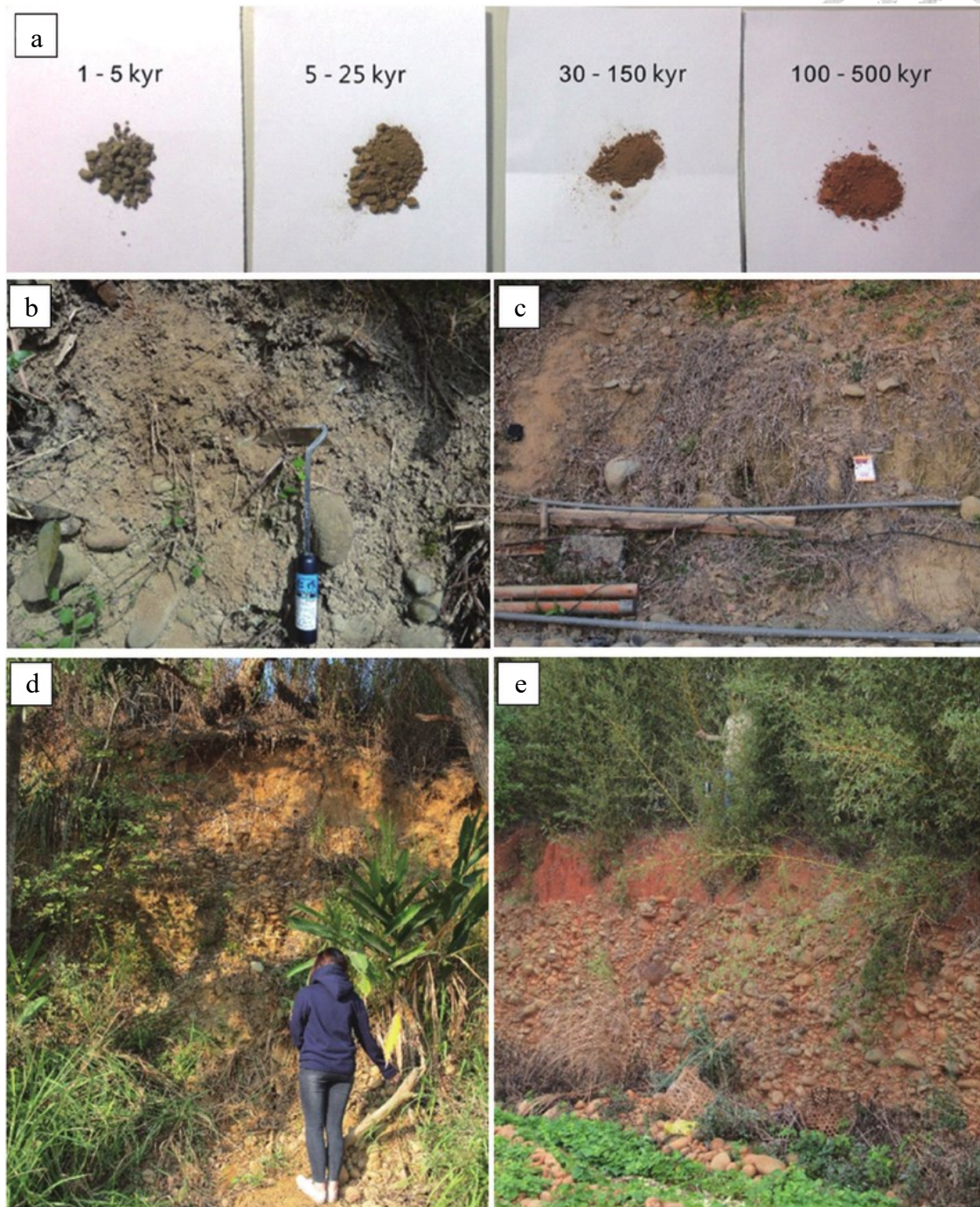


圖 3-4，Shyu 等人（2016）提出的階地土壤的分類圖。

- a. 階地土壤的紅土化程度會隨風化時間逐漸增強。
- b. 常見的 1—5 ka 老之階面土壤產狀。
- c. 5—25 ka 老之階面露頭。
- d. 30—25 ka 老之階面露頭。
- e. 100—500 ka 老之階面露頭。

較時的參考方法。不同於土壤學中針對土壤進行詳細分類以及化學物理測量，採用簡化但具有一致性的土壤色彩量化方法。

本研究區域的紅土化階地分布範圍不超過 20 公里，整體氣候條件相似，並且階地面都位在後龍溪流域，母質來源不會有太大差異，因此能夠假設紅土化程度越高的階地，階面年代越老。在此前提下，階面紅土化程度成為推估不同階地相對年代的重要依據，結合階地的比高資料，亦可初步推斷階地長期抬升速率。同樣構造環境下的比高越高，代表該階地可能受到較長時間的構造抬升，其紅土化程度也會相對較高。

本研究量化土壤顏色是依據孟賽爾土壤色彩圖表與說明書（Munsell color, 1994），並使用其對應的新版標準土色帖之色卡（竹原秀雄，1995）。此新版標準土色帖使用的色卡和色相系統是依據孟賽爾土壤色彩圖表製作而成，因此兩者可以互通使用。

孟賽爾土壤顏色的紀錄方法包含了色相（hue）、明度（value）與彩度（chroma）。色相以顏色的英文字母縮寫呈現，如 Red、Yellow-Red、Yellow，每個色相細分為 0、2.5、5、7.5、10，並允許色相端點重疊銜接，例如 10R 與 0YR 視為同一色相。以紅土化土壤常見的 YR 色相為例，5YR 為黃紅色色相的中間值，數字越小，顏色越偏紅（圖 3-5），若土壤顏色位於兩色卡之間，則以中間數值表示，例如 5YR 與 7.5YR 之間的顏色以 6.25YR 表示。明度以 0—10 表示，0 為最暗，10 為最亮；彩度則以 0—20 表示，0 為灰色，20 為理論上的最高彩度。完整的表示方法為「色相 明度/彩度」，如 5YR 6/8。

在本研究中，實際使用的色卡依序涵蓋 10R、2.5YR、5YR、7.5YR、10YR 與 2.5Y。由此獲得的色相數值，可作為紅土化程度的客觀依據。透過這樣的量化方式，原先在 TEM 中被歸為同一年代區間的階地，得以進一步區分出紅土化差異，提供相對年代判斷與抬升速率推估更細緻的基礎。

野外採樣時，需要採集新鮮裸露的土壤，並將土壤以手指輕輕壓碎，裝進罐子後帶回進行後續處理。依據手冊指引，標準流程為先比較帶有水分的土壤樣本後，待風乾後再度比較同一樣本乾燥後的顏色。由於本研究比較的是土壤之間的相對色差，為去除濕度造成的影響，故只量測乾燥後的樣本，所有樣本均以攝氏 50 度烘箱乾燥 12 小時，待完全乾燥後再進行辨識。

比較土壤顏色時，需要確保足夠的自然光源。在室內時建議在有足夠自然光的窗戶旁進行比較。只要土壤樣本和色卡位處在同樣的光源下，比較顏色時就不會發生誤差。因此需要注意如果以照片、影印影像比對可能會有其他誤差產生。本研究所有土樣比對的場所皆在國立臺灣大學自動化書庫的室內，利用面北的大面積窗戶的自然光作為光源，將乾燥後的土壤樣本置於培養皿中，以肉眼與土色卡比較（圖 3-6）。

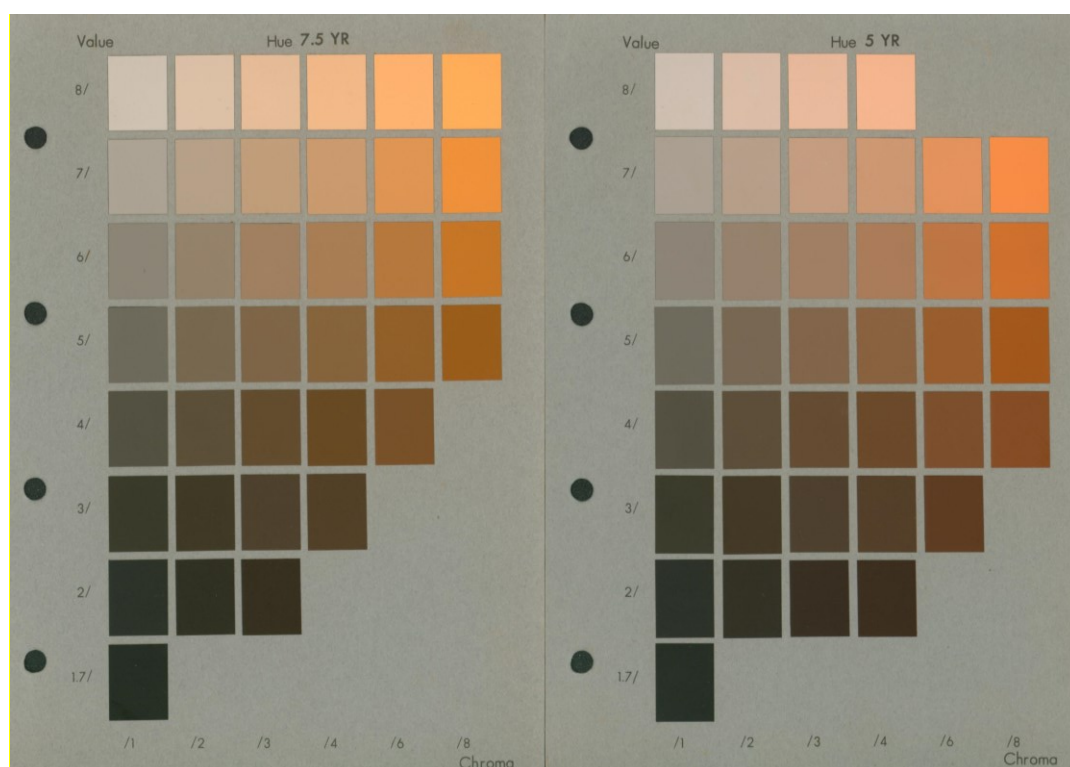


圖 3-5，新版標準土色帖之色卡節錄（取自竹原秀雄，1995）。

本圖節錄紅黃色系土壤常見之色相範圍，色卡由左至右為色相 7.5YR 以及 5YR，顏色逐漸向紅色靠近，縱軸表示明度，橫軸則表示彩度。拍照顏色僅供參考，實際上仍以色卡為準。

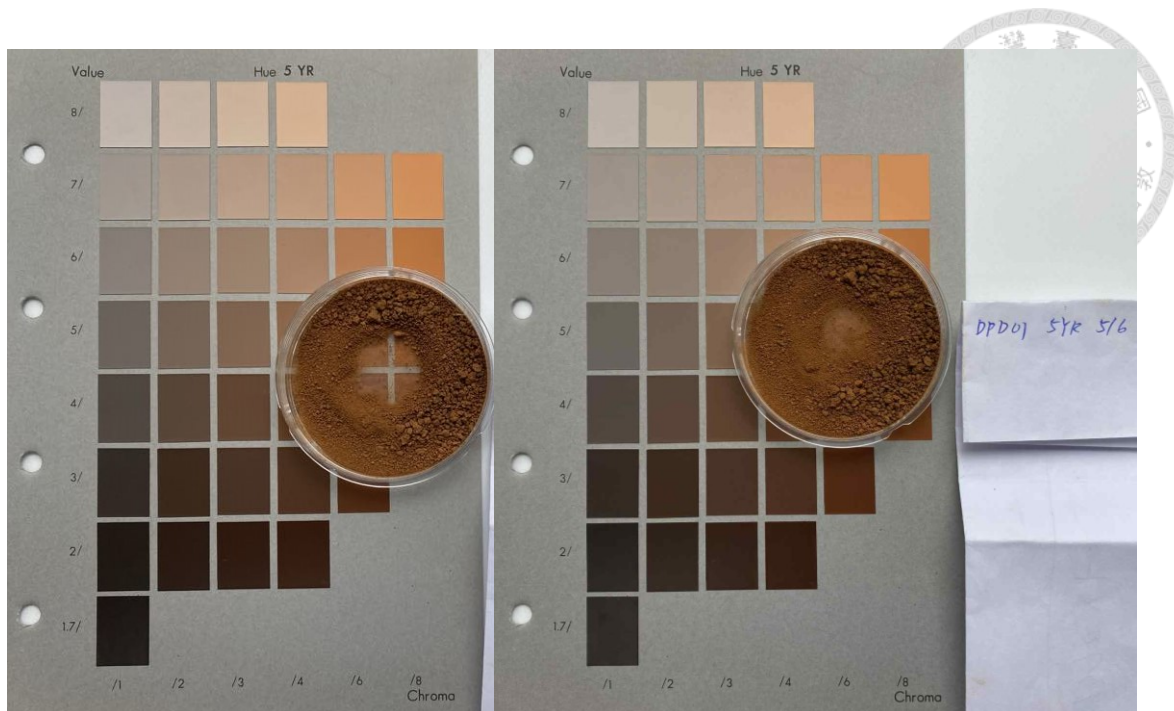


圖 3-6，以新版標準土色帖（竹原秀雄，1995）比較土壤樣本之色卡。
將以呈現細粒狀的土壤與色卡逐一比較後，選定顏色最為接近者。以此照片為例，
土壤顏色為 5YR 5/6。



3.2.4 路線地質圖

本研究以東苗栗構造下盤的地層對比上盤的地層，以兩者之間的錯移量觀察東苗栗構造是否存在長期活動紀錄，使用路線地質圖（geological route map）記錄區域中的詳細地層分布。以 TEM 認定構造地形特徵最明顯的福基階崖周遭作為調查區域，若是構造活動時能切穿地表，在地表產生明顯的構造地形崖，表示潛伏在下方的一系列地層也同樣受到構造截切錯動，甚至留存比地表還要多次的活動紀錄。如 3.1.4 沖積層一節所述，地層中除了沖積層會受到構造錯移，底岩同樣在上下盤之間會有位移落差。藉由對比上、下盤下方的底岩地層位置，本研究能夠獲得東苗栗構造可能的累積錯移距離，因此本研究將以後龍溪南岸為基準對比位於北岸的福基階地周遭地層，以路線地質圖的方式，記錄後龍溪南岸與北岸的岩性與位態。

使用後龍溪南岸為基準對比需要確認東苗栗構造活動範圍並未影響到後龍溪南岸。根據 TEM 對東苗栗構造依賴地形特徵的判釋，東苗栗構造南端停止在福基階地，因此若要以後龍溪南岸地層作為比較基準，只需確認南岸不受東苗栗構造錯移影響即可。

從前人製作的地質圖可以得知，福基階崖位在出磺坑背斜的西翼，附近通過地層包含桂竹林層的關刀山砂岩段、十六份頁岩段、魚藤坪砂岩段與錦水頁岩，整體地層走向約為北偏東 20 度、傾角 70 度向西傾，這些沉積岩層剛好斜向橫跨構造的上下盤，各地層厚度僅約百公尺，且岩性變化顯著，因此有助於本研究對比潛在的岩層錯移量。

3.2.4.1 比例尺大小

為對比構造上盤與下盤之間的地層錯動量，調查的精細程度需依據預期觀察到的位移規模來決定。根據 TEM 的資料，東苗栗構造在頭屋階崖與福基階崖分別呈現約 35 公尺與 20 公尺的地形高差。若以 TEM 設定的 30 度傾角進行推估，福基階崖 20 公尺的高差約對應 35 公尺的水平位移量。



然而，在小比例尺的地圖中無法觀察到如此規模的位移量。如第二章第二節所述，調查區域現有的地質圖大多比例尺小於五萬分之一，僅有鳥居敬造與吉田要（1930）的出磺坑油田地形及地質精查圖為一萬分之一的大比例尺地質圖，但該地質圖中的福基階地位於地圖邊緣，且沒有涵蓋下盤的區域，因此也無法提供良好的對比基礎。故本研究採用以四千分之一的大比例尺繪製後龍溪福基階周遭之路線地質圖，以最小製圖單位約 2 公尺（地圖上寬度約 0.5 公釐）的大小進行繪製，觀察紀錄之露頭則以十公分級為單位，期望獲得區域內岩層的詳細分布與對比資訊，作為構造錯移量的判釋依據。

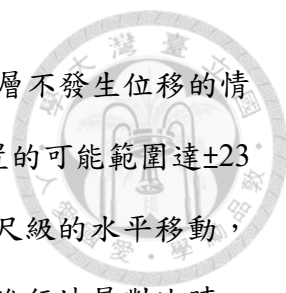
3.2.4.2 誤差範圍與對比前提假設

在進行構造上、下盤之間的對比前需要進行一些假設，以縮小討論對比結果時可能產生的不確定性。以下將分為三個面向進行討論，地層、地形影響以及測量可能造成的誤差。

地層的誤差上，由於岩層在沉積時，各個層理面不完全會彼此水平平行，並且沉積的厚度也會隨著空間而改變。依據 2.2 地層章節的整理，此區域的沉積岩地層皆為整合接觸，且無側向明顯變化，僅有十六份頁岩段向北漸薄，整體屬於可以進行精細岩層對比的地層，因此假設這些地層邊界都是整合並且厚度不變。

地形的影響上，由於底岩岩層具有傾角，因此同一岩層在不同海拔高度上會分布在不同的位置，這樣水平的位移會在地層對比上造成困難。本調查區域的地層傾角較高，且調查區域的高程變化不大，幾乎都在海拔 160—200 公尺，最大垂直差距為 40 公尺。以區域平均傾角 75 度計算最大垂直落差 40 公尺的水平差異大約會是 10 公尺，對整體對比上影響甚微，因此本研究不考慮因為海拔變化而造成岩層水平位置差異。

在測量誤差上，根據 Cruden 與 Charlesworth（1976）的研究，過於平緩或陡峭的岩層測量皆會讓測量誤差增加。以本調查區內高角度岩層為例，單次測量的誤差約為 $\pm 3.8^\circ$ 。因此，在進行單一岩層之間的對比時，走向誤差值將會顯著影響對比結果，尤其走向對於本研究進行的地層對比而言具有關鍵性。以調查區域中



後龍溪約 350 公尺的河寬為例，若以其中一岸為控制點，在岩層不發生位移的情況下，因測量上 ± 3.8 度的走向誤差，將導致另一岸預期岩層位置的可能範圍達 ± 23 公尺。在測量誤差限制下，雖不易準確以單一對比點指出十公尺級的水平移動，但觀測單一方向二十公尺級之位移之解析度應足夠。且本研究進行地層對比時，會以區域平均位態進行討論，以整體地層的走向變化與位置分析地層錯動方向，而非以多個單一地層對比後的位置作為結論。

3.2.4.3 地層對比原理與方式

本研究路線地質圖調查區域位在東苗栗構造的南端。根據 TEM 的描述，東苗栗構造南端地形上的活動範圍停止於福基階地；同理，受構造截切移動的地層影響的範圍也會止於福基階地。因此僅有北岸受構造影響的範圍之地層會向上抬升錯動，在抬升的同時也會基於傾角的不同而有不同程度的水平位移，從水平位移的紀錄便能夠得知東苗栗構造可能的活動次數以及對底岩累積的總位移量。根據前一子節的假設和前人的地層資訊，本研究還原出構造活動影響前後的地形地層示意圖（圖 3-6）。

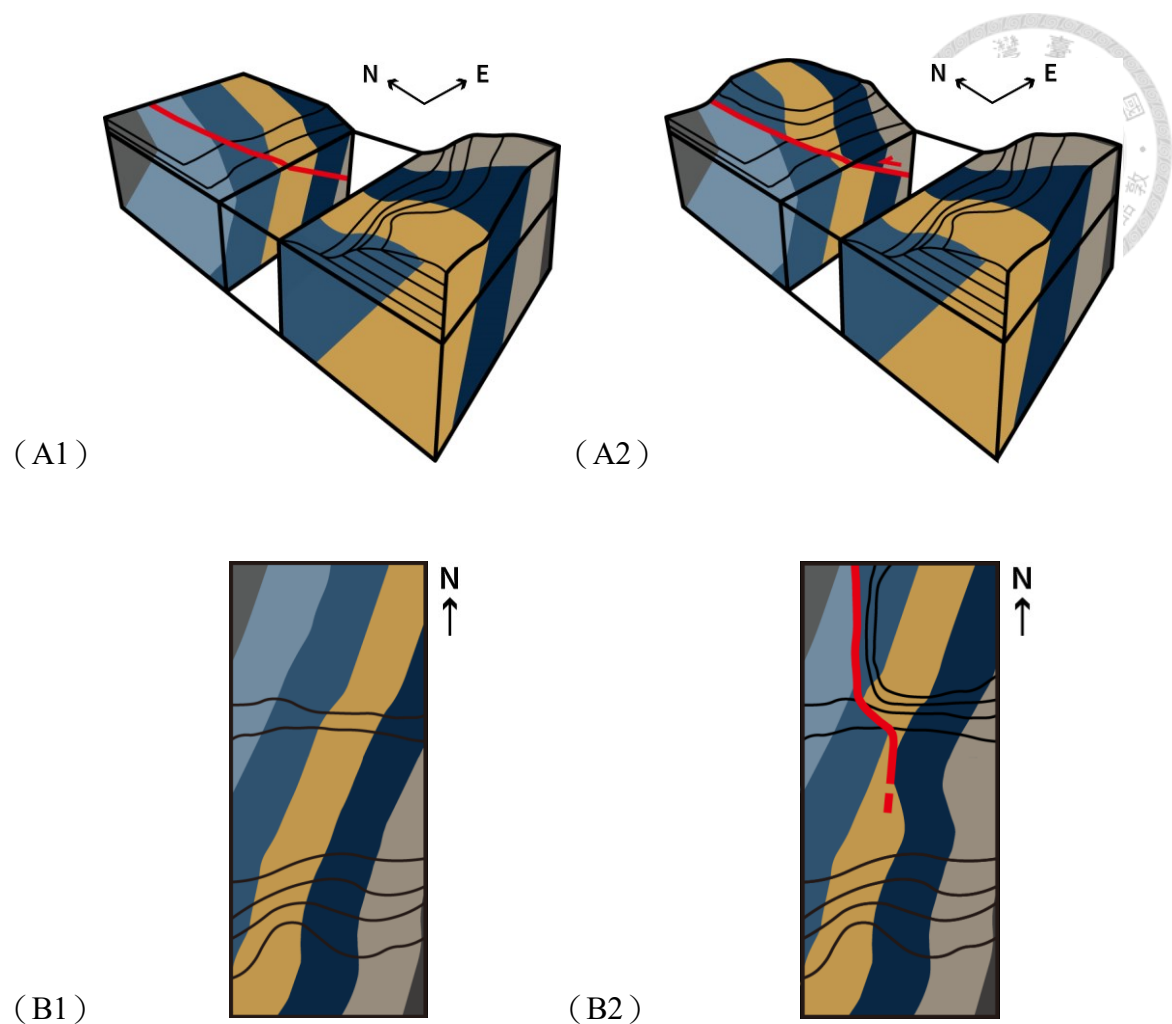


圖 3-7，地層對比示意圖。

模擬並假設從未錯動區域發生首次錯動時，對地層和地形產生之影響，本示意圖去除河川沖積物之影響。

- (A) 立體示意圖。北側方塊示意福基階地，中間為後龍溪，南側則為後龍溪南岸的地層。圖 A1 表示發生單次構造活動前，福基階地與後龍溪河谷平原處相同階面，下方地層則假設在此活動前未發生過錯動。圖 A2 呈現東苗栗構造現今可能的地質樣貌，構造活動讓地層遭到截切並抬升且西移，圖示中地層之錯移量為模擬假設，實際地層錯移量則為本研究之調查重點。
- (B) 俯視圖。為 A 圖分別從正上方鳥瞰之結果。由於俯瞰圖不會計入構造抬升的垂直向影響，因此能夠更聚焦於水平向的位移變化，由於調查區域高傾角的地層，如模擬圖所示，地形對於地層的影響甚微，因此結果呈現上將忽略不同海拔高度對岩層水平向移動的影響。根據模擬結果顯示，隨著東苗栗構造活動次數的增加，地層將會發生相對於南岸顯著的水平西移。





第四章 研究結果

4.1 河階階地面

本研究依據 DEM 與野外地形調查結果，綜合判釋後龍溪的階地分布。如 3.1.2 對於河階分類的探討，本研究將東苗栗構造上盤與下盤，也就是後龍溪河谷東側與西側的階面各自歸類。

位於上盤的後龍溪河谷東側之階地面分布不連續，且階地面分布侷限，本研究將其分為三組，由北至南依序為頭屋階、公館階地群以及福基階（圖 4-1），並分別進行敘述與討論。相較之下，位於河谷西側之階地面分布較完整和連續，且階地比高的高度範圍分布廣泛，為方便說明，由低至高依序編號 W1 至 W5，而區域內各階面紅土化測定結果則統整於 4.1.5 章中。

4.1.1 頭屋階

東苗栗構造北端附近的頭屋階位於後龍溪河谷東北側，其海拔高約 50—70 公尺，比高則約 40—50 公尺。頭屋階面的 DEM 地形判釋和野外調查結果顯示，該區可以細分為兩個次級的階地面，分別為頭屋 a 與頭屋 b（圖 4-2a）。在 DEM 中可以辨識出兩個不同海拔的階地面，野外觀察時也能觀察到此兩個不同高度的平面，但由於人為開發，因此在野外不易察覺其地形崖與階面的界線。

根據野外露頭觀察，頭屋階地出露底岩（圖 4-2b），頭屋 a 階面上覆薄層的礫石層，頂部可能受侵蝕影響，無土壤層及礫石層殘留。頭屋 b 階面上礫石層則發育紅土化土壤，經測定後顏色為 6.25YR 5/6（圖 4-2c）。在頭屋階地的西側和南側與現生河流之間的地形崖，都是因河川下切形成的侵蝕崖，顯示頭屋 a 與頭屋 b 階面之間的南北向與西北—東南向地形高差，可能都是因河流侵蝕所形成。

臺灣地震模型孕震資料庫中的東苗栗構造線北端止於頭屋階地的西北側，表示其認為頭屋階西側和後龍溪間的地形崖為構造產生。然而，頭屋 a 與 b 階地之

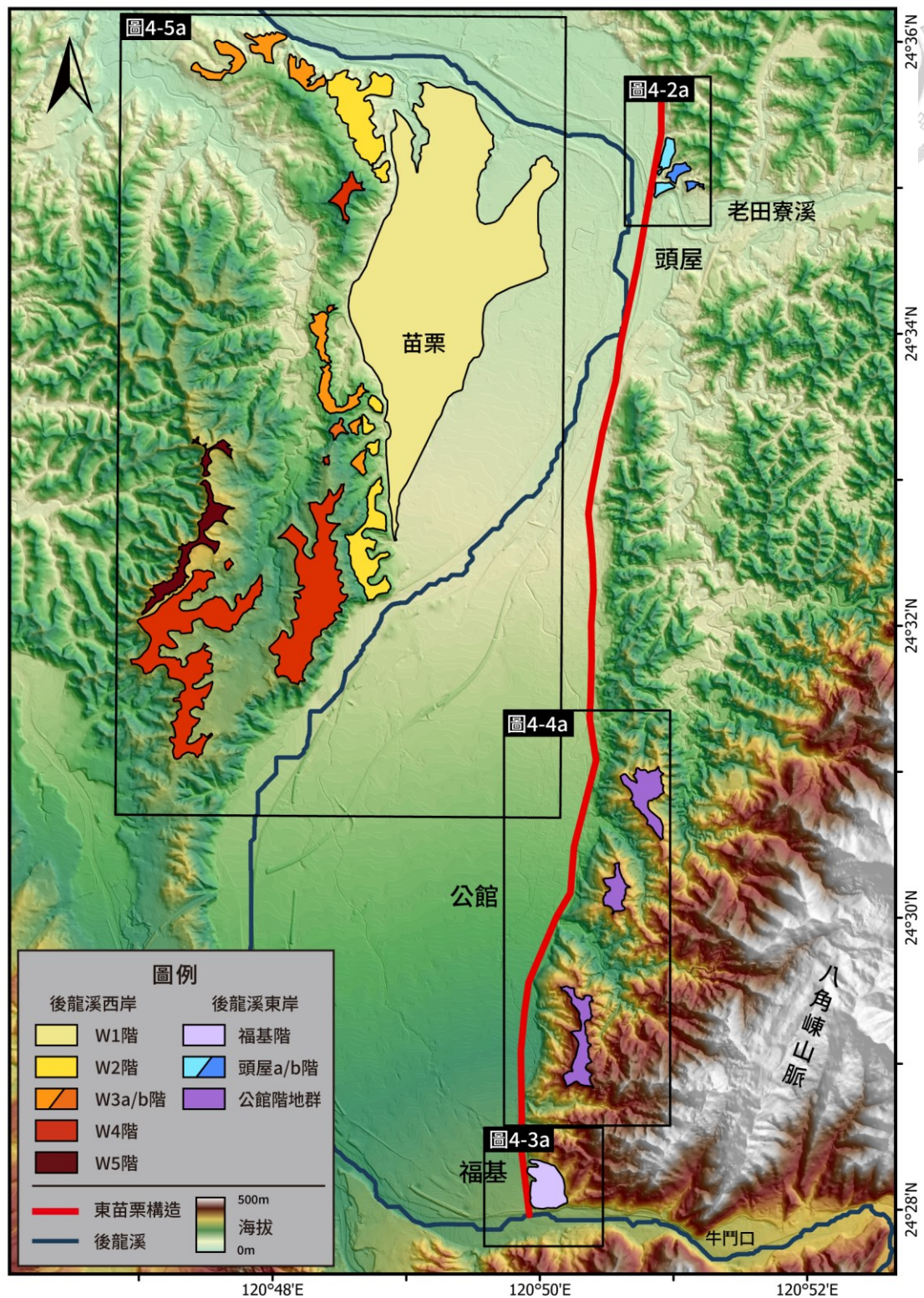


圖 4-1，研究區域的後龍溪主流河階分布圖。

後龍溪河谷東側的東苗栗構造上盤階面為藍紫色系，由北至南為頭屋階、公館階地群以及福基階。在河谷西側下盤的西岸階地面為紅黃色系，以 W1—5 命名。

間的南北向地形崖顯示河川下切的作用也能形成南北向的河蝕崖（圖 4-2a），且構造線所在的地形崖與現生河谷平行，指示著此地形崖亦有高機率為河川侵蝕形成，基於上述推論，本研究認為河川侵蝕作用足以充分解釋該區地形崖的形成。因此儘管頭屋階地西側的地形崖延續自南側福基附近的疑似構造崖，但在向北跨越老田寮溪後，北側在地形上缺乏足夠證據顯示東苗栗構造需要延伸至此。

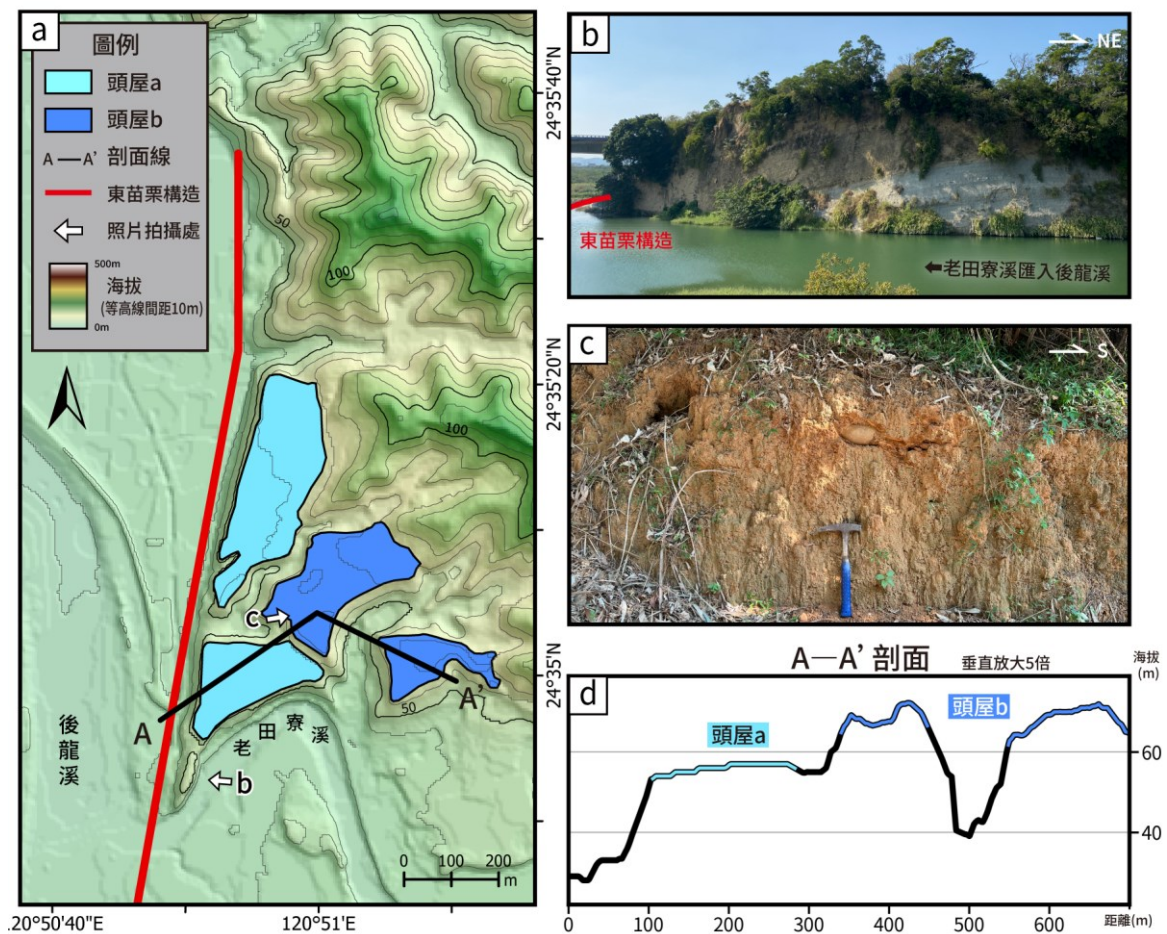


圖 4-2，頭屋階調查結果。

- 頭屋階地分布圖，淺藍色為頭屋 a 階面；藍色為頭屋 b 階面。
- 頭屋 a 階面下的卓蘭層底岩，上方頂面幾乎無礫石殘留，左側已受到侵蝕。
- 頭屋 b 階面上的紅土化土壤層，色相為 6.25YR。
- 頭屋階的 A—A' 剖面，可看到頭屋 a 與頭屋 b 之間有約 10 公尺的高差。



4.1.2 福基階

福基階地位於東苗栗構造南端（圖 4-3a），海拔高約 170—190 公尺，比高約 55—75 公尺，而福基階崖則緊鄰於階地西側（圖 4-3c），如 1.2.1 節所述，由於福基階崖垂直於後龍溪河道，且在年輕階面上形成地形崖，TEM 依此認定其為構造崖。

根據野外調查結果發現，福基階崖南端出露砂岩底岩，上覆約 5 公尺厚的礫石層，粒徑為中礫（pebble）至粗礫（cobble），且與底岩呈現不整合接觸（圖 4-3d），顯示福基階面確實是由河川侵蝕沖積出的河階面。在福基階面上也能觀察到礫石層的出現，這些礫石層都沒有紅土化的現象（圖 4-3e），根據此處採樣的土壤樣本，礫石層間的土壤顏色為 2.5Y 6/4，色相仍屬於黃色，顯示沉積年代應十分年輕。在福基階面東緣山腳發現疑似紅土化礫石層露頭（圖 4-3f），顯示海拔較高處之階面應有相當程度的風化。

本研究在福基階地一共進行三條東西向地形剖面之測量（圖 4-3a），根據 RTK 測量結果，福基階崖高約 18 公尺（圖 4-3b），然而其沿線都已經受到邊坡工程的影響，沒有保留原始地形崖的崖腳樣貌，因此無法以地形面形貌判斷是構造作用或侵蝕作用產生此地形崖。測量結果也發現前人圈繪的福基階面範圍並非一平整的等斜面，在階面中間還有一條不明顯的地形崖，將階地區分為兩個不同高度的區域（圖 4-3b，黑色箭頭處），且根據 DEM 的觀察，測線三南側有一條形貌類似山脊且地勢較高的地形（圖 4-3a，黑線處），若非階面形成後堆積，則表示地形崖西側平面形成時，河川並未侵蝕到此山脊以北區域，以上跡象都指示著福基階面東側較高的區域可能為不同高度之沖積階面。然而，在野外調查中無法確認該山脊的礫石分布以及底岩高度，且地形上分布不夠完整連續，因此無法判斷其是否為不同於西側的獨立階面。

基於以上有限的觀察，本研究認為福基階面中間的不明顯地形崖有兩種形成可能性：一為福基階面為同一階面，只是後期在東側覆蓋了一層崩積物，兩者之

間的不明顯地形只是崩積物前緣；二為福基階面中間的地形高差為一河蝕崖，表示福基階面實際由東西兩不同高度的階面所構成，然而此推論將表示此區域有形成南北向河蝕崖之可能，同理可以表示在西側的福基階崖也有可能由河蝕形成。



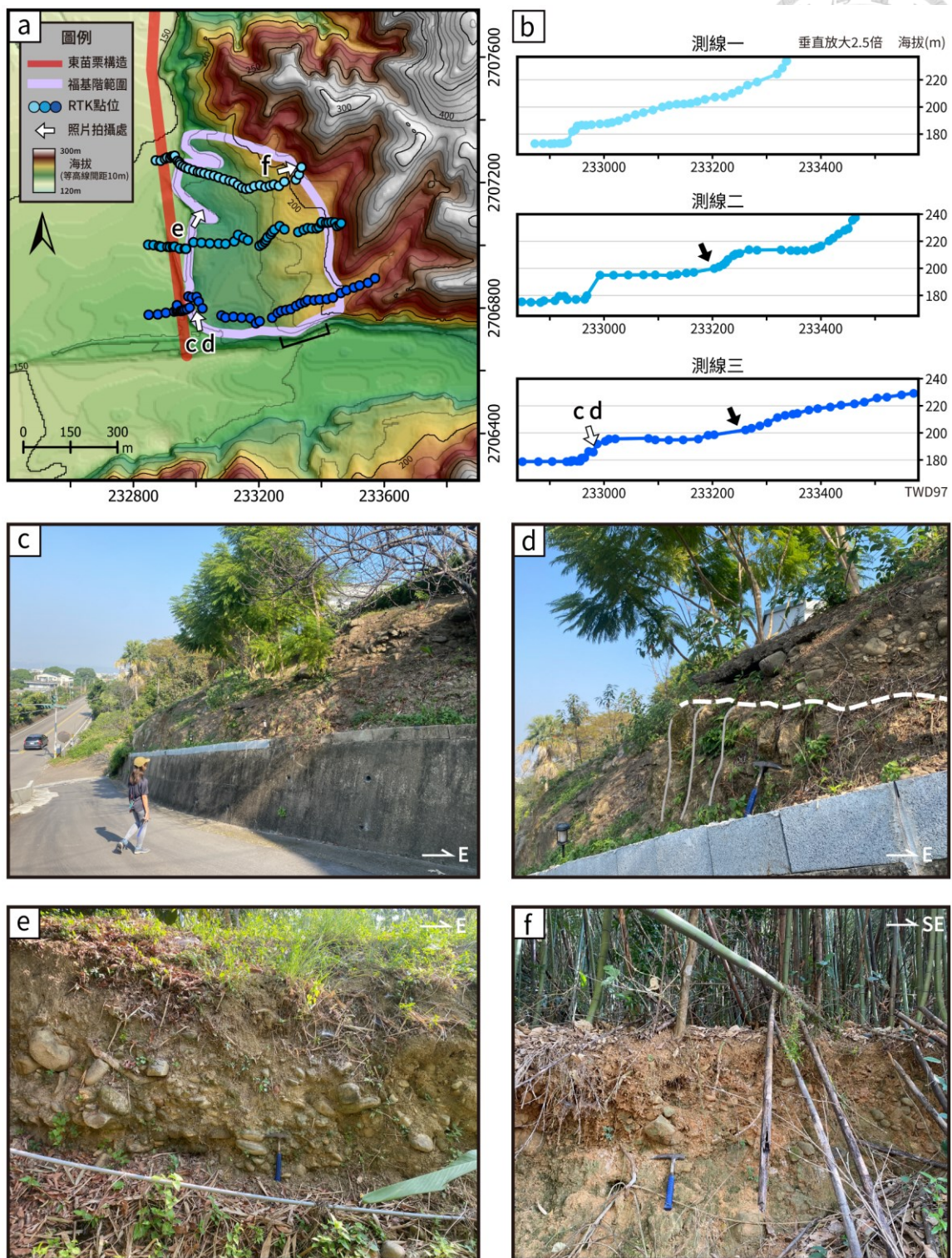


圖 4-3，福基階面之 RTK 測量結果與野外照片。

- 福基階地範圍與 RTK 測量點位圖。
- 福基階面 RTK 測量結果。黑色箭頭為疑似地形變化位置，白色箭頭為照片 c 與 d 之拍攝位置。
- 福基階崖照片，朝北拍攝於測線三白色箭頭處，右側平坦地為福基階面，左

側為台 6 線之墊高路段，此段路面為測線三中高程 186 公尺處，位於福基階崖之中段。

- d. c 圖右側之放大，虛線為砂岩底岩與礫石層之交界，砂岩位態近乎垂直，白線位態為 (200, 80)。
- e. 福基階面上的礫石層露頭，出露厚約 2 公尺，土壤色相為 2.5Y。
- f. 福基階面東側崖腳之疑似礫石層露頭，部分礫石磨圓度良好，但是部分呈現角礫狀，因此部分可能為崩落物組成，此露頭略為紅土化，顯示此處可能擁有較久之沉積歷史，經測定土壤顏色為 7.5YR 5/6。



4.1.3 公館階地群

位於後龍溪河谷東側南段的公館階地群，共有三個獨立的階地面，海拔落在 225—295 公尺，由北至南分別為下坪頂、中坪頂和上坪頂（圖 4-4a）。階面上的紅土化土壤採集後測得色相範圍為 7.5YR 至 10YR。

下坪頂為階地群中最北邊的階地，在階地群中海拔最低故名下坪頂，海拔為 220—245 公尺，比高為 145—165 公尺。本研究於階地面東側海拔 210 公尺處觀察到底岩與礫石層邊界，估算礫石層厚度約為 30 公尺，下方底岩為卓蘭層棕色砂岩，位態為 (200, 85)。階面上的礫石層為次圓 (subrounded) 礫石，粒徑以粗礫為主，呈現顆粒支持 (clast support)，礫石層中下段礫石較大，常見有巨礫 (boulder) 大小之礫石，海拔越高礫石粒徑越小，推測可能為沉積時較靠近最後的古河川面，因此水流能量較小，上部礫石間基質略為紅土化（圖 4-4b），在此處正上方風化土壤顏色為 10YR 6/4。此階地面表層土壤也略為紅土化，經測定顏色為 7.5YR 5/6，陳于高等人 (2005) 於此階面測得之光螢光年代為 49.4 ± 2.5 ka。

中坪頂位於階地群中央，是面積最小的階地。海拔為 235—255 公尺，比高為 150—165 公尺。在海拔 165 公尺處仍可觀察到底岩，惟因植被茂盛，沒有觀察到礫層與底岩邊界。頂面礫石層多受到植被覆蓋，僅少數出露區域可見次圓至圓形礫石，粒徑以粗礫為主（圖 4-4c），也有超過一米之巨礫。頂面略具紅土化，測定顏色為 10YR 6/6。根據 DEM 的地形特徵發現，中坪頂階面有兩個不同高度的平面，以非常緩的南北向線形崖連接（圖 4-4a，C 箭頭處等高線），然而在野外中並沒有觀察到明顯的地形崖，兩個不同的平面也由於階面面積小的關係，無法有清楚的觀察描述。

上坪頂位於階地群最南側，又稱為茶園坪，海拔為 275—300 公尺，比高則為 175—200 公尺，高於其他兩階面。雖然上坪頂可能與前述兩個階地屬於不同期階地，且兩者之間地形面並無連續，但是其坡度、位置與其他兩階面相近，故本研

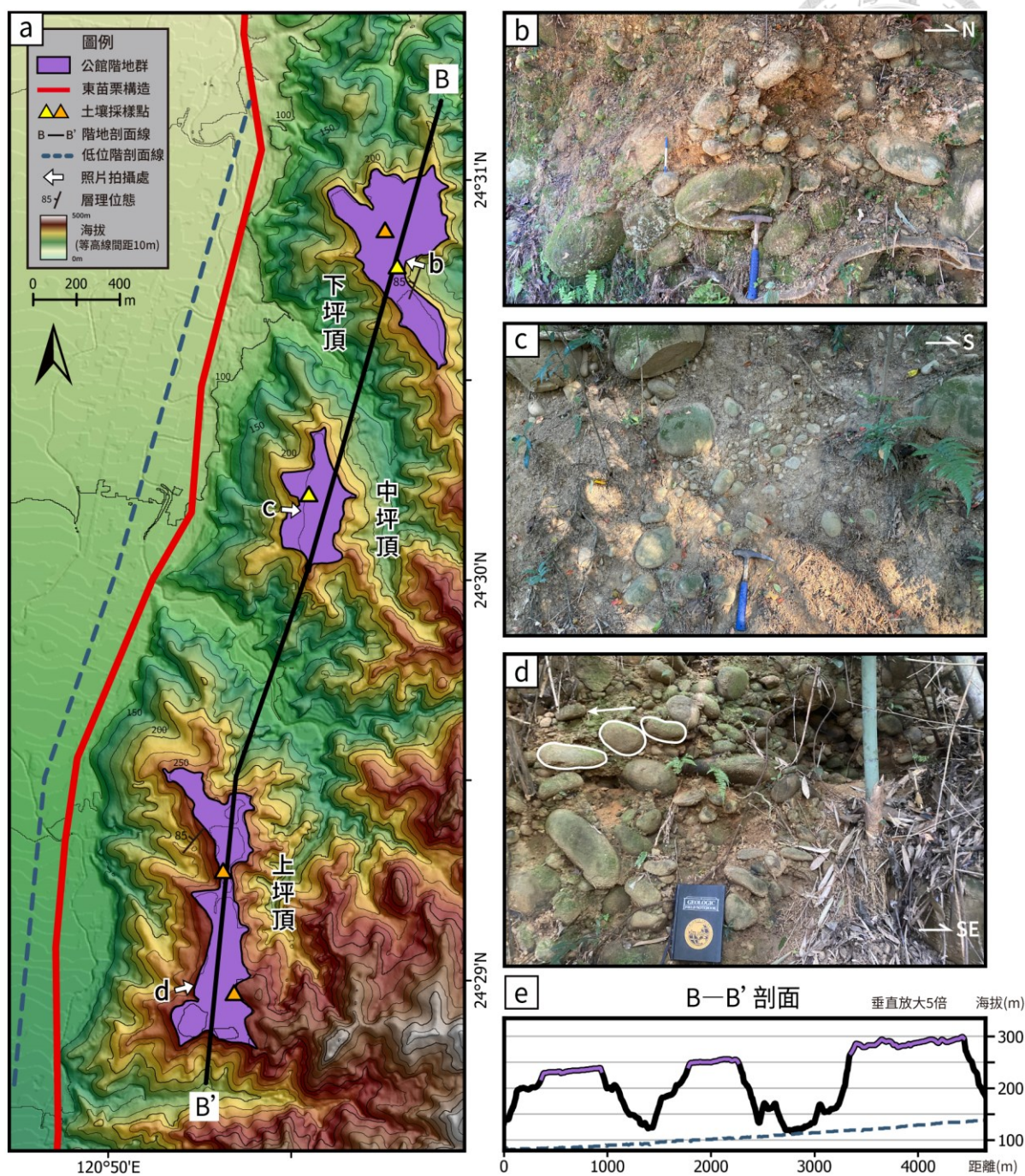


圖 4-4，公館階地群調查結果。

- 公館階地群分布圖，由北至南為下坪頂、中坪頂與上坪頂。
- 下坪頂礫石層露頭，位於階面東側，基質有略為紅土化現象。
- 中坪頂礫石層露頭，此階面礫石層露頭保存狀況不佳，但可見公尺級巨礫。
- 上坪頂礫石層露頭，有朝西北或北邊方向之疊瓦狀構造，如白色箭頭方向。
- B—B'剖面，階地坡向皆朝西北，與西側階地坡向與坡度（藍虛線）相似。



究將上坪頂歸為同一階地群討論。上坪頂於海拔 228 公尺處仍出露底岩，為棕色細砂岩，位態為 (220, 85) (圖 4-4a)，因此推估底岩之上的礫石層與紅土化土壤層總厚度不超過 50 公尺。於上坪頂階面西南側海拔 280 公尺處有良好礫石層露頭，為緊密的顆粒支持礫石層，粒徑為中礫以及粗礫為主，具次圓至圓形磨圓度與中等淘選度 (moderately sorted)，部分礫石呈現疊瓦狀 (imbrication) 排列，指示古水流為向西北 (圖 4-4d，白色箭頭)。頂面的紅土化土壤層發育良好，未見礫石夾雜，推估厚度約 5—10 公尺，測量顏色為 7.5YR 5/6。

根據野外露頭觀察，公館階地群階面下皆出露底岩，底岩出露頂面與現生河床可相差至 150 公尺高，上部覆蓋厚約 30—40 米不等的礫石層，層內礫石岩性以砂岩為主，粒徑最大可達一米以上，且具有次圓以上的圓度，顯示其沉積源為水力大的主要河流。此外，公館階地群的坡度與現生後龍溪河床一致，坡向也朝向北方 (圖 4-4e)，因此本研究認為公館階地群為古後龍溪主流沖積而成的階面，與富田芳郎 (1972) 的初步推論相符。由於出磺坑背斜形成的八角嶼山脈 (圖 4-1)，海拔高度可達八百多公尺，阻斷了其他主要水系由東往西流過背斜，因此本研究認為僅有後龍溪能在此堆積出此階地群。同時八角嶼山脈也限縮後龍溪的流向，表示後龍溪主流在流出八角嶼山脈南側的牛鬥口峽谷後，需要曾經轉向北沖積出公館階地群。



4.1.4 西岸階地面

本研究依據比高劃分後龍溪河谷西側的階地面為 5 個階面。由低至高依序命名為 W1、W2、W3、W4 以及 W5（圖 4-5a）。

本研究為釐清後龍溪河谷周遭不同區域是否受到東苗栗構造活動影響，以階面的土壤紅土化程度與比高估計不同階面的抬升速度，而西岸階地面的紅土化程度能提供本研究做為後龍溪河谷西側的抬升速率參考。因此本研究在進行野外調查時，僅針對具有紅土化發育的 W4 與 W5 階面進行野外實察與採樣分析。

W4 階面分布於北側的營頭頂以及南側的大坪頂。根據野外調查，營頭頂階面因為長時間風化侵蝕，僅殘留小部分階面，於其南側出露礫石層露頭（圖 4-5b），礫石圓度為圓形（rounded），大小以中礫與粗礫為主，其基質呈現明顯紅土化。然而風化侵蝕作用的關係，未能採集到礫石層上方的紅土化土壤層，因此採集礫石之間的基質測定顏色，其顏色為 2.5YR 4/6，為本研究中採集到最紅之土樣。

W4 的大坪頂階面被南勢坑溪貫穿，並受到銅鑼向斜影響，整體階面向位於軸部的南勢坑溪傾斜（圖 4-5a）。本研究於大坪頂階面共採集兩處紅土化土壤樣本：其一為北側苗栗市第二公墓的空曠處，僅見頂面紅土化土壤層出露，未觀察到下方礫石層，顏色為 5YR 5/6；其二為階面南側的銅鑼鄉第二公墓北緣崖面，觀察到紅土化土壤層中夾雜少許礫石，測定顏色為 5YR 5/8。Liu 等人（2023）曾於此處採樣進行光螢光定年，結果為 43.7 ± 4.5 ka。

W5 階面位於 W4 大坪頂階面之西側，同樣受到向斜影響而向南勢坑溪傾斜，也因此 W4 與 W5 階面之間的地形崖邊界非常不明顯。本研究在此階面海拔較低處發現基質已紅土化之礫石露頭（圖 4-5c），並在聯合大學八甲校區外的北側，採集紅土化之土壤樣本（圖 4-5d），顏色為 5YR 4.5/8。陳于高等人（2005）在興建聯合大學八甲校區期間，於開挖剖面取得的樣本進行光螢光定年，得到了 112.8 ± 4.3 ka 之結果。

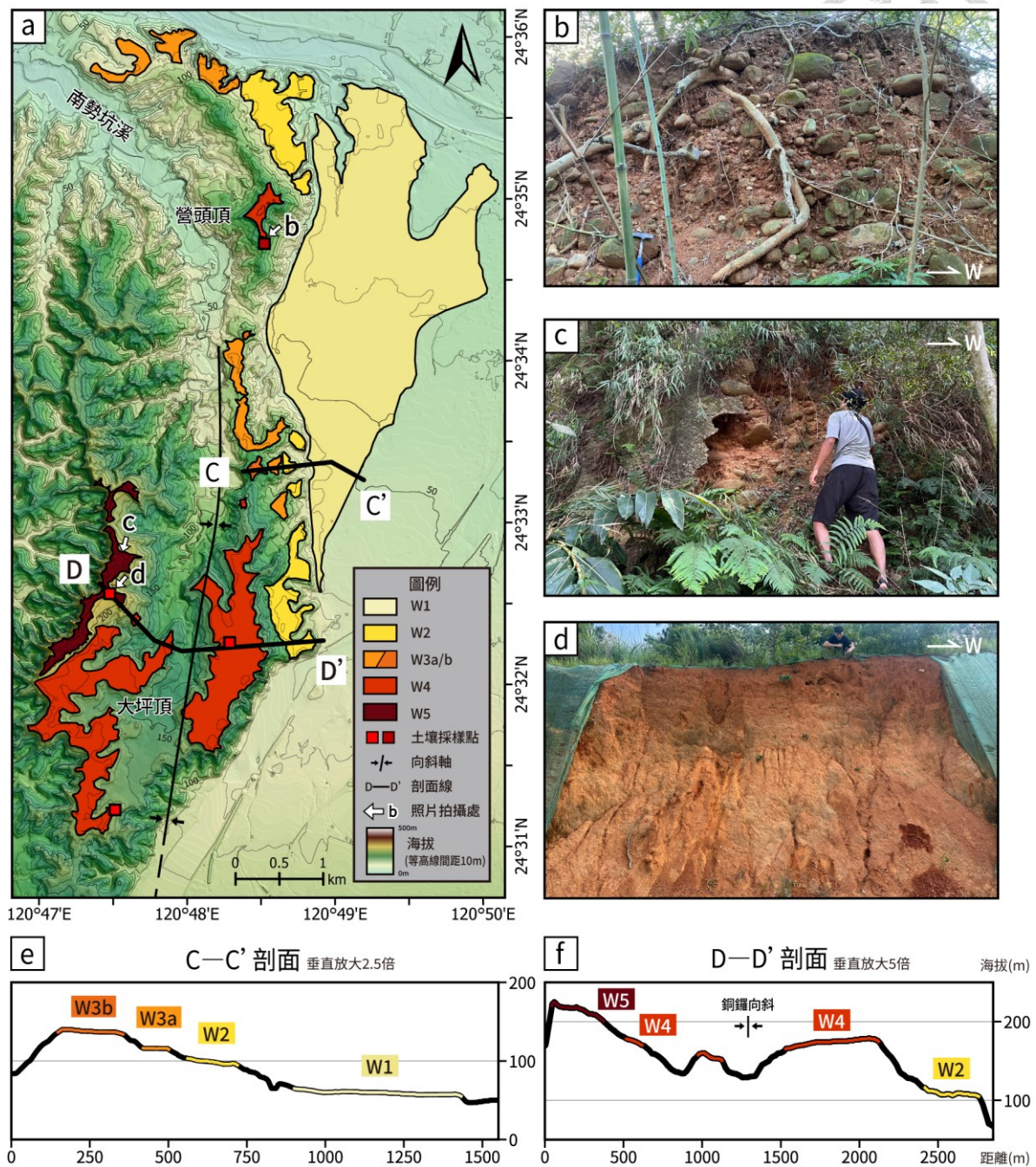


圖 4-5，後龍溪西岸階地調查結果。

- 後龍溪西岸階地面分布圖，階地比高越高、顏色越深。
- W4 營頭頂照片及土樣採集處，經測定後為本研究區域中色相最紅之土壤。
- W5 階面下的礫石層露頭，海拔約 210 公尺。
- W5 之厚層紅土化土壤露頭，於此處採集聯大八甲校區之土壤樣本。
- C—C'剖面，W3 南段階面之間有一高差，因此將較高區域歸類為 W3b。
- D—D'剖面，W4 與 W5 受向斜影響向內傾，之間地形崖也因傾斜而不明顯。



4.1.5 土壤紅土化程度與河川縱剖面

若東苗栗構造為一活躍之新期孕震構造，本研究預期位於東苗栗構造上盤之階面將會具有較快速的長期抬升速率，因此在比高相似的階面，位於上盤受到構造影響階地之土壤年代應較年輕，土壤紅土化程度會較低。同樣位於上盤的階面因為同樣受到東苗栗構造的活動，應該都有類似的抬升速率。本研究將以後龍溪河谷西側的 W4、W5 階面為比較依據，分別比較後龍溪河谷東側北段的頭屋階及周遭支流階地面和南段的公館階地群，討論其呈現的長期抬升速率意義。

在數次野外中，於各階地總共採集十五個土壤樣本（圖 4-6），經測定後結果顯示下盤西岸階地的紅土化程度較高，色相落在 2.5YR 至 5YR 之間；上盤階地則具有南北差異，南段的公館階地群土壤色相分布於 7.5YR 至 10YR，北段的頭屋階地則為 6.25YR（表 4-1，詳細結果於附錄一）。

由於公館階地群的比高介於 150 至 200 公尺之間，與西岸 W5 階地比高度相近，可以做為良好的比對依據（圖 4-7）。根據河川縱剖面圖可見，公館階地群雖為區域內比高最高之階地群，其土壤紅土化程度卻僅有 7.5YR 至 10YR，與西岸 W4 與 W5 階地紅土化程度高的 2.5YR 至 5YR 相比明顯不紅，顯示其相對抬升速率較快（圖 4-8）。

另一方面，同樣位於東苗栗構造上盤的頭屋階，理論上應該與南段的公館階地群有類似的紅土化程度和比高關係。然而研究結果顯示，比高較低的頭屋階卻有較為顯著的紅土化程度，且同樣位於頭屋階周遭的後龍溪支流比高不高的階地面也有紅土化現象（表 4-1），表示後龍溪河谷東側北段的抬升速率並不高。此結果與第 4.1.1 節以河流侵蝕角度解釋頭屋階的地形崖成因，得出北段地形無需藉由構造活動即可形成的解釋相符。

綜合以上推論，由於東苗栗構造通過後龍溪河谷東側，若東苗栗構造為活躍的孕震構造，則本研究預期位於後龍溪河谷東側的階地都會有比河谷西側還要高的抬升速率。但土壤紅土化結果顯示，僅有後龍溪河谷東側南段的公館階地群有較高的抬升速率，其影響範圍並無向北延伸至頭屋階地一帶。

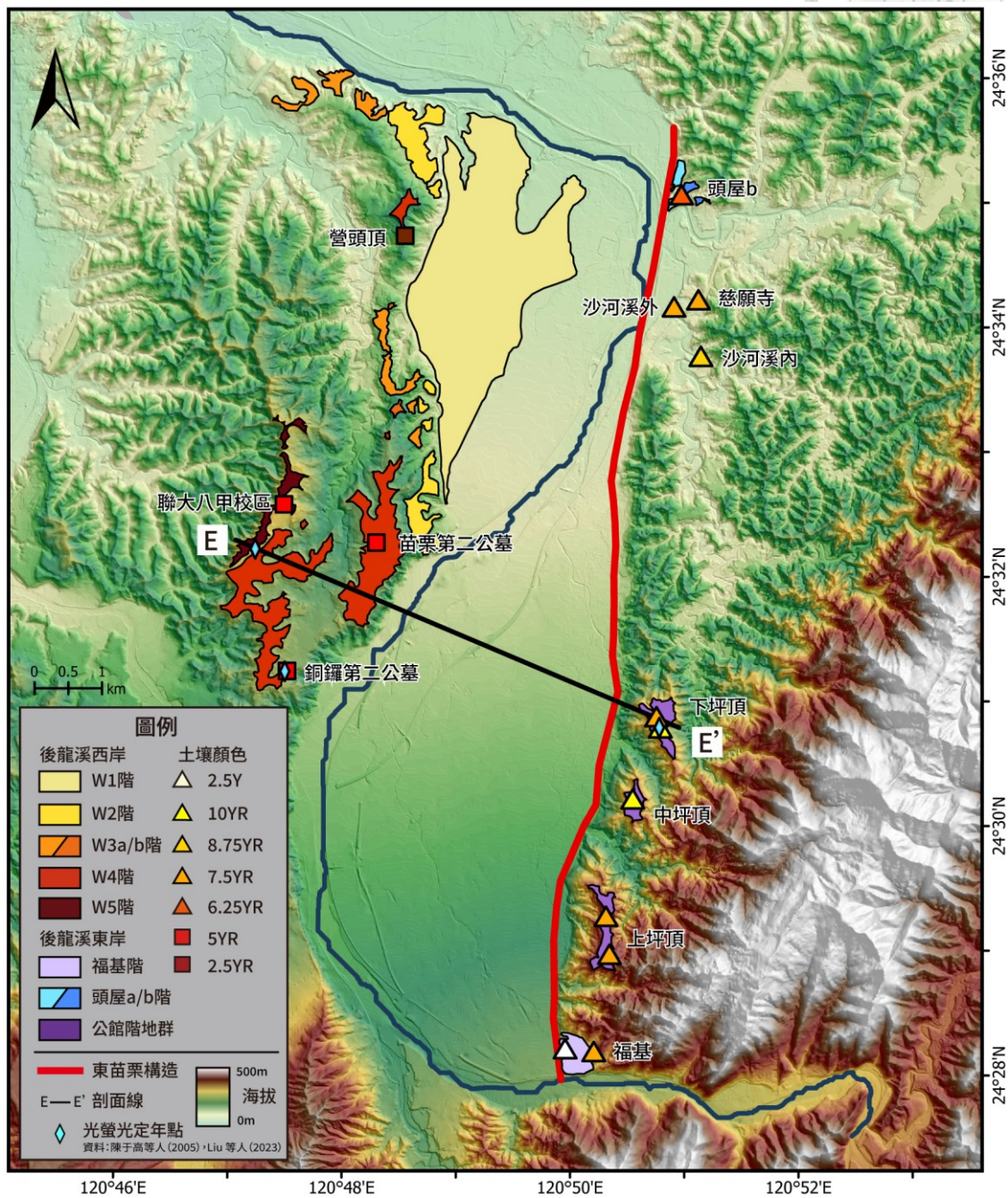


圖 4-6，土壤採樣點與土壤顏色圖。

土壤測定顏色位在東苗栗構造上盤者為三角形；位在下盤者為正方形。圖案中的顏色為紅土化程度，相對顏色僅供參考。E—E'剖面圖請見圖 4-8。沙河溪與慈院寺的紅土採樣點位於後龍溪支流內，因此未繪製於縱剖面上。

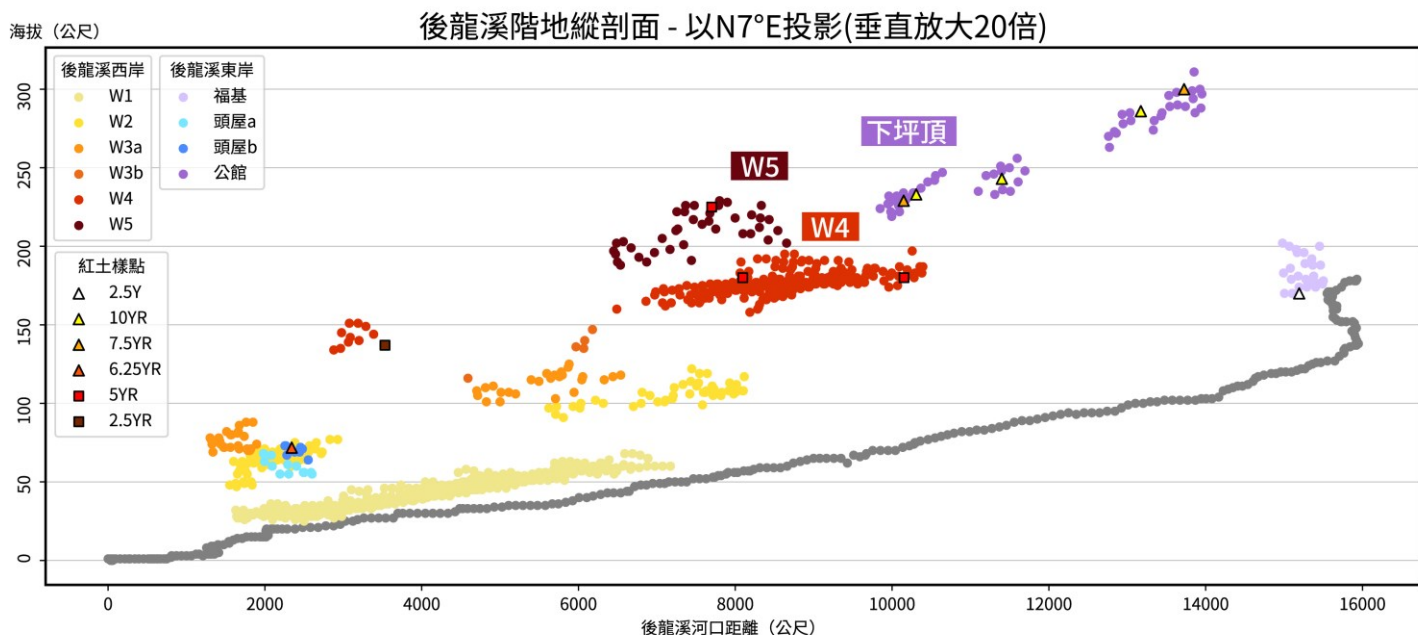


圖 4-7，後龍溪階地河川縱剖面圖。

藍紫色系表示後龍溪河谷東側的階面；紅色系表示後龍溪河谷西側的階面。使用等間距採點的方式，點越多表示該階面面積越大，並可據此觀察各階面在東西向的海拔分布範圍。以預期可能受東苗栗構造影響的藍紫色階面來看，僅有南段的公館階地群有較高的比高，但土壤風化程度卻相對年輕，顯示此區域抬升速率較本研究其他區域快。

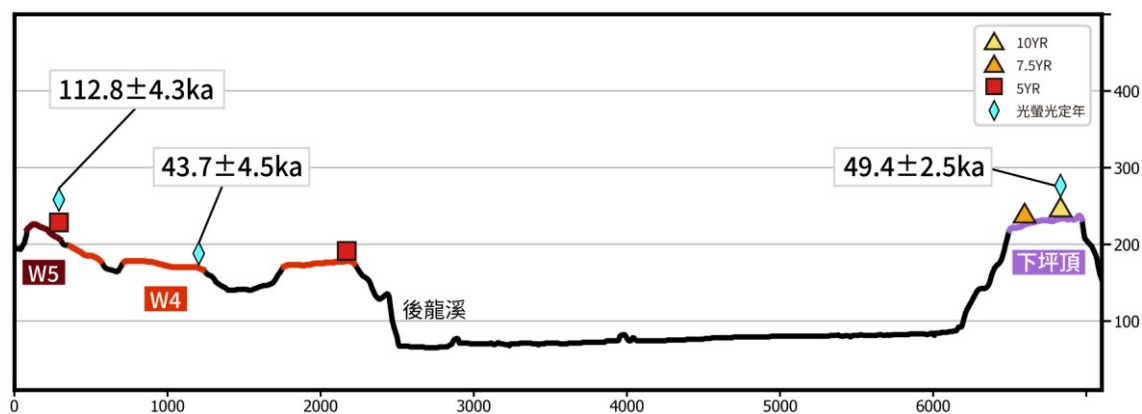


圖 4-8，E—E'剖面圖。

公館階地群與 W5 有著相似的比高，其光螢光定年卻較年輕且紅土化程度較低，表示風化時間相對不久，顯示可能有較高的下切速率，但此速率差僅出現於後龍溪河谷南段。



表 4-1，後龍溪各階面之土壤紅土化程度。點位位置請見圖 4-6。

		階面	點位名稱	海拔（公尺）	比高（公尺）	土壤顏色	光螢光/TEM 推估年代 ^{#1}
東 岸 （ 上 盤 ）	北段	頭屋	頭屋 b	71	50	6.25YR 5/6	30—150 ka
		後龍溪 支流	慈願寺	66	37	7.5YR 5/6	-
			沙河溪內	41	11	8.75YR 5/6	-
			沙河溪外	56	20 ^{#2}	7.5YR 5/5	-
	南段	公館 階地	下坪頂北	230	158	7.5YR 5/6	-
			下坪頂南	233	158	10YR 6/4	49.4±2.5 ka
			中坪頂	242	158	10YR 6/6	-
			上坪頂北	285	188	7.5YR 5/6	-
			上坪頂南	300	198	7.5YR 5/8	-
		福基	福基西	160	40	2.5Y 6/4	<5 ka
			福基東	203	82	7.5YR 5/6	-
		W4	營頭頂	135	109	2.5YR 4/6	-
			苗栗第二公墓	179	122	5YR 5/6	-
		W5	銅鑼第二公墓	181	111	5YR 5/8	43.7±4.5 ka
			聯大八甲校區	225	173	5YR 4.5/8	112.8±4.3 ka ^{#3}

註：#1：光螢光定年資料來自陳于高等人（2005）以及 Liu 等人（2023）；頭屋與福基的推估年代來自 TEM 資料庫。

#2：以後龍溪主流河床高計算比高。

#3：此光螢光定年與土壤樣本位置不同，但皆位於 W5 聯大八甲階面上。



4.2 路線地質圖

為瞭解研究區域的地層是否受構造錯移影響，本研究於地形變化最明顯的福基階地的後龍溪南北岸完成相當完整的路線地質圖，以比較東苗栗構造上下盤之間的地層是否存在明顯錯距。紙本記錄的路線地質圖比例尺為四千分之一，共可以區分為三個區域（圖 4-9，紙本原稿見附錄二）：後龍溪南岸區（S）、後龍溪北岸台 6 線沿線（N）以及後龍溪北岸山溝區（R）。露頭編號上以岩層下部往上編號，以研究區域來說即為由東至西編號。

本章節將分別說明上述三個區域之整體地層分布和岩相變化趨勢，並說明對於岩層對比上具有關鍵意義的地層。最後，將綜合各區資料，討論後龍溪南岸之東苗栗構造下盤區與後龍溪北岸之東苗栗構造上盤區兩者之間是否存在構造錯移地層之證據。在各區域介紹中，本研究保留原圖之比例尺，將紙本路線圖電子化並加上標點，依照野外量測之位態資料，繪製較精確的岩層位態方向，並提供各點岩層露頭之岩性描述。而為提升閱讀與比較的便利性，本研究將野外紀錄的地層整理與歸納，依據主要岩性分為砂岩、砂頁岩互層以及頁岩，將不同區域各自之地層依據其岩性單位分類後，再整合為一萬分之一比例尺的路線地質圖，做為後續討論依據。

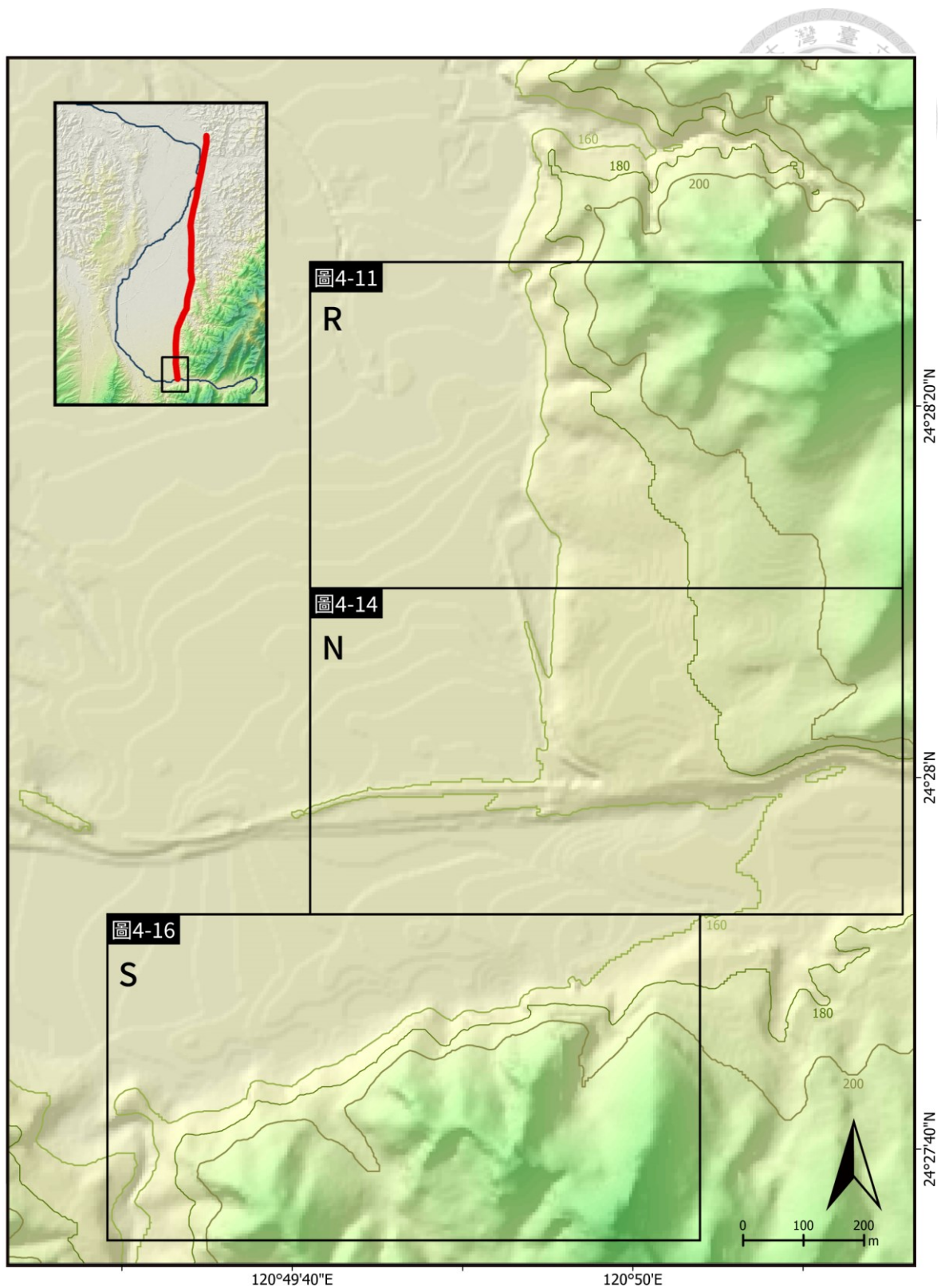


圖 4-9，研究區域路線地質圖調查範圍。

本圖大小為一萬分之一，框線由下至上為後龍溪南岸區（S）、後龍溪北岸道路沿線區（N）以及後龍溪北岸山溝區（R）。



4.2.1 後龍溪南岸區域 (S)

後龍溪南岸沿線為調查區域中底岩出露最連續之處，根據 S06 的含煤交錯層得知岩層沒有倒轉（圖 4-10），且區域內岩層皆朝西傾，因此本研究判斷區域整體地層都沒有倒轉，研究區域東側為地層下部，西側為上部。本研究一共紀錄 23 個露頭觀察點，測量出 24 個層面位態（圖 4-11；表 4-2）。調查結果顯示，南岸 S01 至 S21 的平均位態為（196.1, 80.9），沿線的岩層連續且整體地層位態差異不大，未觀察到與構造活動相關的變形、破碎帶，亦無劇烈位態變化，故本研究認為即使有東苗栗構造，其變形錯移也沒有影響至後龍溪南岸。因此本研究以後龍溪南岸區的地層分布作為基準，對比位於東苗栗構造上盤的地層，探討東苗栗構造是否造成地層錯移。

岩性由下至上，整體來說下部以砂頁互層為主，中上部出現厚層頁岩，最上部轉為砂岩為主。砂頁互層為主部分約 500 公尺，由 S01 至 S15，佔南岸路線圖的一半以上，砂岩受風化影響常呈現膠結差之黃砂，下部常穿插頁岩層，整體層序越往上則砂岩比例增加，粒徑變化由中砂至極細砂（medium to very fine sand）不等，有時會有含泥之泥砂岩（wacke）或是粉砂岩（siltstone）出露，砂岩之間偶爾夾有煤層、泥塊、貝類碎片以及壓扁層理（flaser bedding）。值得一題的是在砂頁互層露頭中，觀察到一處頁岩與塊狀砂岩之明顯邊界（S03，圖 4-12），下方為堅硬的塊狀砂岩，上面則有半公尺厚的頁岩，此頁岩粒徑向上漸粗，並逐漸轉為透鏡狀砂岩，而受到差異侵蝕影響，頁岩先被侵蝕掉，留下塊狀砂岩頂部形成的聳立岩層邊界。

經過 S15 與 S16 之間的岔路到 S20 之前，開始有數層風化嚴重的砂岩層殘留在茂盛植被中，且時常有擋土牆工程，露頭較不良，這樣的分布狀況持續約 180 公尺。在此之後沒有植被和擋土牆處的 S20 處，出露厚層灰色頁岩（圖 4-13），出露部分厚度約 50 公尺，因此推測之前無露頭顯現且植被茂盛處可能為頁岩含量較多的岩層，僅留下部分砂岩層出露，為頁岩為主的區域。在厚層頁岩結束後，

於 S21 後開始轉為砂岩為主的沉積環境，砂質粒徑為中粗砂，膠結鬆散，砂岩內可以見到貝類化石，推測為常見的血蚶（*Anadara granosa*），此後沿線持續出露厚層的砂岩層。

依據 2.25 章節回顧的前人紀錄岩層分布順序判斷，S01 至 S05 的砂頁互層區域應該為關刀山砂岩段，S05 至 S06 之間的岩層空缺處應為軟弱且在龍溪剖面不易辨識的十六份頁岩段，S06 至 S15 應該為魚藤坪砂岩段，接續 S16 至 S20 的厚層頁岩夾砂岩層則為錦水頁岩層，最上部 S21 以上出現的連續砂岩層則為卓蘭層。

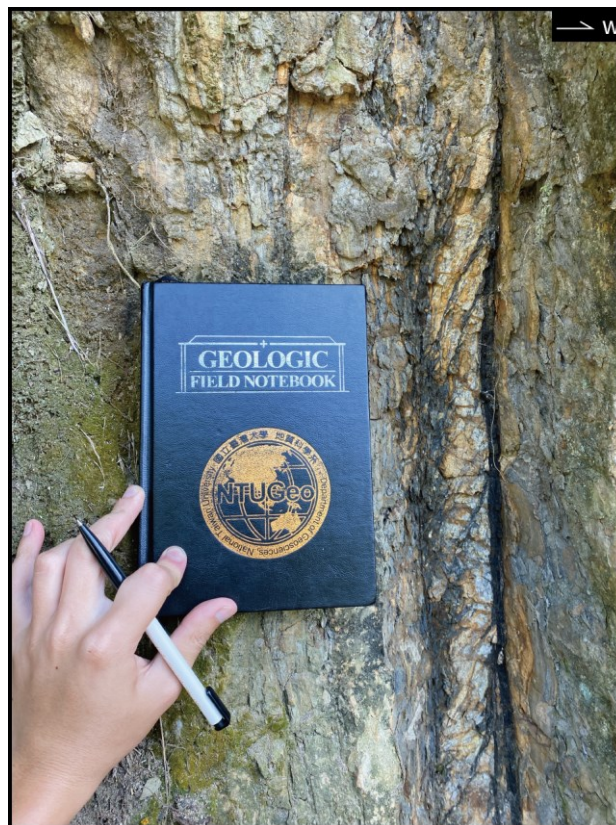


圖 4-10，後龍溪南岸含碳交錯層露頭照片（S06）。

位於後龍溪南岸的 S06 露頭的頂部位置出現的連續薄煤層，傾角為高角度朝西傾斜，從帶有煤層沉積的交錯層，可以得知照片西方為岩層上部。S06 露頭位置請見圖 4-11。

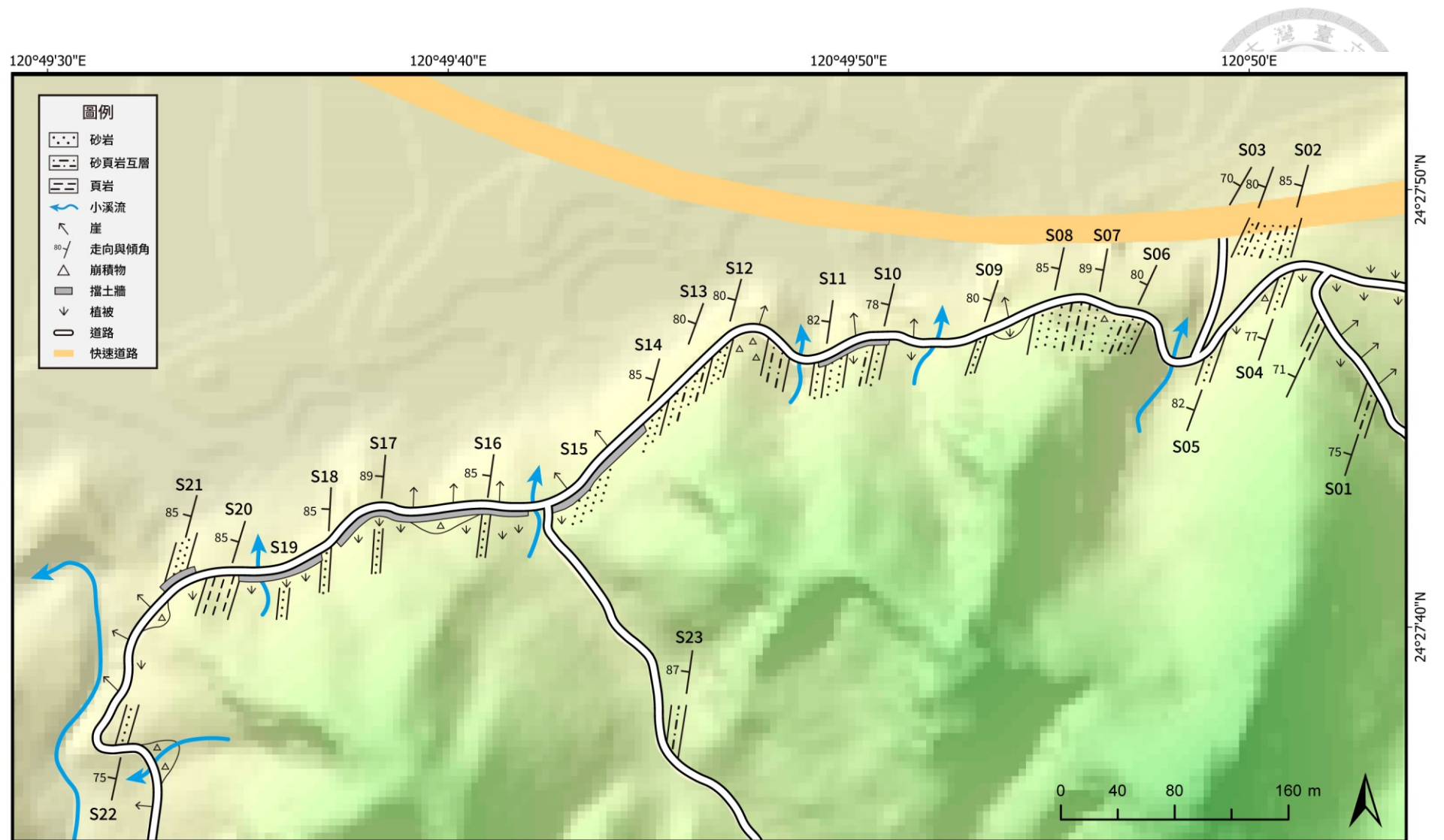


圖 4-11，後龍溪南岸區域（S）四千分之一路線地質圖。

表 4-2，後龍溪南岸區域（S）岩性紀錄表。

點位	岩性描述	位態
S01	砂頁岩互層，砂岩居多，有內含泥層之黃色中砂岩以及約 15 公分厚硬灰砂岩。	(205, 71) (198, 75)
S02	粉砂岩夾硬砂岩，硬砂岩每公尺至半公尺間隔出現，厚約 5 至 10 公分。	(195, 85)
S03	位在 S02 西側約 5 米的明顯岩性邊界（圖 4-12），由塊狀砂岩轉為頁岩，頁岩部分僅厚約數十公分，而頁岩粒徑逐漸往上漸粗，並帶有透鏡狀構造。	(210, 70) (200, 80)
S04	位在 S02 露頭南側海拔較高處，灰色細砂岩，偶有薄泥層。	(199, 77) (202, 77)
S05	受風化的膠結差黃粗砂岩，含泥層。	(200, 82)
S06	出露兩公尺砂岩層，上覆約三公厚度之泥砂岩。岩性介於砂岩與頁岩之間，上覆厚約二十公分且帶有波狀層理（wavy bedding）的含泥細砂岩層，偶爾出現煤層，其頂部則有連續薄煤交錯層，厚約三公分（圖 4-10）。煤層之上轉為均質厚層白砂沉積。	(205, 80)
S07	受植被影響嚴重，僅出露少部分砂岩層，出露部分不到半公尺，部分具有壓扁構造。	(190, 89)
S08	黃棕色中砂岩，淘選程度佳，膠結程度中等，內含泥質碎塊（mud chip），受一定程度的風化。	(192, 85)
S09	位於兩地形凹區之間的砂岩，厚約 2.5 公尺	(198, 80)
S10	下方出露厚層灰色砂岩，為膠結良好，帶有石英顆粒之粉砂岩，上覆砂頁岩互層。	(193, 78)

點位	岩性描述	位態
S11	可能受風化而導致膠結差之黃棕色中砂岩，上覆堅硬灰色砂岩並有石英顆粒和炭屑在內，兩者間的邊界明顯。	(188, 82)
S12	黃色中砂岩，膠結程度不佳，約每 20 公分間隔出現數層薄頁岩層。	(195, 80)
S13	灰色細砂岩，偶夾頁岩層，兩者岩性差異不大。	(200, 80)
S14	厚層砂岩，厚約 6 公尺，為膠結程度不佳的均質黃白色中砂，夾有細小碳粒和貝類破片，偶爾出現薄泥層。	(195, 85)
S15	灰色塊狀砂岩且含有石英顆粒，偶有受風化黃色砂岩。	
S16	出露約 30 公分之堅硬灰色砂岩，表層受風化後呈黃色，兩側皆由受風化的黃色砂岩包圍。灰色砂岩敲擊聲響亮且粒徑均質。	(188, 85)
S17	位於疑似崩積物內的灰色砂岩夾頁岩，露頭狀態不佳，周遭植被茂盛。	(185, 89)
S18	出露約 5 公尺粗砂 (coarse sand) 砂岩，部分內夾泥層，為壓扁層理。	(183, 85)
S19	塊狀灰色細砂岩，受風化部分為黃色，無岩性變化，故無層理面。	
S20	厚層頁岩，厚十公尺至二十公尺，表面為受風化之頁岩層（圖 4-13），內部偶爾有粒徑變化形成弱面，經測量與前述岩層一致。	(197, 85)
S21	棕色均質砂岩層，膠結程度不佳。	(195, 85)
S22	位於 S21 之位態南延處，同為砂岩層，為粒徑中砂至細砂的均質黃白色砂岩。	(192, 75)
S23	砂頁岩互層。	(208, 87)

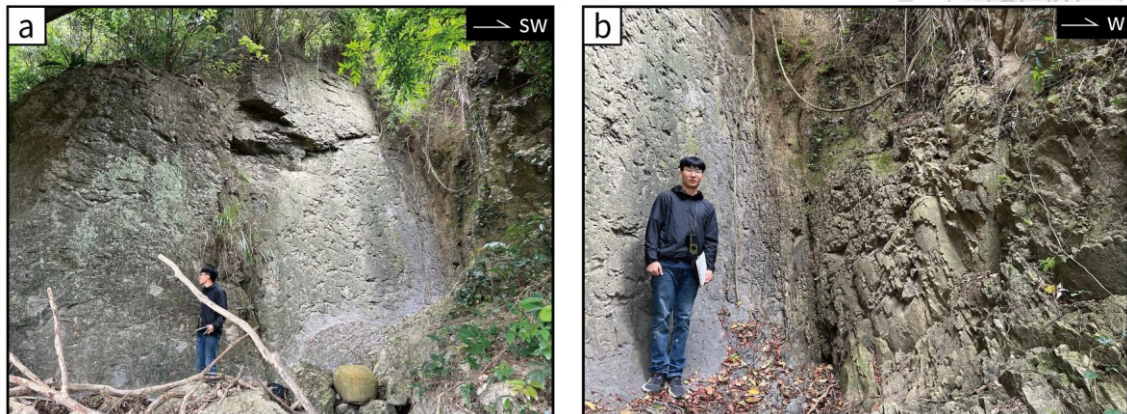


圖 4-12，後龍溪南岸塊狀砂岩與頁岩之邊界（S03）。

- a. 塊狀砂岩的頂部，圖中右側為與上方頁岩層之交界，因此地層出露後侵蝕形成平整的砂岩頂面。塊狀砂岩厚約三公尺，顏色偏灰且堅硬，下方為粉砂岩為主，間隔出現砂岩層。
- b. a 圖右側近照，在塊狀砂岩頂部有一層約半公尺厚之純頁岩層，粒徑向上逐漸變粗，逐漸轉為泥質砂岩，並有透鏡狀構造。

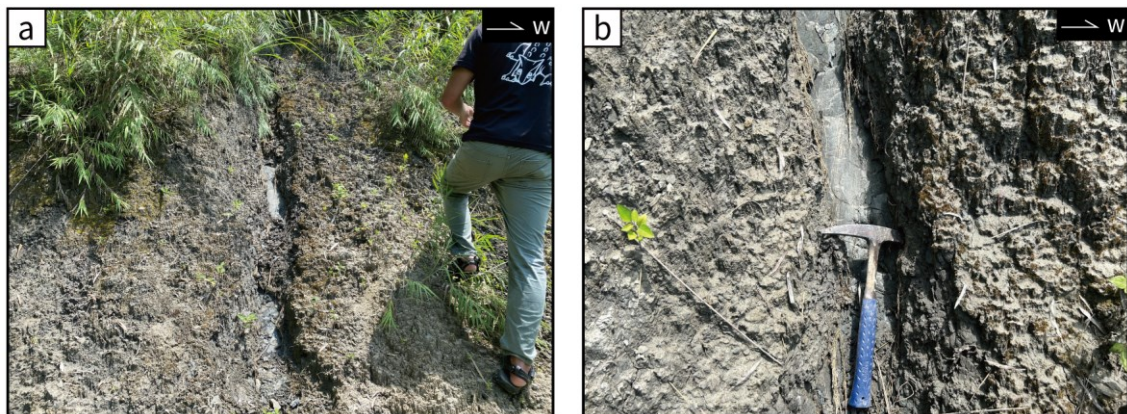


圖 4-13，後龍溪南岸厚層頁岩（S20）。

- a. 表層頁岩受風化，在裸露表面形成泥質的風化殘餘，若是受風化時間久了即不易分辨且容易崩落，因此南段路線中缺失部分很可能是頁岩較多之區域。
- b. a 圖近照，可見未受風化頁岩為均質細粒的灰色頁岩。



4.2.2 後龍溪北岸台 6 線沿線 (N)

後龍溪河床北側因為植被茂盛，無法觀察到露頭，河床中也沒有露頭出現，因此無法直接觀察到可能出現東苗栗構造南端露頭之位置。

後龍溪北岸的福基階地下方出現底岩露頭，出露在其南側的台 6 線沿線，區域內岩層也沒有倒轉，且岩層皆朝西傾，因此地層東側為下部，西側為上部（圖 4-14；表 4-3）。N02 處大多已有擋土牆工程阻擋，只有出露數層的砂岩，以及厚約半公尺之粉砂岩和頁岩層。其中在台 6 線南側出露高聳堅硬的厚砂岩，因為侵蝕差異的關係留存明顯的邊界（N03，圖 4-15）此砂岩層的道路北側留有少部分的露頭，可以看到部分的頁岩以及砂頁互層的出露。

沿著此剖面向西穿越 N03 與 N04 之間聚落後，在福基階的西南側出露了大約 50 米的底岩露頭，此露頭後段部分正好位於福基階崖的南端，與頂面相差約 5 到 10 米的距離，位於地形崖高度一半的位置，N04 至 N09 露頭以砂岩為主體，偶爾有薄層頁岩出現，且越往上部粒徑越小，呈現泥砂岩樣貌。N04 到 N10 之間的底岩上方皆覆有礫石層，惟保存厚度不一，與下方底岩呈不整合接觸（圖 4-3b，N10）。

依照 2.2 章回顧的前人研究岩石地層順序與本研究觀察到砂岩為主之地層，本處應該依序出露桂竹林層序列之岩層，因此本研究認為出露於福基階東南側 N03 的高聳砂岩層應為關刀山砂岩段，而西南側 N04 至 N10 的岩層應屬於魚藤坪砂岩段。

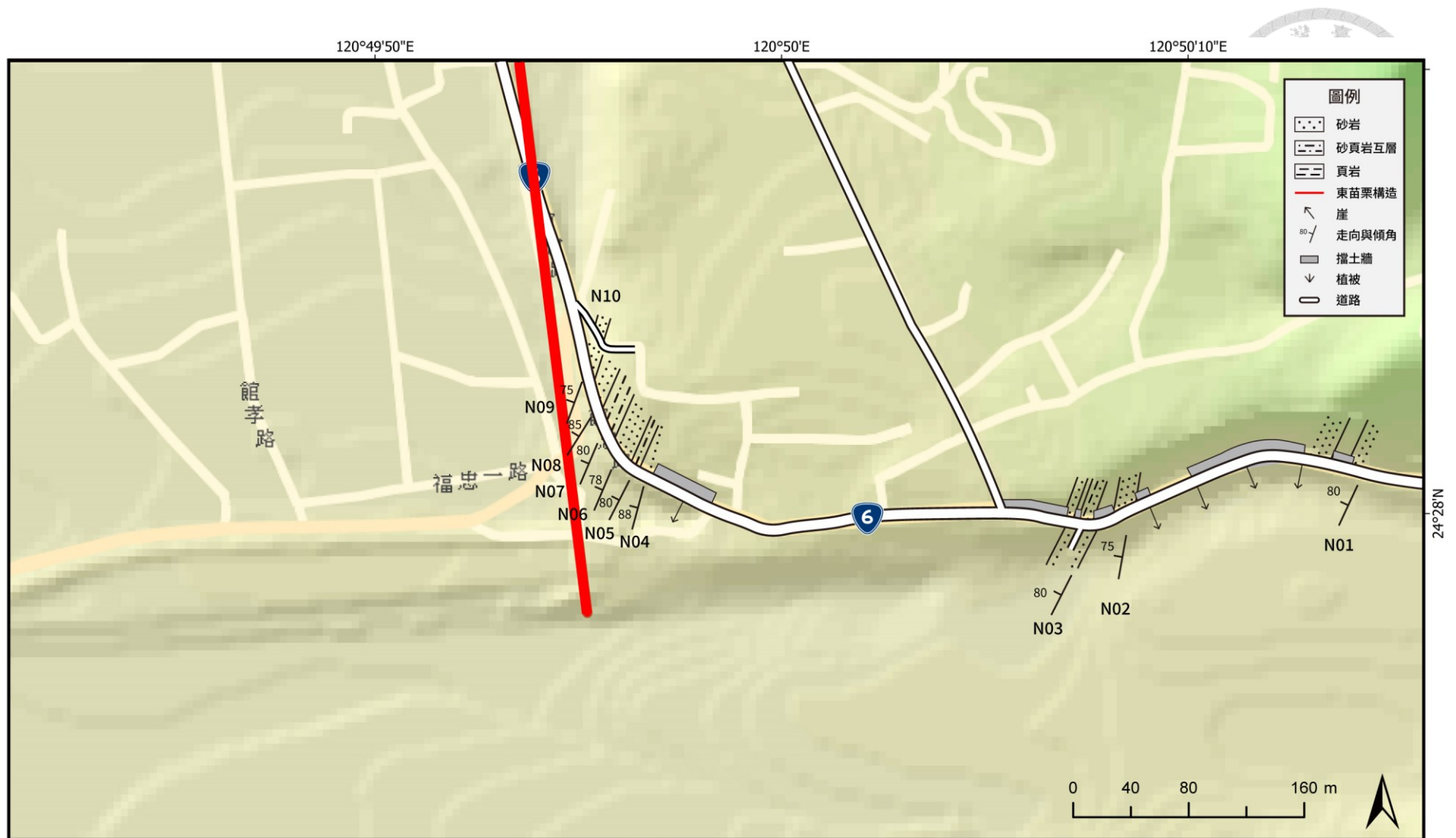


圖 4-14，後龍溪北岸台 6 線（N）四千分之一路線地質圖。

表 4-3，後龍溪北岸台 6 線 (N) 岩性紀錄表。

點位	岩性描述	位態
N01	膠結鬆散之白色粗砂岩，淘選度良好。	(205, 80)
N02	砂頁岩互層。	(188, 73) (190, 75)
N03	下部為厚層硬砂岩，膠結良好，中間缺失一段岩層，由其位態沿線往北延伸之岩性推測為頁岩，上部為槽狀灰色粉砂岩層，硬度較下部軟，其粒徑逐漸向上變粗。	(207, 80)
N04	淘選度良好之均質白砂岩，膠結程度不佳。此點位以東為擋土牆，可觀察到部分出露岩層為頁岩層，偶爾夾有砂岩層。	(195, 88)
N05	砂頁岩互層，出露約二公尺，摻有泥質碎塊。	(207, 80)
N06	厚層砂岩為主，膠結程度不良，偶爾夾有薄層頁岩或是較硬之中砂岩。	(203, 78) (205, 85)
N07	一系列砂頁岩互層以及砂岩交替出現，砂頁岩互層砂岩與頁岩比例約為 2：1，其中砂岩厚約 10 公分，頁岩則相對更薄。砂岩層則會以一至兩公尺厚度單獨出現。	(210, 85) (200, 83) (203, 80)
N08	約三公尺厚之砂岩，為淘選度良好、膠結程度不佳的堅硬灰色砂岩，帶有生痕化石。	(212, 85)
N09	厚層灰色砂岩，內有生痕化石，十分堅硬且難敲，其內摻有薄泥層，而粒徑由下至上逐漸變粗，由較粉砂進入細砂。	(200, 75)
N10	砂岩上覆河道礫石層。	

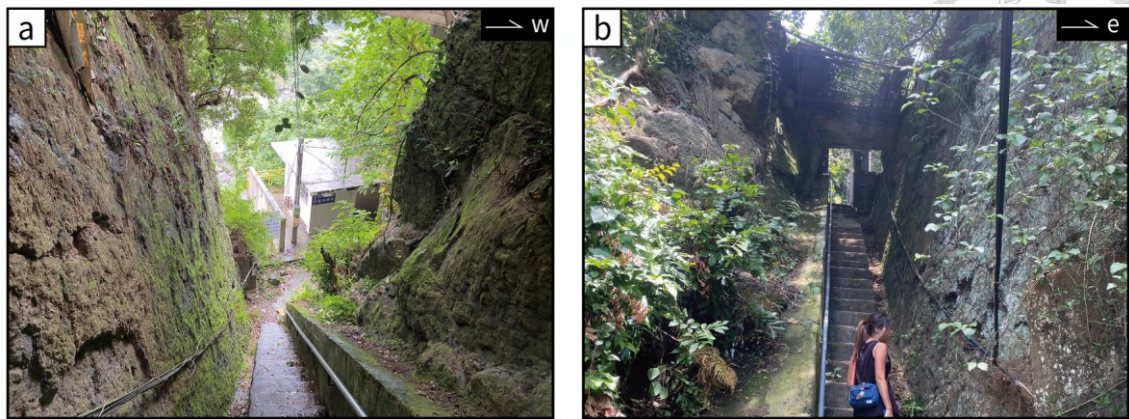


圖 4-15，後龍溪北岸之硬砂岩層（N03）。

- a. 由北往南拍攝。此露頭為通往當地取後龍溪河水的穿龍圳要道上，由人為挖掘並建造出此階梯通道，儘管受到人工挖掘過，仍可以見到左側（下部）有平整之天然面，其為厚層的硬砂岩層，右側（上部）則為帶槽狀構造之灰色粉砂岩層。根據此岩層向北之延伸，在台 6 線北側觀察到部分頁岩之露頭殘留，因此推測中間走道部分為較軟弱之頁岩層，成為古人開闢要徑的挖掘地點首選。
- b. 同一露頭由南往北之拍攝。右側為下部，左側為上部。



4.2.3 後龍溪北岸山溝 (R)

後龍溪北岸的另一條剖面位在福基階北側，有一條未經人為開發的山溝，其寬度大約 2—3 公尺寬，山溝底部以頁岩為主要構成，偶有粒徑相對較粗的粉砂岩層通過，下部的砂岩常含細粒 (fine grain) 石英，砂岩可厚 2—3 米，岩層序列的粒徑越往上部粒徑越細，砂岩層厚度也逐漸減少 (圖 4-16；表 4-4)。最上部為厚層頁岩 (R10，圖 4-17a)，從前人文獻推論，此處 R02 至 R09 的厚層頁岩應該為錦水頁岩標準地層所在地 (大村一藏，1928；江婉綺與陳柏村，2021)。此頁岩層粒徑不時轉為粉砂岩和細砂岩且彼此整合接觸，在頁岩內不時夾有含零星石英顆粒的粉砂岩，因此在受溪水侵蝕的潮濕環境不易分辨其粒徑大小變化。然而因差異侵蝕的關係，在河道內 R04、R05、R07、R09 等四處因砂岩層較厚，常形成侵蝕落差 (R04，圖 4-17b)，提供本研究定位砂岩層出露之位置和岩性變化產生的層理面以進行位態量測。

位於後龍溪北岸的 N 剖面以及 R 剖面都位於東苗栗構造的上盤區域，因此本研究以 N 剖面的 N02 至 N09 的 12 組層理位態以及 R 剖面的 R02 至 R10 的 11 組層理位態進行平均，得出東苗栗構造上盤區域的平均位態為 (202.5, 77.7)。

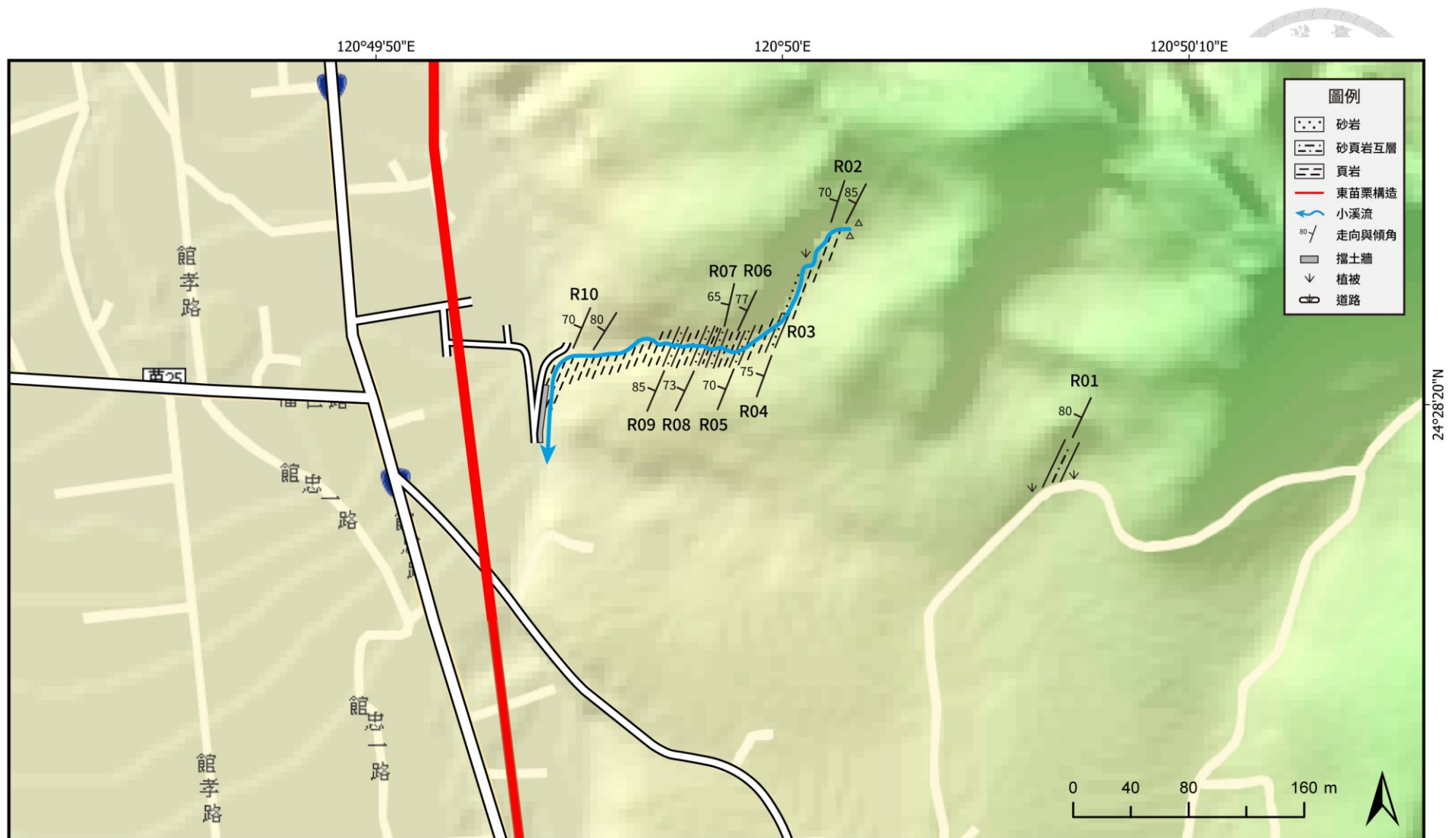


圖 4-16，後龍溪北岸山溝（R）四十分之一路線地質圖。

表 4-4，後龍溪北岸山溝（R）岩性紀錄表。

點位	岩性描述	位態
R01	砂頁岩互層，風化嚴重的膠結差黃色砂岩，夾有數公分厚的頁岩層。	(205, 80)
R02	厚層深灰色頁岩，粒徑偏向粉砂。	(198, 70) (207, 85)
R03	頁岩層中出露灰色細砂岩，以及黃色中砂岩。	
R04	堅硬塊狀灰色砂岩，在溪谷中形成三公尺之差異侵蝕的高度落差，顆粒均質且為細砂，砂岩下部含有石英顆粒且敲擊聲響亮。	(200, 75)
R05	頁岩層中出露灰色砂岩，在溪谷中產生差異侵蝕的高度落差約 1.5 公尺。	(202, 70)
R06	深灰色頁岩層，頁岩以泥質至粉砂質為主，部分帶有透明石英顆粒。	(205, 77)
R07	頁岩層中出露灰色砂岩，在溪谷中產生差異侵蝕的高度落差接近一公尺。	(193, 65)
R08	深灰色厚層頁岩，夾有黃色中砂層。	(205, 73)
R09	含石英顆粒之灰色砂岩，在溪谷中形成一公尺之差異侵蝕落差，砂岩兩側皆為厚層頁岩。	(203, 85)
R10	深灰色厚層頁岩，上部十公尺為純頁岩，少有細砂岩層出現。	(203, 70) (210, 70) (212, 80)

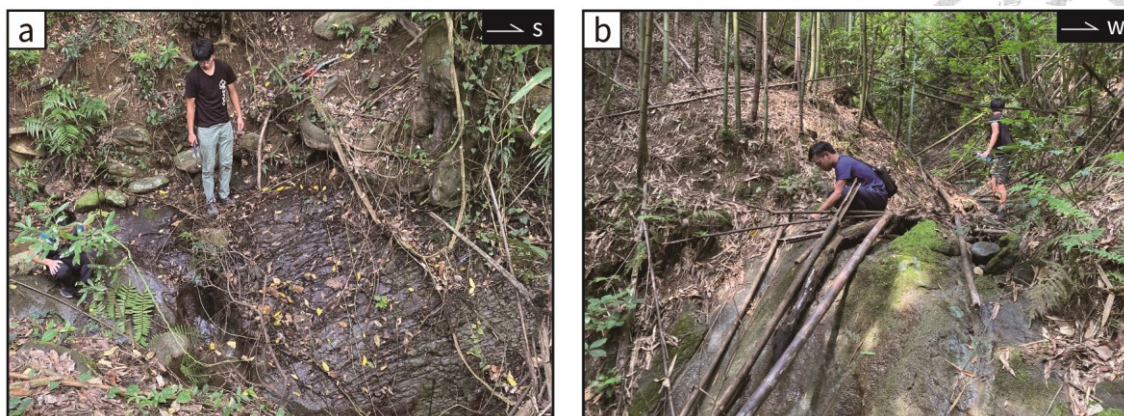


圖 4-17，後龍溪北岸之頁岩層（R10 與 R04）。

- a. 點位 R10，底岩由頁岩組成之山溝，僅有持續受河川侵蝕之部分可見出露之頁岩層。此頁岩層厚度超過一百公尺，內部不時穿插粉砂岩層，與錦水頁岩描述一致。
- b. 點位 R04，為本研究觀察到頁岩層中最厚之砂岩層，厚度約三公呎，在溪谷中形成約三米的侵蝕落差，岩性為灰色砂岩，含有石英顆粒且敲擊聲響亮。

4.2.4 路線地質圖岩層對比

綜合上述 S、N、R 三個剖面的地層資料，本研究將其統整為一萬分之一比例尺的路線地質圖（圖 4-18）。本研究進行岩層對比時，依據野外觀察所得之岩性描述分別整理南、北兩區域之岩性序列，再以具有代表性特徵之岩層作為對比基準。對比方式以單一岩層為單位，而非採用岩石地層單位，能更準確反映區域內可能的構造活動對岩層的影響。在估計可能地層位移量時，也將根據原先的四千分之一比例尺上的差距進行測量。根據野外路線地質圖調查結果，本研究辨識出三組具有代表性且可清楚對比南、北岸的岩層，分述如下：

I. 厚層塊狀砂岩與頁岩交界：S03 與 N03

在後龍溪南岸 S03 處觀察到厚層砂岩與頁岩的明顯邊界，其中厚層砂岩為堅硬的灰色砂岩（圖 4-12），粒徑為細砂（fine sand），可以觀察到石英顆粒，內部膠結程度中等，經手指搓揉即可分離。因為堅硬的岩性造成差異侵蝕，在頂部形成明顯的岩性邊界，其位態為（210, 70）。上方則整合覆蓋頁岩層，純頁岩約厚 50 公分，頁岩層由底部往上的砂質含量逐漸增高，並出現透鏡狀構造。

在後龍溪北岸 N03 處則出露一層堅硬厚層砂岩（圖 4-15），自台 6 線道路北側延伸至南側（圖 4-14），由階地往河床方向延伸。此砂岩頂部為均質灰色細砂，而受風化部分呈現膠結差的黃砂，與上部整合接觸的岩層之間有明顯交界面，其位態為（205, 81），上部岩層交界面如 4.2.2 所述，已經受人為挖掘而消失，不過從道路北側殘存的部分頁岩露頭可以推測該處原先為較軟弱之頁岩層，在已消失的頁岩層上部則為粒徑約為粉砂之岩層，帶有石英顆粒和透鏡狀構造。本研究認為在後龍溪南岸與北岸出現的砂岩、頁岩與透鏡狀粉砂岩序列，能夠提供相當可靠的岩層對比依據。

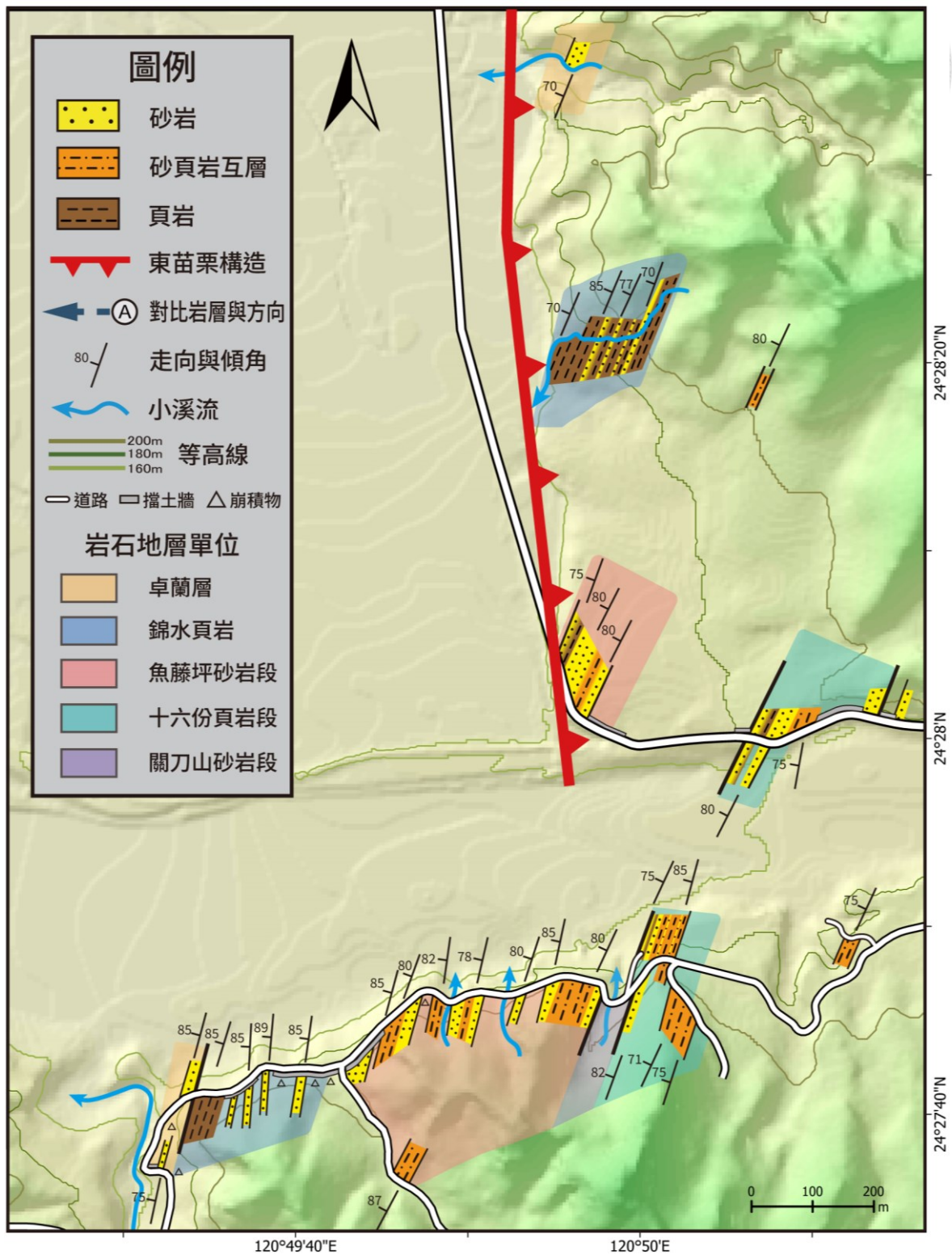


圖 4-18，本研究區域的一萬分之一路線地質圖。

將原先的三幅四千分之一比例尺路線地質圖，整合為一幅一萬分之一的路線地質圖。



II. 頁岩夾堅硬塊狀砂岩：S16 與 R04

在後龍溪南岸 S16 處觀察到一層堅硬塊狀砂岩（圖 4-11；表 4-2），雖然出露厚度僅約 30 公分，但其砂質粒徑均勻，以地質鎚敲打的敲擊聲響亮，從位處於植被中的位置推測，為頁岩層中的堅硬塊狀砂岩層。

在後龍溪北岸山溝的厚層頁岩中，則觀察到多層砂質頁岩或泥質砂岩穿插於其中，因侵蝕差異形成高度不一的河床落差，其中落差最大者為一層厚約三公尺的灰色砂岩（圖 4-17b，R04），其尤為堅硬，為均質細粒石英組成且膠結良好，同樣敲擊聲清脆，與上覆頁岩邊界位態為（200,70）。因此依據兩者的岩性特質與其位於頁岩層中的位置，本研究推測其為相對應之砂岩層。

III. 厚層頁岩：S20 與 R10

後龍溪南北岸都在砂頁互層及砂岩結束後出露厚層頁岩，在後龍溪南岸位於 S20（圖 4-13），厚十至二十公尺且無砂岩出現，位態為（197, 85）。在後龍溪北岸 R10 處（圖 4-17a），為厚層深灰色泥質頁岩，不含砂質層，位態為（210, 75）。兩處的岩性序列位置一樣且位態相似，因此可以做為構造上下盤之間對比的重要依據。

從上述三個同樣在後龍溪南岸與北岸出現的岩層對比，顯示南北岸東苗栗構造上下盤之間有著相似的岩性序列。除這三處可以直接對比的岩層以外，在 S 剖面以及 N 剖面的砂頁互層，也分布於剖面中相似位置，且同樣有類似由下至上逐漸由粉砂漸粗轉為細砂的傾向，顯示其都位於相似的淺海相沉積環境。然而砂頁互層的分布範圍受到古地形面影響較大，同樣岩層在空間上連續性較差，因此要以單一岩層進行對比較不容易。

不過利用上述三組有較明顯可辨識特徵的岩層，本研究將能夠依照第 3.2.4.3 章節的方式進行地層對比。本研究預期若東苗栗構造累積活動，應會隨著活動次

數的增加，在相同海拔上會使上盤地層相對下盤逐漸水平向西移。因此，若以走向平均值作為對比方向的延伸，受構造影響的上盤地層應該會比下盤地層更偏向西側。

野外調查的位態結果顯示，東苗栗構造上盤的 N 剖面以及 R 剖面的平均層理面位態值為 (202.5, 77.7)，其量測的數值皆位於後龍溪之北岸；下盤 S 剖面的位態平均值為 (196.1, 80.6)，量測的數值皆位於後龍溪之南岸，屬於不會受到東苗栗構造影響之區域。理想上應該使用不可能受過錯移影響之下盤平均位態進行對比，然而本研究為保險起見，將分別以南岸以及北岸平均位態進行對比。

本研究以平均位態對比的結果顯示（圖 4-19，圖 4-20），無論以上盤或下盤之平均走向進行對比，上盤區域內的地層不但沒有西移，反而位於對比延伸線的東側。若東苗栗構造曾經歷過多次的錯移，在抬升地表產生地形崖的同時，由東向西的擠壓過，也會對上盤產生向西的水平位移分量，然而對比結果顯示地層不只沒有向西錯移，反而位於預期位置的反方向，顯示地層不似經歷過構造的錯動，甚至有不曾位移過的可能性，因此福基階崖似乎不大可能為構造錯移產生之地形崖。

以對比點距離最接近之 S03 與 N03，使用南岸的平均位態對比結果為例（圖 4-19），對比後北岸岩層仍位於東側約 20 公尺處，與預期的西側相反。在第 3.2.4.2 章節誤差範圍中提到走向的誤差在橫越後龍溪的寬度後，會有約 ± 23 公尺的誤差範圍，因此即便在考量誤差的 23 公尺範圍後，也只會得出岩層幾乎吻合的結果，顯示即使考慮對比時因為距離與誤差產生的走向不確定性，此區域之地層仍不像位移過的結果。

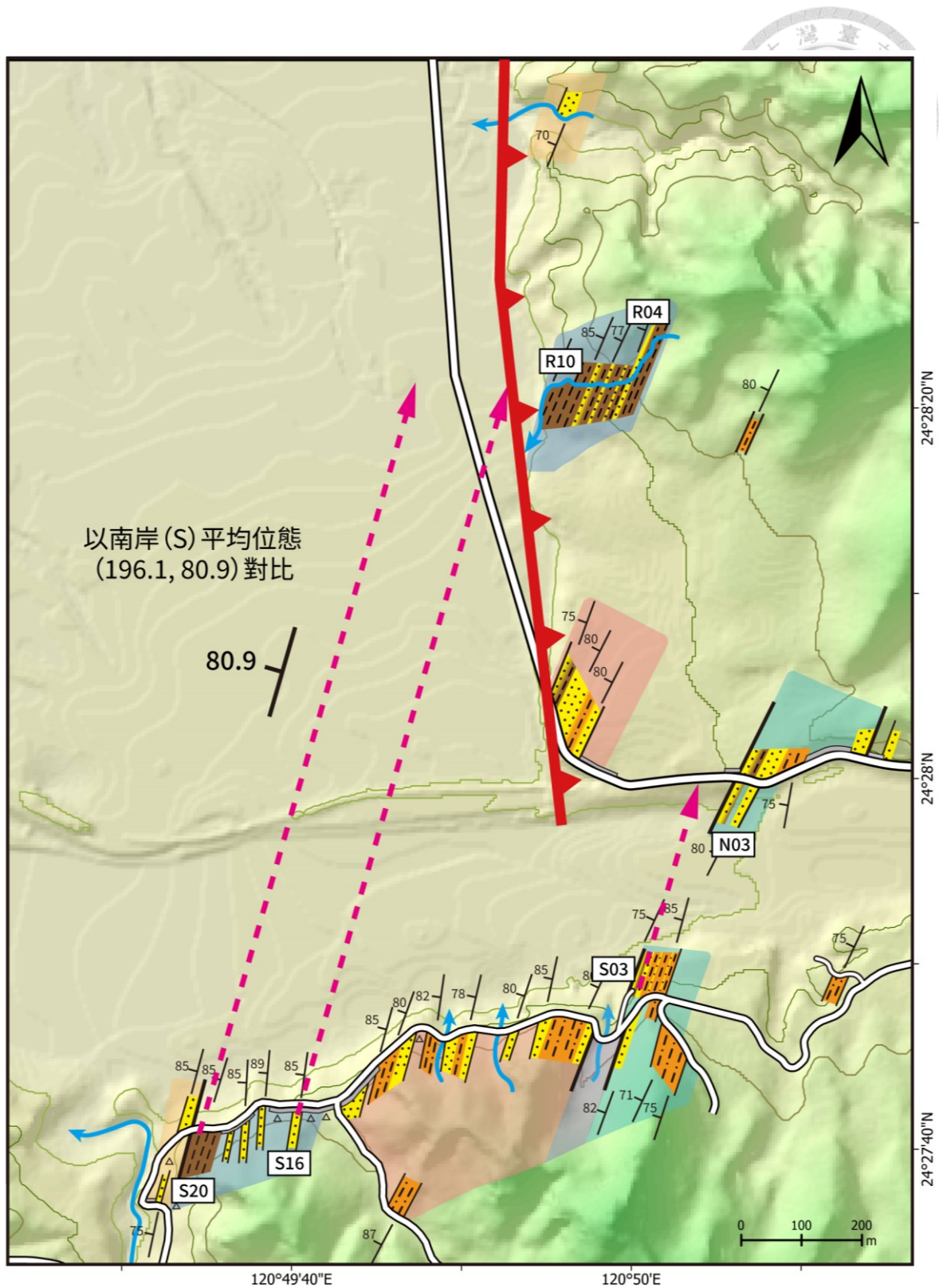


圖 4-19，以南岸平均位態對比岩層錯移量結果圖。

使用下盤對比點為基準，以南岸平均位態（196.1, 80.9）方向之虛線對比北岸地層，圖示化其與預期位置之間的差距。對比結果顯示，上盤地層不但沒有向西移動的傾向，反而位於對比線東側。

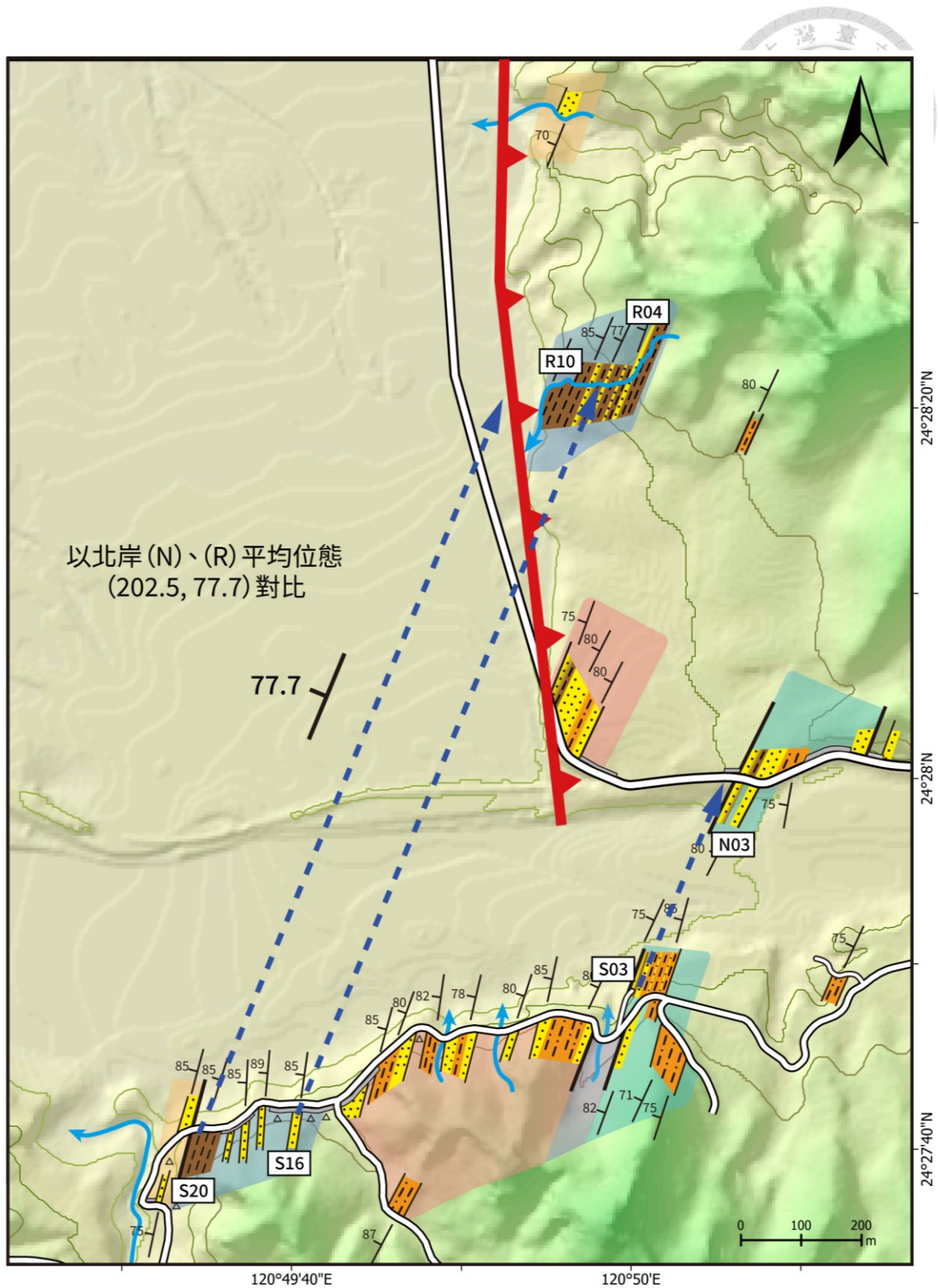


圖 4-20，以北岸平均位態對比岩層錯移量結果圖。

使用下盤對比點為基準，以北岸平均位態 (202.5, 77.7) 方向之虛線對比北岸地層。對比結果也顯示上盤地層沒有向西移動，需要在考慮誤差值的情況下，才有可能使上盤地層相對於下盤地層有向西位移的跡象，此點將於 5.1 節進行討論。



4.3 沖積層

根據野外調查的結果，本研究於後龍溪河床中觀察到卓蘭層底岩的出露（圖 4-21），顯示該區域仍處於持續下切的狀態。為進一步掌握區域內沖積層分布情形，以及東苗栗構造對其之可能影響，本研究彙整區域內的水文地質與工程地質鑽井資料，繪製區域現代沖積層之厚度分布圖，亦即底岩相對地表之深度分布圖（圖 4-22）。

圖 4-22 的三個東西向剖面顯示後龍溪河谷中並沒有厚層的沉積物，厚度除一處外，都在 20 公尺以下，且沒有厚度向東漸厚的分布情形，唯一一處厚度超過 20 米之沖積層為圖中黑點，其成因將於 5.4 章進行討論。後龍溪河谷東北側的沖積層厚度顯示（圖 4-22，F—F'剖面），在東苗栗構造上下盤之間沒有明顯的沉積層厚度差異。



圖 4-21，後龍溪河床中砂岩底岩出露照片。

於河床中出露約半公里長之砂岩層露頭，帶有強烈生物擾動以及波浪構造，應為卓蘭層底岩，出露高度可以高於現有水面一公尺。照片拍攝位置詳見圖 4-23。

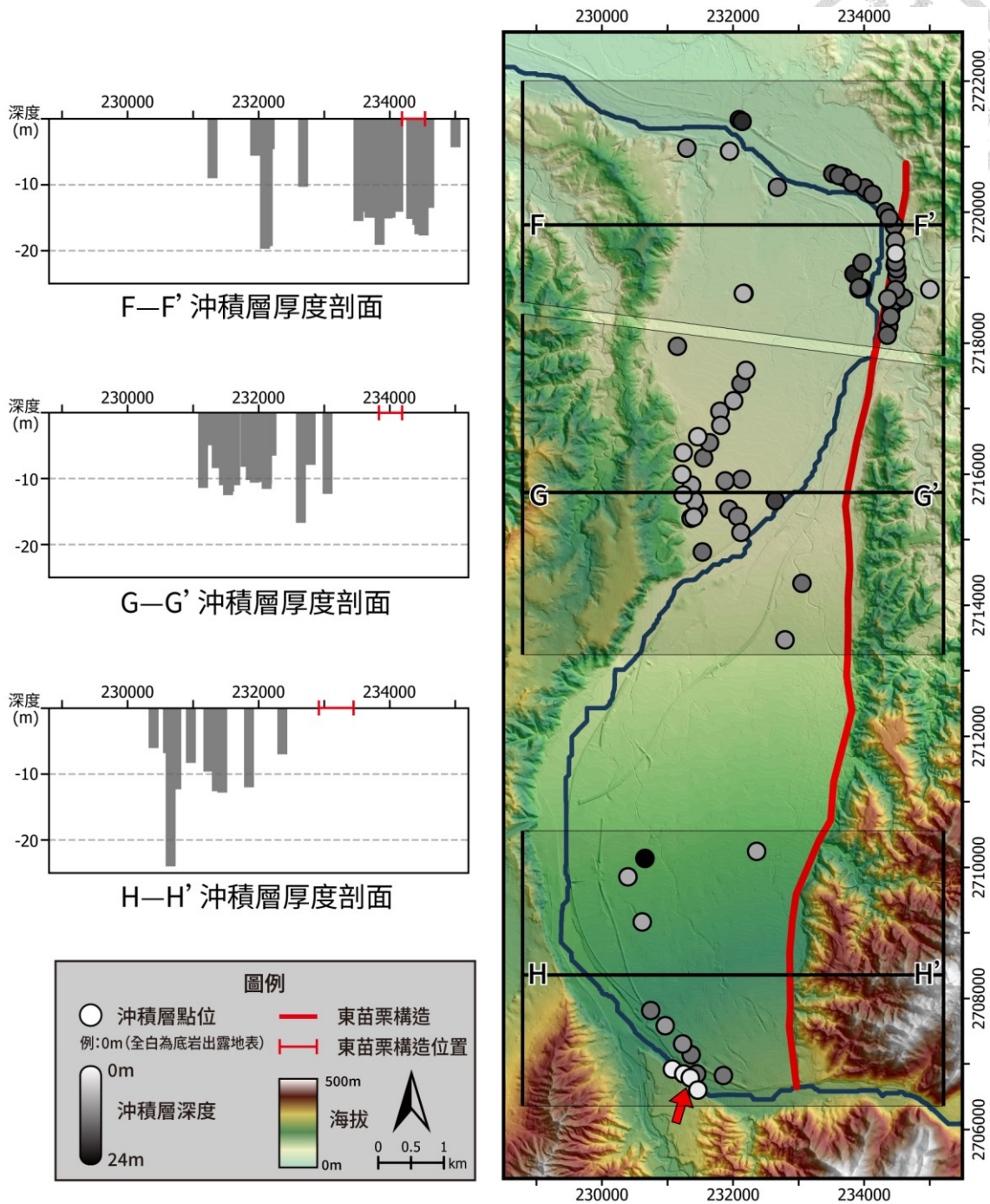


圖 4-22，後龍溪河谷平原內沖積層厚度圖。

白色點（紅色箭頭處）代表能在地表觀測到底岩，沖積層厚度越深者顏色越深，代表底岩距離地表深度越深，剖面圖中紅線範圍為東苗栗構造於剖面中地表出露範圍。沖積層厚度資料取自：經濟部地質調查及礦業管理中心，2025；吳樂群，2001、2003；李德河，2005。

第五章 討論



5.1 東苗栗構造是否造成地層錯動—地層對比最大誤差討論

根據第 4.2 節的結論，在考量地層平均位態與誤差的對比之下，本研究認為東苗栗構造南端的地層沒有明顯錯動，因此認為東苗栗構造不一定需要存在。然而，為確保推論的可靠性，本節將進一步以平均位態可能產生的最大誤差值，檢驗調查區域內地層是否有錯動之可能。

依據第 3.2.4.2 節的說明，岩層位態在高角度測量時，其走向可能存在 $\pm 3.8^\circ$ 的誤差 (Cruden & Charlesworth, 1976)。以南岸為基準對比北岸上盤地層時，在地層位置固定的情況下，若要使上盤地層產生向西位移之結果，就需要走向延伸的對比線位於目標岩層的東側，也就是較為偏東的走向。因此本節將討論考量向東正偏移的最大誤差後，地層對比的結果。

在南北岸的平均位態之中，上盤地層的平均位態 (202.5, 77.7) 較為偏東，考量向東 3.8° 的走向誤差後的位態為 (206.3, 77.7)，並依此最大誤差的平均位態進行對比 (圖 5-1)。對比結果顯示，三組對比點中仍有兩組位於對比線上或者對比線東側，顯示多數資料均不支持此區域有地層錯移的跡象。僅有中間的 S16—R03 對比點岩層在考量此一最大誤差值後產生上盤相對向西位移的現象，而其對比目標岩層僅位於預期位置之西側約 56 公尺處。

然而，此結果僅在利用野外測量到最為偏東的走向值，再搭配最大誤差時，才會出現。在這樣的設定下，三組對比點仍有兩組不支持錯動，因此即使納入誤差條件，整體證據依然不足以顯示東苗栗構造曾經造成明顯的地層錯移紀錄，表示原先因福基階崖而認定東苗栗構造存在的條件不成立。

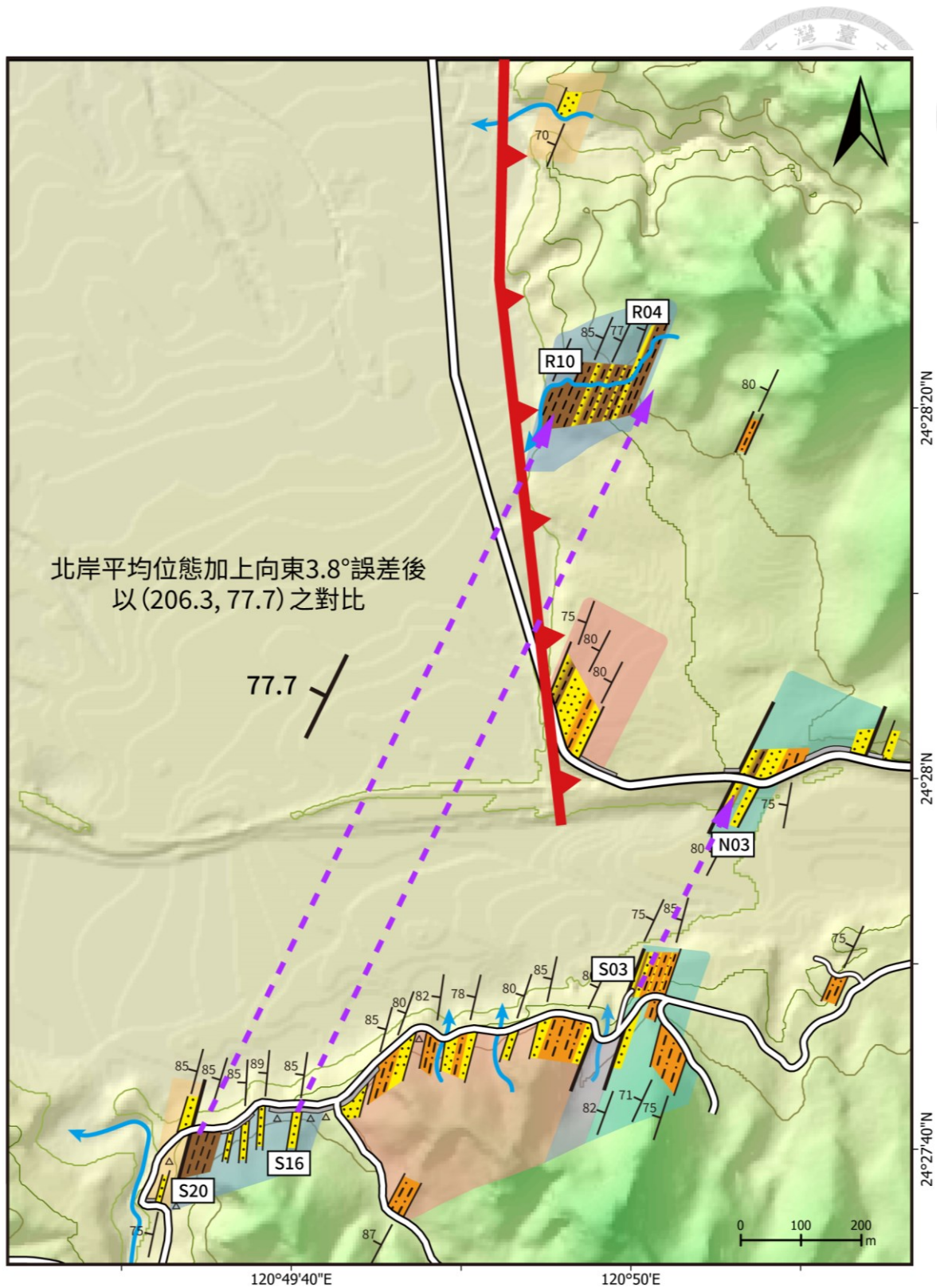


圖 5-1，路線地質圖誤差對比圖。

將北岸山溝（R）及台 6 線沿線（N）剖面之平均位態，加上正方向 3.8° 的最大誤差量之結果得出的（206.3, 77.7）從南岸基準點向北對比之結果。



5.2 後龍溪河谷沖積層與東苗栗構造之關係

本研究預期在東苗栗構造存在且活躍的狀況下，應該可以在現生沖積層下觀察到上盤的底岩較高，而下盤沖積層較厚的情形，表示因為構造長時間在此區域活動，讓地形高度產生變化，使得下盤更容易堆積沉積物（圖 3-3）。東苗栗構造北段的構造線兩側都有沖積層，因此較適合進行本項觀察。東苗栗構造南段構造線則僅下盤分布較多沖積層，因此不利於比較上下盤的沖積層厚度。但在預期東苗栗構造存在的狀況下，仍可推測在下盤區域會長時間處於相對沉降的環境，並出現較厚的沉積層。

根據本研究 4.3 節統整之鑽井資料，後龍溪河谷內卓蘭層底岩之上的沖積礫石層普遍不厚，在東苗栗構造北段，跨越構造線附近的沖積層沒有明顯落差（圖 4-21），顯示東苗栗構造北段並未對此處產生影響，與 4.1.1 節對於東苗栗構造北段地形崖能夠以河蝕的解釋結論一致。東苗栗構造南段的結果顯示，位於構造下盤的後龍溪河谷沖積層並未明顯增厚，顯示其未處於長期沉降環境，且無沉積層靠近構造線漸厚的情形，表示東苗栗構造並未對此處產生影響。而在福基階崖西側下盤的不遠處，甚至能觀察到出露於河床中的底岩，顯示後龍溪河谷南段似乎整體都在抬升，主要的地表抬升不是由位於河谷東側的東苗栗構造所控制，而應該有更主要的控制者位於西側，造成區域整體的抬升與底岩出露。



5.3 福基階崖及東苗栗構造沿線為河蝕崖之可能性

福基階地的地形崖作為東苗栗構造的關鍵地形，其成因存在爭議性，東苗栗構造之所以被 TEM 視為孕震構造，正是認為福基階崖為構造錯動抬升形成。TEM 認為福基階崖不大可能是河蝕崖，是基於該崖與現生後龍溪河道近乎垂直，與地形學上常見的河川侵蝕地形幾何關係不符，在後龍溪河谷平原中也未有保存其他足以佐證福基階崖為河蝕的地形證據，因此，TEM 在地形辨識上初步排除河蝕成因的可能性，轉而支持構造錯動的解釋。然而，根據本研究進行的岩層對比結果，福基階地周遭的地層未觀察到明顯的位移跡象，顯示該地形崖可能並非由構造活動產生。在這種情況下，便需要討論福基階崖是否有可能由河蝕形成。

為釐清此一問題，本節將從階地面保留的古河床面地形特徵討論全新世以來可能的河道變化，並以文獻回顧和早期地形圖探討後龍溪自十九世紀以來的河道演育歷史。

第 4.1.1 節頭屋階地分析顯示，頭屋階地可由河蝕解釋現有地形特徵；第 4.1.3 節則指出公館階地群為後龍溪沖積形成，且當時需要曾經發生大幅度河道轉彎，才能在出礮坑背斜西翼沖刷出這些階面，也顯示公館階面與河谷平原間的地形崖可由河蝕作用形成。若以公館階地群中海拔最高的上坪頂東側崖做為邊界，勾勒出當時河川可以流經的最大範圍（圖 5-2，不受古後龍溪沖積區域之外），且階地群中的中坪頂有不明顯的南北向地形崖（圖 5-2，紅箭頭處），表示由後龍溪侵蝕出南北向的河蝕崖具有一定可能性。而西側年輕階面上可以觀察到圓弧形的山前緣輪廓，同樣指示由河流侵蝕的可能性（圖 5-2，深藍箭頭處）。因此，本研究認為東苗栗構造沿線在福基階地以北的南北向地形崖與山前緣，皆可以用河流侵蝕作為主要應力來源解釋，顯示後龍溪過去的確曾經在流出山區後，近乎垂直的轉向北流，而被前人認為是構造崖的福基階崖也因而有河流侵蝕形成的可能。

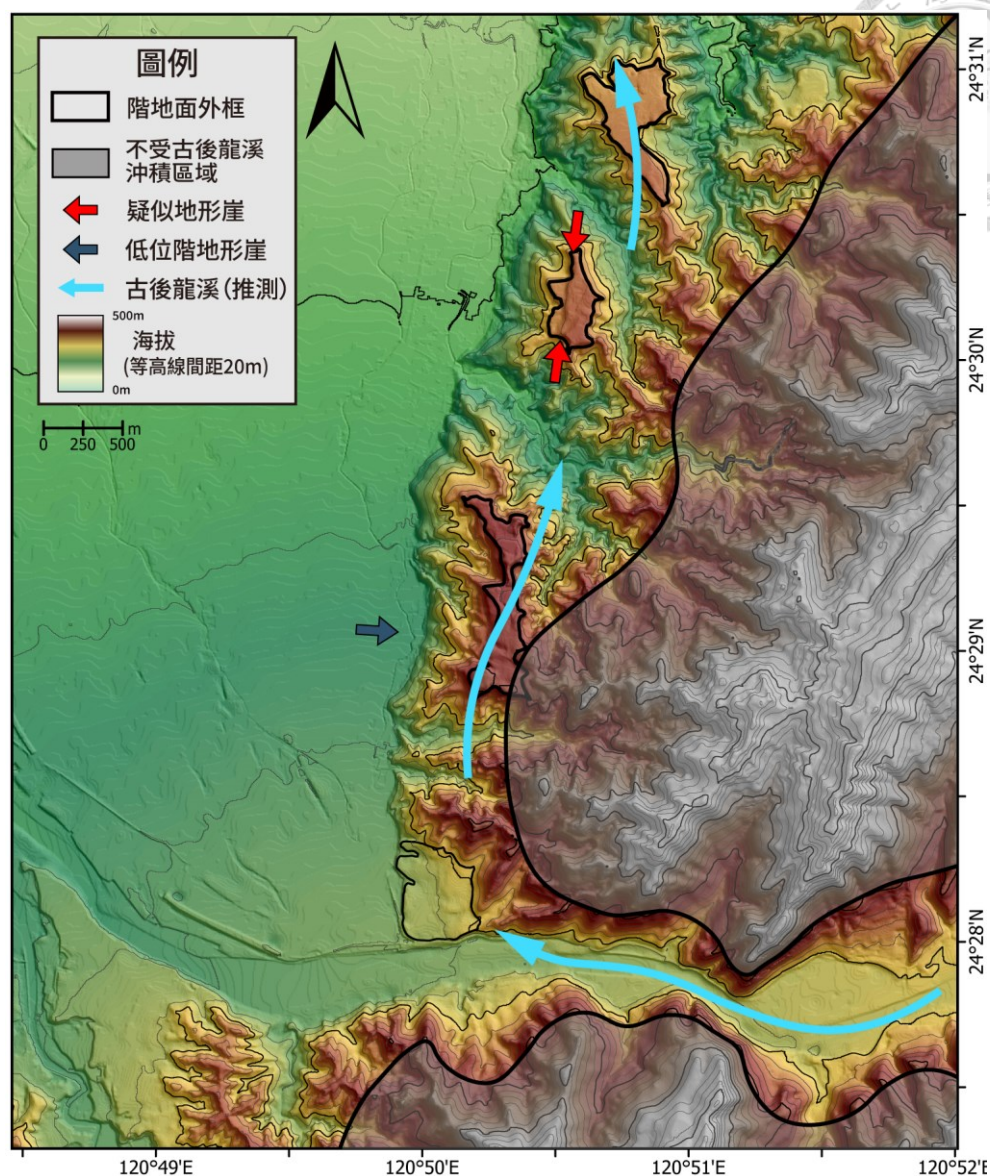


圖 5-2，古後龍溪形成公館階地群模擬示意圖。

1. 藍箭頭處標示的圓弧形狀地形崖，指示著由河流侵蝕的可能性。
2. 黑線標示形成公館階地群的上坪頂階面時，古後龍溪可能流經的東側最大範圍。以上坪頂東側崖的海拔 293 公尺為分界，根據地形變化畫出的後龍溪可以沖刷到的最大範圍，以淺藍色箭頭模擬推測沖積出公館階地時可能的古後龍溪河道位置，顯示要在此處沖積河階面需要古後龍溪大幅度轉彎。
3. 紅箭頭處標示不明顯的南北向地形崖，惟階地面保存面積過小，無法提供良好判斷是否為不同時期階面之間的地形崖。



公館階地群已發育紅土，因此古後龍溪沖積形成公館階地群是數萬年前發生的事，與比高較低的福基階面在沖積後產生的福基階崖時間不同，因此需要尋求更近期的資料解釋福基階崖之成因。由於缺乏其他年輕地質與地形的資訊，本研究利用文獻記載資料探討後龍溪近代地貌變遷的可能線索。

現生後龍溪流出出磺坑背斜山區後，沿著後龍溪河谷平原的最西側往北流至苗栗市一帶轉為北流，河流東岸沿途流經福基村、石圍牆、七十份與中心埔等村莊，然而這樣的流向其實是受人為控制而成。在十九世紀時，後龍溪仍是以天然沖積扇的形式沖刷後龍溪河谷平原，從淡水廳志中苗栗一帶的古地圖可見當時的七十份跟中心埔兩側皆有河道分布（圖 5-3，陳培桂，1871）。村莊中心埔即得名於位在後龍溪「河中心埔个地」（呂榮泉，1981），顯示該村莊位處於後龍溪氾濫地之中，其於 1790 年已開墾設庄（張正田，2010）。中心埔南側的七十份同樣位在當時河川中的沙洲地，顯示當時後龍溪在此曾有多條河道（圖 5-4）。

1817 年時，人們開墾位於更上游的石圍牆庄，在其東側同樣也有後龍溪河流經。石圍牆庄為福基階崖下西側的村莊，當地文人陳漢初於 1927 年撰寫完成的《石圍牆越蹟通鑑》便記載了該村自十九世紀以來周遭的水文變遷（陳漢初，1991）：

本庄地位係原為河川浮覆地，當本庄開闢時，大河由福基與本庄境界而流出，僅有一小部分由西方流出而已。所以本庄地位夾在兩河流域之中間，每年夏秋期，洪水氾濫之時，東西南面受害。

此段文字表示在十九世紀初期時，後龍溪的主河道是以石圍牆（本庄）東側與福基村之間的河道為主流，且此處當時仍屬於河川沖積扇氾濫地，因此河道會經常改道。根據《石圍牆越蹟通鑑》的記載，由於洪水時常氾濫至北側的蛤仔市與隘寮地區（公館市區），因此於十九世紀末左右由公館居民出資興建石堤，讓後龍溪河水多數改往石圍牆西邊流經。本研究推測該石堤位於福基崖西側處，造成河水進入石圍牆東側河道之比例大幅下降，但東側河道仍未完全廢棄。

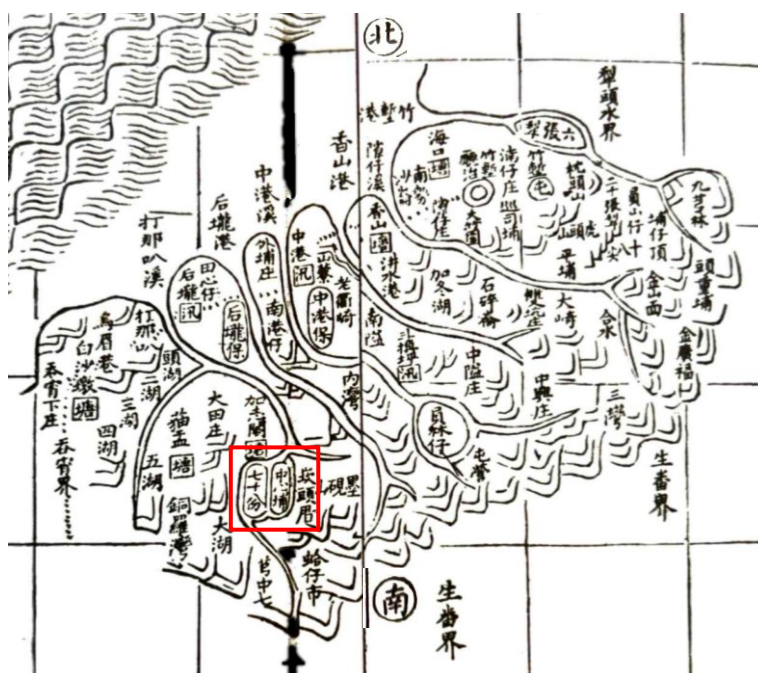


圖 5-3，淡水廳志收錄的竹苗區域地圖（修改自陳培桂，1871）。

後龍溪出海口以打那叭溪標示，中心埔與七十份位於後龍溪河道中間的河川地（紅框處），東側的崁頭厝則為現今頭屋市區；蛤仔市則為公館市區。



圖 5-4，後龍溪周遭日本時代大字地名與河道分布圖（修改自張正田，2010）。

本圖為張正田（2010）使用中央研究院 GIS 臺灣歷史文化地圖繪製後龍溪舊河道分布位置。圖中的黃線為不同大字的庄界，是 1904 年臺灣堡圖繪製測量時訂定的邊界。該邊界許多為當時舊河道邊界，例如中心埔、七十份、石圍牆東側。



1900 年代初期，日本政府開始進行後龍溪的治水工程。根據《後龍溪河川構造物調書》之記載，於 1902 年建造了福基堤防（臺灣總督府內務局土木課，1940）。其位置位於福基階崖西側與後龍溪緊鄰的區域，本研究推測前述居民興建之石堤與福基堤防為相似位置。在 1904 年測繪的臺灣堡圖（圖 5-5a）中，1902 年興建的堤防已經被標示，且將後龍溪之名稱標示在最西側的河道，顯示在由居民和政府先後興建堤防後，後龍溪平時的主河道已經與現今的河道位置無太大差異，惟石圍牆與福基之間的舊河道仍處於礫灘地狀態，雖然與後龍溪主河道之間已經由堤防隔斷，水流已經大幅減小，但推測大水時仍會變為河道，因此無法轉作耕作住居使用。至於七十份東側的河道與後龍溪主流之間仍未興建堤防，因此推測仍然是活躍的沖積扇支流。

之後在 1911 年時當地發生了辛亥年大水，將剛興建完成的福基堤防沖毀，後來日本人為防洪重新建立新的堤防，將後龍溪主流從此改道往西流（羅苡榛，2010）。而《石圍牆越蹟通鑑》也同樣記載大水過後興建新堤防的結果：

*至日政府時，把將東流一概斷絕，全河流盡歸于西片流走，
本庄雖減東北之患，而西南一帶肥沃饒田全部變為流域石崗矣。*

顯示在 1911 年的辛亥大水過後，日本政府對後龍溪的整治工程將河道定型為現在的流向（圖 5-6），同時斷絕了所有福基與石圍牆之間河川路的天然河流水源。

其後，當地陸續重建並修補福基堤防（臺灣總督府內務局土木課，1940），於 1912 年興建的石圍牆堤防，位於石圍牆村莊西側，封閉了石圍牆與七十份之間的河道（圖 5-5，粗黑線）。自此之後，後龍溪主河道經過人為改造持續向西侵蝕，使西側由十九世紀初的農田逐漸轉化為河川地，並形成今日的河道範圍（圖 5-6）。

這樣的地緣關係與舊河道邊界被保留在當地地名和行政邊界中。根據張正田（2010）的研究，福基與石圍牆之間的舊河道，在今日只留存一小水溝，此圳溝前段稱為「河東圳」、後段稱為「東河」，表示為相對位於東側之河道，也因為



舊的東河道在十九世紀初以前為後龍溪之主流，因此位於該河道以西的中心埔、七十份與石圍牆等村庄，在清朝時的地緣關係與西邊的銅鑼灣（現銅鑼市區）各庄較為接近，這樣的地緣關係與舊河道邊界，被良好的保存於1900年代進行的全臺土地測量中，該次調查首度精確測定堡界與庄界（吳密察，2017），並記錄於堡圖原圖中（臨時臺灣土地調查局，1906；圖 5-5）。

根據堡圖原圖的紀錄，本研究發現依照1904年的調查，當時後龍溪主河道已大致位於與現今河道相似之位置（圖 5-5，紅圈），這樣的結果也與游牧笛與沈淑敏（2018）分析後龍溪古地形圖的結果一致。然而，1920年實施的臺灣街庄制並未以此河道位置為庄界，而是沿用後龍溪的舊河道劃設庄界，將此區分為銅鑼庄與公館庄（張正田，2010；圖 5-5，粗黑線）。此現象顯示，在1920年代時，後龍溪的舊河道雖已逐漸被取代，卻尚未完全廢棄，惟福基與石圍牆之間因較早興建堤防，其間的河道已經廢棄，故將與中心埔和七十份地緣關係密切的石圍牆劃歸公館庄管轄，而以位於舊河道西側的七十份與中心埔則劃歸銅鑼庄。此一邊界位置延續至今，成為銅鑼鄉與公館鄉的分界，在行政區劃中保留河道變遷的痕跡。

綜合上述討論，本研究認為無論是地形圖或地方文獻紀錄，都足以顯示在人為改道之前，後龍溪主流曾流經石圍牆與福基之間的河道，表示後龍溪也能曾在近期轉向北流，可能侵蝕形成福基階崖。若結合第四章沖積層的分析結果（圖 4-21）亦可發現，沖積層紀錄顯示後龍溪河谷最厚的沖積層位置正位於舊河道上，這說明後龍溪的改道不僅留存在歷史文獻中，同時也反映在地層記錄之中。

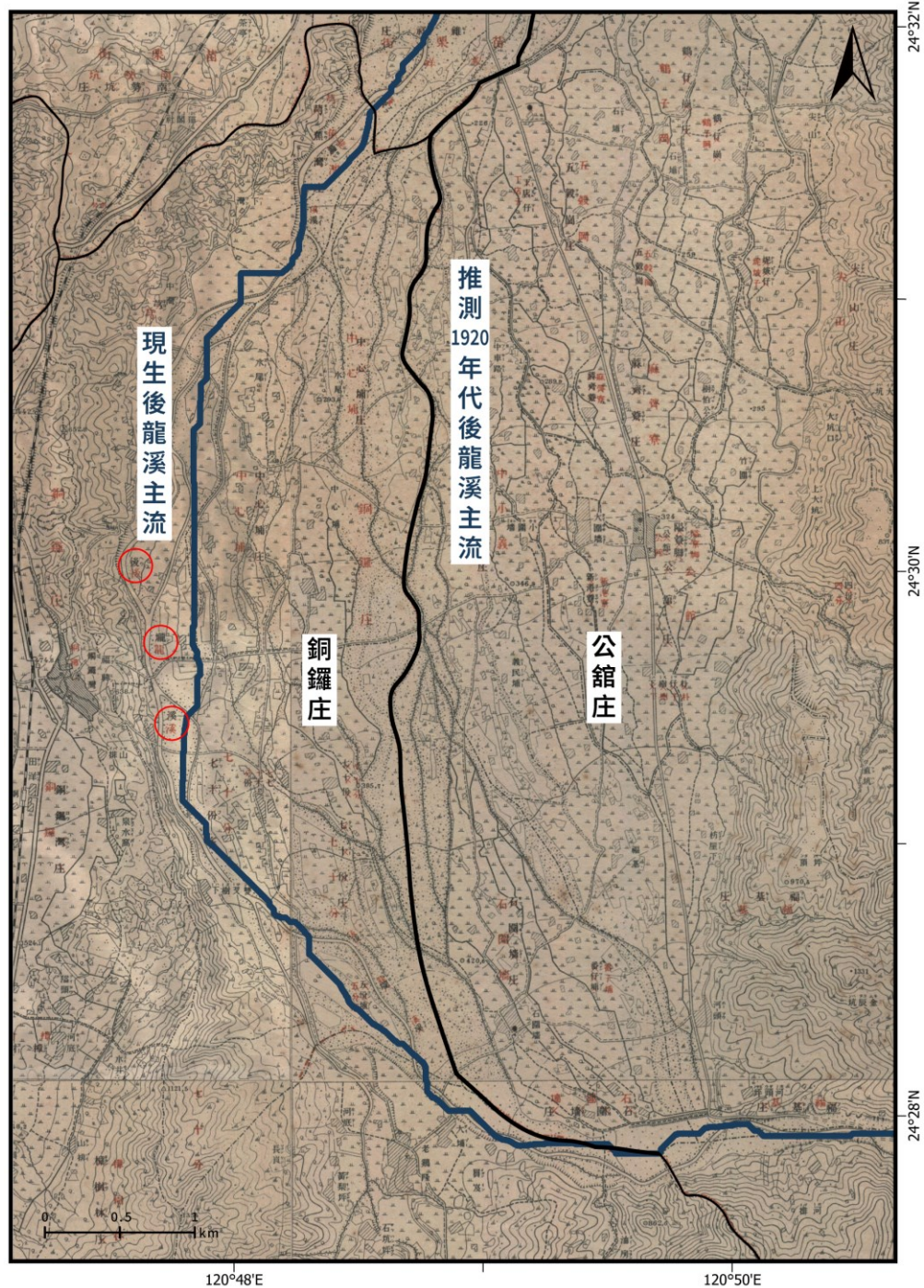


圖 5-5，研究區域南側之臺灣堡圖拼接圖。

本圖由四幅堡圖原圖（臺灣總督府，1922）拼接而成，分別為福興、隘寮腳、大湖以及三叉。此圖地形測量於 1904 年，在 1922 年以紅字改正庄界後重新出版。1904 年版測量的結果中標註的後龍溪之名稱（紅圈）已與現生後龍溪（藍線）位置相似，且石圍牆與福基之間已有福基堤防興建，使原有河道逐漸轉為農耕地。黑線則為庄界，加粗部分則推測為 1920 年代的後龍溪主流，依此作為銅鑼庄與公館庄之庄界。

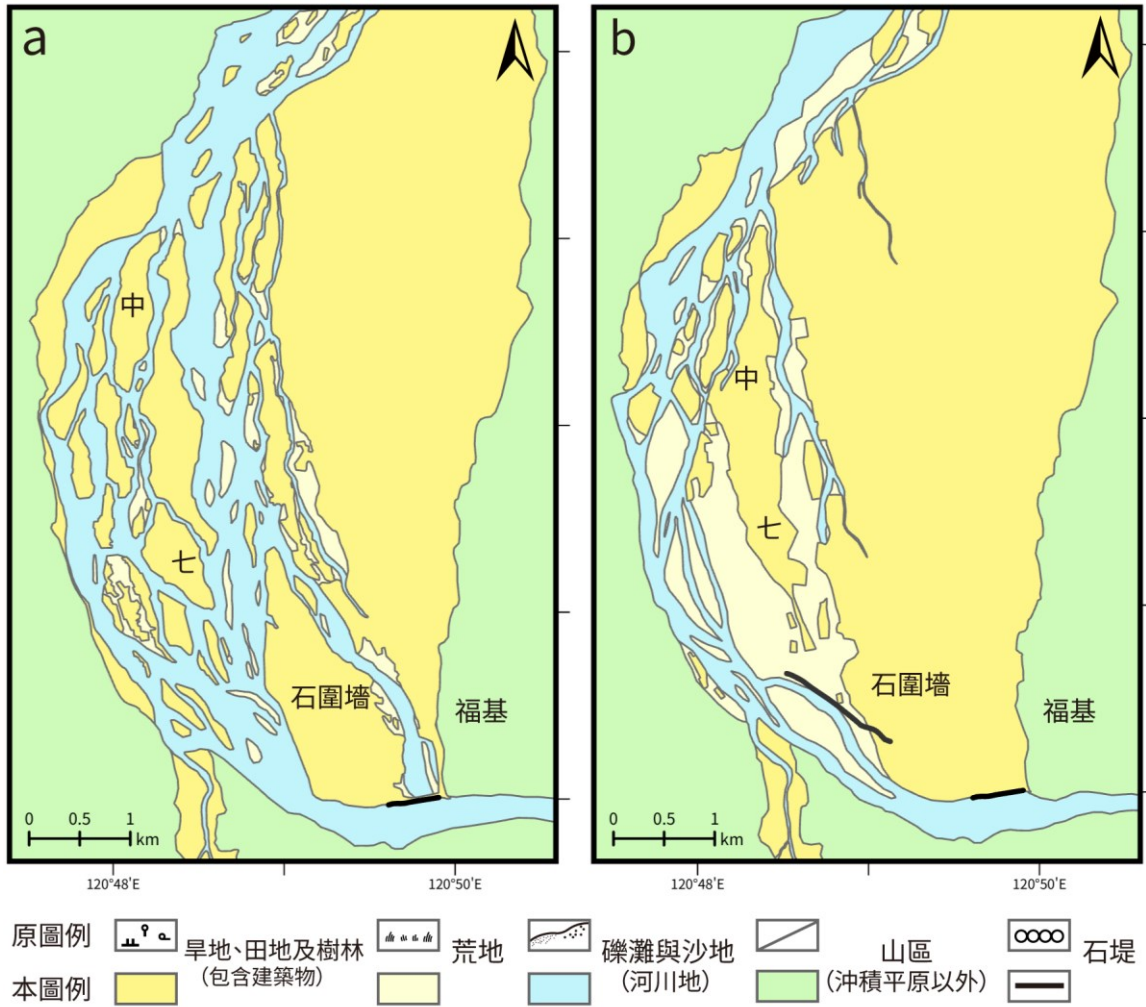


圖 5-6，研究區域南側 20 世紀初期河川地分布重建圖。

- 由堡圖原圖（圖 5-6）改繪，此圖地形測量於 1904 年。
- 使用由大日本帝國陸地測量部（1927）測繪的二萬五千分一地形圖苗栗以及大湖圖幅，兩圖皆測繪於 1925 年。

使用 1904 年及 1925 年量測的地形圖為底圖，田地及住宅區域的定義為有受農耕或是蓋有房屋之區域，荒地範圍則是圖例為草原且未有建築的範圍，河川地則為礫灘地和河水標示之區域。在未有堤防控制河流流向之前，有農業耕作之區域可能只是近期不受到河水影響，大水來臨時仍有可能為河川氾濫地。

圖中標示村莊開頭分別為：中—中心埔；七—七十份。



5.4 河階對比分類與前人研究之異同

本研究基於對比東苗栗構造上下盤之間的抬升速率差異，將後龍溪河谷沿線的後龍溪主流階面以 DEM 及野外調查結果進行辨識圈繪。將後龍溪河谷東岸的階面分為頭屋階、公館階地群以及福基階；西岸的階面由低至高編號為 W1 至 W5。

前人對於後龍溪流域的河階對比方式除陳于高等人（2005）以外，都採用承襲自林朝榮（1957）《臺灣地形》的分類方式（詳細脈絡請見 3.1.2 章）。將後龍溪流域階面以低位階面（FT）與高位階面（LT）進行分類，以下敘述將以楊貴三與沈淑敏（2010）的研究結果（圖 2-3）為主要依據，作為本研究參考前人對於此分類方式的討論基礎。

本章節將討論本研究提出的階面分類與前人研究的主要不同之處後，討論本研究之野外結果與前人對比之間異同的部分，以及根據本研究認為東苗栗構造應該不存在的結論中，產生後龍溪河谷兩側階面或許能對比的可能。

本研究大多數地階面範圍與階序分級與前人相似（表 5-1）。與前人較大的分類不同之處有兩處：頭屋階地以及西岸階地的 W2 與 W3，以下將分別敘述。頭屋階區域本研究根據高程與比高，將其細分為頭屋 a 與頭屋 b。相較之下，楊貴三與沈淑敏（2010；圖 2-3）以及陳于高等人（2005；圖 2-4）並未再向下區分次階面，其中前者將其歸為 FT1 階。造成差異的原因為前人研究分類尺度較大，因此未如本研究細分出次階面，但兩者劃分的整體範圍大致相符。

至於後龍溪西岸階面部分，本研究根據後龍溪階面縱剖面圖（圖 4-7）觀察到 W2 與 W3 比高有分布差異，因此將其分為兩期階面，其中 W3 階面在上游部分原為兩個不同高度之階面，往下游部分逐漸聚合為同一平面，因此在剖面 C—C'處附近分為 W3a 與 W3b 兩個次階面（圖 4-5e）。此區域階地面的前人研究例如：楊貴三與沈淑敏（2010；圖 2-3）僅標示 W2 範圍之階面並歸類為 LT5；張瑞津等人（2002，圖 2-2）則標示出 W2 與 W3 範圍的階面，但同樣歸類為同樣的 LT5。與本研究範圍上並無太大不同，差別在本研究將其分為兩個不同時期階面。



表 5-1，階面前人分類對比表。

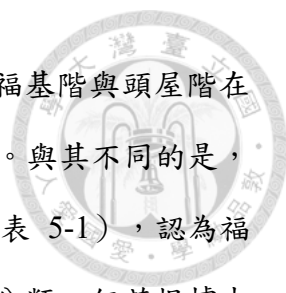
	本研究#1	張瑞津等人 (2002) #2	陳于高等人 (2005) #3	楊貴三與沈淑敏 (2010) #4
後龍溪東岸	福基階	-	3	FT1 與 FT2
	頭屋階	-	2	FT1
	公館階地群	LT4	4	LT3
後龍溪西岸	W1	FT2	1b	FT2
	W2	LT5	3	LT5
	W3	LT5	3	LT5
	W4	LT4	4	LT4
	W5	LT3	5	LT3

註：#1：見圖 4-1。

#2：見圖 2-2。

#3：見圖 2-4。

#4：見圖 2-3。



在前人河階層序歸類異同的部分，位於後龍溪河谷東側的福基階與頭屋階在楊貴三與沈淑敏（2010）的分類中都歸於 FT1 階面（圖 2-3）。與其不同的是，陳于高等人（2005）將福基階歸類為編號 3、頭屋階為編號 2（表 5-1），認為福基階面階序較高。本研究並未對福基階與頭屋階進一步對比分類，但若根據本研究之後龍溪階面縱剖面圖（圖 4-7），可見到兩者之比高類似，以比高推測確實可能為同時期之階面，然而根據本研究野外觀察所得之土壤化育程度，得知頭屋階的階面化育時間明顯較久（圖 4-2c、圖 4-3e），因此本研究並不認為兩者應分屬於同時期之階面，且應該為頭屋階的生成年代較老。

位於後龍溪河谷北段的頭屋階與 W2 階面的比高相似（圖 4-7），依據本研究之結果為東苗栗不存在且後龍溪河谷北段無明顯抬升差異的情況下，頭屋階與 W2 階面可能為同時期形成的河階面。若比對前人的分類（表 5-1）可以看到楊貴三與沈淑敏（2010）將頭屋階歸類為低位階面的 FT1，W2 則歸類為高位階面中最年輕的 LT5。陳于高等人（2005）也將兩階面各自分為編號 2 與編號 3。根據本研究於頭屋階調查結果得知，上覆的土壤層紅土化程度為 6.25YR，但未對 W2 階面進行野外調查，加上缺乏兩者的階面定年年代，因此還有待更完善之研究才能提供充分證明兩者是否屬於同時期之階面。

在後龍溪河谷南段的階面，其中的公館階地群最初由富田芳郎歸類為 LT 面，之後使用同樣分類系統的學者們也都將公館階地群歸類為 LT（表 5-1），楊貴三與沈淑敏（2010）將其歸類為 LT3，張瑞津等人（2002）則歸類為 LT4。與公館階地群相對的是位於河谷西岸的 W4 與 W5 階面，受到銅鑼向斜傾動的影響，西岸 W4、W5 階面與公館階地群的對比相對困難，例如楊貴三與沈淑敏（2010）將 W5 和公館階地群視為同一階，陳于高等人（2005）則將 W4 和公館階地群視為同一階。造成對比差異的根本原因，乃因為西岸階地受到銅鑼向斜傾動，使得階面向西湖溪傾斜，因此單純使用比高對比橫跨三公里寬之河道後，會產生不一樣的詮釋。若根據本研究依照土壤化育的程度（表 4-1），公館階地群明顯較 W5 與 W4 階面年輕，依此結果本研究認為兩者儘管部分比高一致，仍不構成歸類為同



時期階地之條件。

謝孟龍（2007）指出，臺灣地區的河階難以單純以比高對比來判定其是否屬於同一生成時期。實際上，同時期形成的階面在上游可能表現為兩階或多階，但往下游則逐漸聚合為單一階面；反之，也可能由單一階面往下游逐漸分歧，讓階面之間距離較長且海拔變化大的後龍溪，對比上較為困難。此外，即便是同時期形成的階地，其空間分布與高度亦未必具有連續性。考量到後龍溪流域仍屬於麓山帶的河流，地形仍具有沖積扇之特徵，尚未完全進入沖積平原的緩坡環境，根據本研究繪製之縱剖面（圖 4-7）也能看出研究區域上游與下游之間的河床海拔落差超過 150 公尺，且河谷本身的物理阻隔，增加階面對比的難度和不確定性。本研究認為在後龍溪流域內，僅西岸的階地面具有足夠的連續性，可作為階面分類與對比的依據。相對地，後龍溪東岸的階地面則因彼此距離相隔過遠，與西岸階面之間也無連續性，且缺乏詳細定年資料，若僅以比高進行對比，易陷入謝孟龍（2007）所指出的「為對比而對比」的困境。本研究建議，日後進行後龍溪流域階面調查時，可以集中以同一流域為基礎進行小範圍之調查，例如：頭屋周遭的老田寮溪支流，待各區域階面有詳細定年資料後，再依此為基準對比不同區域間的階地。



5.5 後龍溪河谷兩側抬升速率變化之成因探討

根據地層對比結果，本研究發現定義東苗栗構造的福基階崖周遭地層沒有明顯錯動；沖積層結果顯示東苗栗構造下盤並未呈現長期沉降的環境，且北段橫越構造線部分無明顯落差；透過文獻回顧的結論則顯示福基階崖其實可以由河蝕造成。綜合以上，本研究認為東苗栗構造其實不需要存在。

然而，第 4.1.5 章階地土壤紅土化結果顯示，後龍溪河谷東側的公館階地群相較於河谷西岸的階面有較高的抬升速率。在東苗栗構造不存在的狀況下，需要探討此抬升速率差可能產生之成因。由於野外調查中在地表上與近地表中皆未發現其他構造活動的證據，本研究推測該差異或許反映了深部構造的變化，例如基底滑脫面角度的差異，即使在相同滑移速率下，不同角度仍可能造成不同的地表抬升速率。

根據前人研究，苗栗區域位在由基底滑脫面（basal décollement）帶動的褶皺背斜區（Suppe & Namson 1979；Namson, 1981），近期的研究多認為該基底滑脫面位於五指山層之下，在沿海則上升至五指山層以上的地層中（圖 2-12，Hung & Wiltschko 1993；圖 2-13，Huang et al., 2020）。此區域的構造滑脫面由五指山層以下上升至五指山層以上之地層中時，會在基底滑脫面產生一系列的斷坡，對應在地表的位置皆約略在本研究區域周遭，因此不同深度的基底滑脫面斷坡若有角度差異，有可能造成地表抬升速率的不同。為討論階地面之間抬升速率的差值與基底滑脫面角度改變的可能關係，本研究將參考前人於此區域定年的結果與階地比高計算河階的抬升速率。

理想情況下，階面抬升速率計算應以底岩作為基準，取階地底岩與河床底岩的高差來代表河流下切量。然而，本研究所觀察到的下坪頂階面，其沖積層厚度約 20 公尺，而後龍溪現生河床中的沖積層則平均厚約 10 多公尺。至於西岸階地面，由於底岩為頭嵙山層的礫岩層，沖積層厚度不易辨識，即便在鑽井資料中也難以分辨其沖積層與底岩介面（吳樂群，2001）。考量到階面與河床的沖積層厚

度大致相近，兩者相減後對比高差的影響有限，若勉強改以底岩為基準，反而需扣除 10—20 公尺不等的估計值，增加不確定性。

因此，本研究參照于高等人（2005）的計算方式，直接以河階地形面與現生河床的高度差作為計算下切速率的依據。其計算方式為，以比高除以階面年代，推算出平均每年的抬升速率，藉此評估不同階地之間的相對抬升差異。計算時假設前人以光螢光定年所得的結果能代表各階地形成年代。

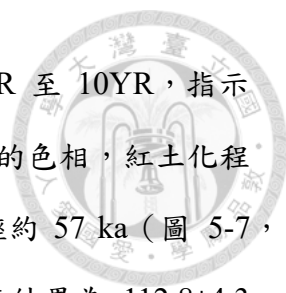
陳于高等人（2005）利用此方法推算後龍溪流域多個階面的抬升速率（圖 2-4），其中公館階地群的下坪頂階面抬升速率為每年 3.10 公釐，後龍溪河谷西岸的 W5 階面則為每年 1.20 公釐（圖 5-7，剖面圖見圖 4-8）。該研究依據其計算出的數值，已初步指出後龍溪東岸階地具有較高抬升速率，與本研究觀察相符。至於該研究北邊的兩個定年樣點不在本研究討論範圍內，故不予採用。

另外則有 Liu 等人（2023）於西岸的 W4 大坪頂階面定年出 43.7 ± 4.5 ka 的光螢光年代，本研究依相同計算方式，以光螢光年代除以比高 104 公尺計算，得出其相對抬升速率約為每年 2.38 公釐。

根據以上換算，位於後龍溪河谷西側的抬升速率為每年 2.38 公釐，東側則為每年 3.10 公釐，兩者速率相差每年 0.72 公釐。若是簡單假設此區域基底滑脫面之滑移速率為每年 6 公釐，並依此進行計算，且假設造成河流下切的原因皆由滑脫面的垂直抬升分量提供，則在河谷西側下的基底滑脫面斷坡角度為 23 度，河谷東側下的基底滑脫面斷坡角度為 31 度，表示在一定的滑移速率下，不同角度的斷坡的確能夠在地表產生不同抬升速率。

然而，本研究區域的變形前緣為苗栗丘陵區海岸線外的苗栗前緣構造（Shyu et al., 2005, Shyu et al., 2016, Huang et al., 2020），袁宇威（2018）計算出構造面上的滑移速率約為每年 2.58—2.88 公釐，此數值也應代表苗栗區域下方的基底滑脫面速率。但是這一速率已低於河谷東側所估得的每年 3.10 公釐的抬升量，顯示在任何合理的基底滑脫面角度下，都不可能單純由其貢獻如此高的抬升速率。

造成此一現象的原因，可能來自光螢光定年結果的不確定性。本研究紅土化



土壤的分析顯示，後龍溪河谷東側的公館階地群之色相為 7.5YR 至 10YR，指示其為相對年輕的階面；河谷西側的 W4 階面土壤則呈現為 5YR 之色相，紅土化程度較高。然而，W4 階面的光螢光定年結果卻比公館階地群年輕約 57 ka（圖 5-7，數值見表 4-1），與紅土化程度不一致。此外，W5 階面的定年結果為 112.8 ± 4.3 ka，但其紅土化程度與鄰近的 W4 階面相似，均為 5YR，兩者海拔高度也僅相差約 20 公尺，定出來的年代都有極大差異，顯示前人的定年結果與地形、土壤發育之間並不完全對應。

綜合這些觀察可見，即使在空間上相距不遠，紅土化程度相近的階面，目前研究的光螢光定年結果仍有很大差異，說明光螢光定年在本區域仍具有一定程度的不確定性。換言之，若直接依賴此定年數值來計算抬升速率，可能引入顯著誤差，使得推估結果難以與區域內基底滑脫面的速率相符。另外，本研究計算下切速率時，並未考量到海水面長期變化產生的侵蝕基準面變化（Merritts et al., 1994），且前人研究顯示區域內 GPS 位移速率計算常出現位移殘差（Ching et al., 2011），顯示或許對區域內的速率變化的位置仍不明瞭。不過，雖然目前仍缺乏能精確對應基底滑脫面速率與不同階面的抬升速率的依據，但透過前述舉例假設的計算仍可以看出，基底滑脫面的角度變化確實能造成不同階面的抬升速率差異，這也提供此區域在沒有東苗栗構造後的其中一個可能解釋。

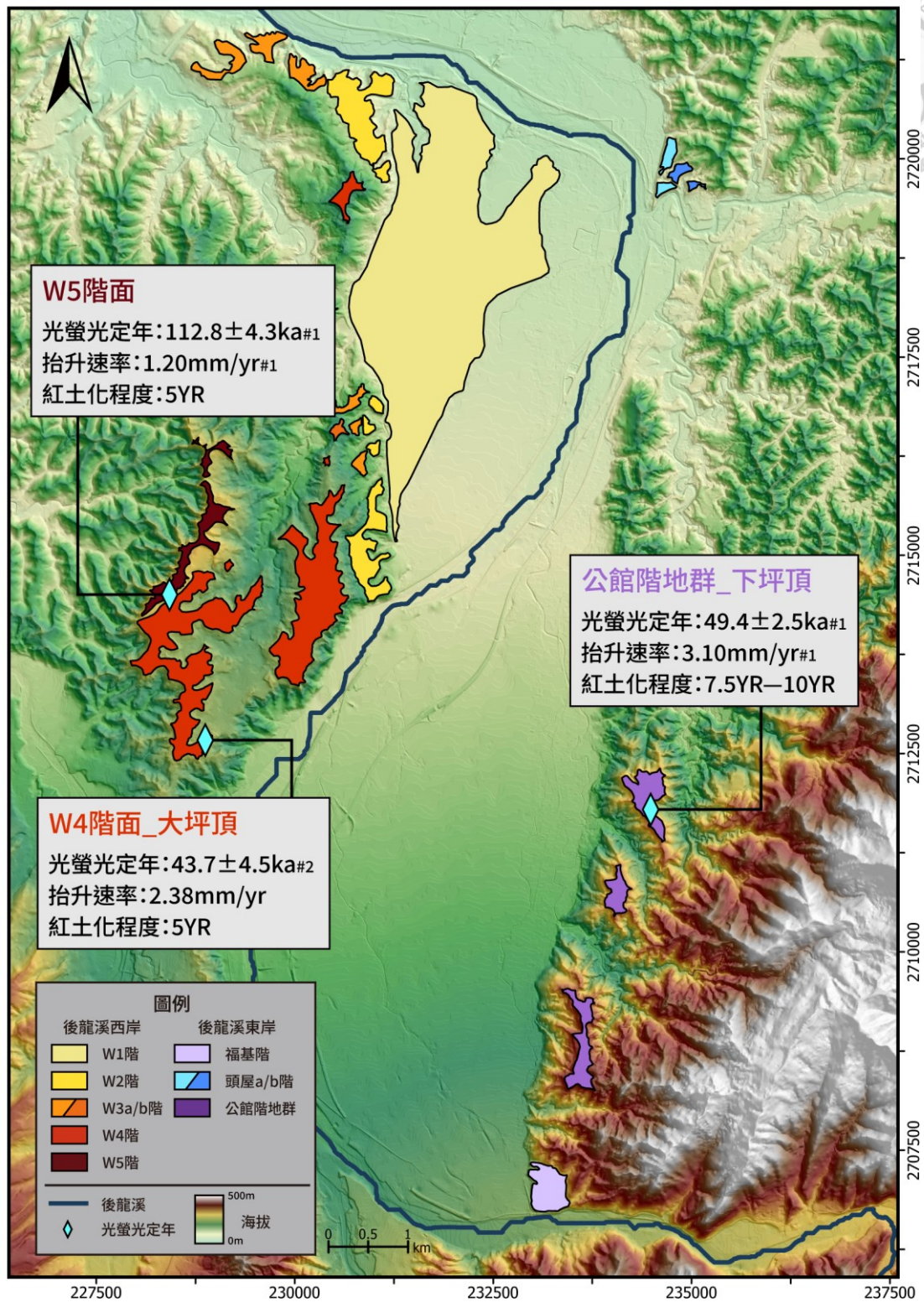


圖 5-7，研究區域以光螢光定年數值推算之階面抬升速率。

圖內標示#1 為取自陳于高等人 (2005) 的光螢光定年資料以及抬升速率數值；#2 為取自 Liu 等人 (2023) 的光螢光定年資料。



第六章 結論

本研究以三個面向重新評估東苗栗構造是否存在：階地、地層以及沖積層。階地地面的部分，本研究利用後龍溪河谷兩側階地面的紅土化程度以及比高分析東苗栗構造上下盤，結果顯示僅有公館階地群的抬升速率較快，但此一現象不必然需要由東苗栗構造活動造成。地層對比則指出，過去由於垂直後龍溪的地形崖特徵，被視為重要構造活動證據的福基階崖，其周遭地層並無明顯的位移，表示此處可能未經歷長期的構造錯動。沖積層結果則顯示，東苗栗構造線兩側沖積層厚度並無明顯差異，且下盤的沖積層厚度並沒有明顯增加，甚至偶有底岩出露於河床上，表示東苗栗構造沒有對後龍溪流域造成明顯的沉積差異。綜合以上三個面向的結果，顯示此區域似乎不受東苗栗構造影響，東苗栗構造可能並不存在。

至於福基階崖，雖然曾被臺灣地震模型孕震資料庫認定為構造崖，但是經過本研究階面調查顯示，後龍溪曾經在萬年前大幅改道，形成超過九十度的轉彎，此情形反而支持福基階崖亦可能由河川侵蝕形成。地方文獻與古地形圖更記載福基階崖下方在百年前曾為後龍溪主流河道，顯示其很有可能為後龍溪改道前侵蝕形成的河蝕崖。綜合上述觀察，本研究認為沒有足夠證據能夠證明東苗栗構造必須存在，其更不可能是區域中主要的孕震構造。因此，本研究建議新版的臺灣地震模型孕震資料庫，應重新評估並可考慮移除東苗栗構造。

最後，本研究建議未來可透過標準化土壤色卡比較不同階面年代，並結合早期地形圖檢視年輕地形，以釐清構造活動與其他成因的影響。



參考文獻



中文文獻

中國石油公司（1994）苗栗地質圖（1：100,000）。中國石油公司台灣油礦探勘總處。

中華民國地質學會地層委員會（2023）中華民國地層命名原則。經濟部中央地質調查所。

江婉綺與陳柏村（2021）五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第十二號苗栗第二版。經濟部中央地質調查所。

何信昌（1994）五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第十二號苗栗。經濟部中央地質調查所。

何信昌（2002）台灣地區早期地層命名之探究。經濟部中央地質調查所九十一年度研究發展專題，經濟部中央地質調查所。

何春蓀、詹新甫、潘志偉、楊應塘（1953）苗栗南庄煤田地質及地形圖。臺灣省地質調查所。

何春蓀、詹新甫、潘志偉、楊應塘（1954）臺灣苗栗南庄煤田地質。臺灣省地質調查所彙刊，第6號，1—59頁。

何春蓀與譚立平（1960）臺灣臺中東勢至南投國姓間煤田地質。臺灣省地質調查所彙刊，第12號，19—62頁。

何春蓀（1962）從地層命名原則來看臺灣的幾個地層問題。中國地質學會專刊，第1號，23—31頁。

何春蓀（1986）臺灣地質概論臺灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所。

何春蓀（2006）臺灣地質概論：臺灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所。

李德河（2005）經濟部中央地質調查所委辦計畫「都會區地下地質與工程環境調查研究」第二期「新竹、苗栗與台南都會區地下地質與工程環境調查研究」苗栗都會區（93-94年度）。經濟部中央地質調查所報告94—24號，共130



頁。

李錦發（1994）三義斷層及其在新構造上的意義。經濟部中央地質調查所年報，86—90 頁。

李錦發（2000）五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第一十八號東勢。經濟部中央地質調查所。

呂榮泉（1981）苗栗縣地名探源。苗栗縣地名探源編輯委員會。

吳密察（2017）臺灣總督府「土地調查事業（1898-1905）」的展開及其意義。師大台灣史學報，第 10 期，5—35 頁。

吳樂群（2001）臺灣地區地下地下水觀測網第二期計畫水文地質調查研究九十年
度報告沈積物與沈積環境分析及地層對比研究—嘉南平原及新竹—苗栗地
區。經濟部中央地質調查所報告，共 99 頁。

吳樂群（2003）臺灣地區地下地下水觀測網第二期計畫水文地質調查研究九十二
年度報告沈積物與沈積環境分析及地層對比研究—嘉南平原、竹苗地區及蘭
陽平原。經濟部中央地質調查所報告 92—20 號，共 63 頁。

林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正（2000）臺灣活動斷層概論第二版五
十萬分之一臺灣活動斷層分布圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第 13
號。

林啟文、盧詩丁、石同生、林偉雄、劉彥求、陳柏村（2008）臺灣中部的活動斷
層—二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書—三義斷層。經濟部中央地質調
查所特刊，第 21 號，21—32 頁。

林啟文與周稟珊（2016）臺灣北部苗栗地區出露地層之命名與先著權探討。臺灣
礦業，第 68 卷，第 4 期，17—32 頁。

林啟文、劉彥求、周稟珊、林燕慧（2021）臺灣活動斷層分布圖（2021）。經濟
部中央地質調查所彙刊，第 34 號。

林淑芬（1991）桃園臺地紅壤之初步研究。碩士論文，國立臺灣大學地質科學
系，共 82 頁。



林朝榮（1951）新竹・苗栗油田之幾個問題。臺灣礦業，第3卷，第3-4期，25—31頁。

林朝榮（1954）臺灣新志—地質篇。中華文化出版事業委員會。

林朝榮（1957）臺灣省通志稿卷一 土地誌 地理篇 第一冊 地形 臺灣省文獻委員會出版。

林朝榮與周瑞燉（1974）臺灣地質。臺灣省文獻委員會。

周稟珊（2013）臺灣竹苗地區下部更新統的沈積環境研究。經濟部中央地質調查所102年度自行研究計畫報告，10205。

徐鐵良（1955）臺灣的地形。臺灣銀行季刊，第7卷第2期，8—25頁。

孫稜翔與沈淑敏（2012）由形貌特徵指標看臺灣河階的對比。工程環境會刊，第29期，85—97頁。

袁宇威（2018）從苗栗沿海地區之階地地形探討苗栗前緣構造之活動特性。碩士論文，國立臺灣大學地質科學系，共115頁。

張正田（2010）從族群關係看清代臺灣桃竹苗地區義民信仰區域差異——以清代苗栗堡為觀察中心。博士論文，國立政治大學，共265頁。

張瑞津、鄧國雄、劉明錡（1998）苗栗丘陵河階之地形學研究。師大地理研究報告，第29期，97—112頁。

張瑞津、沈淑敏、楊貴三、陳文山、齊士曄（2002）地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—九十一年度報告（下）槽溝開挖與古地震研究計畫（1/5）。經濟部中央地質調查所。

張麗旭與何春蓀（1948）台灣台中縣大安背斜之構造。中國地質學會第二十三屆年會論文節要，地質論評，第13卷，第1-2期，157—158頁。

張麗旭（1951）「三叉街上斷層」及其附近之地質構造。臺灣省地質調查所彙刊，第3號，13—33頁。

張麗旭（1955）臺灣之地層。臺灣銀行季刊，第7卷第2期，26—49頁。

張麗旭、詹新甫、李朝雄（1960）阿里山煤田地質。臺灣省地質調查所彙刊，第 12 號，1—18 頁。

陳于高、陳文山、陳雅雯（2005）地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫槽溝開挖與古地震研究計畫（4/5）—三、熱螢光與光螢光定年。經濟部中央地質調查所。

陳文山、黃能偉、楊志成（2011）臺灣西南部更新世沈積層序特性與前路盆地演化。經濟部中央地質調查所特刊，第 25 號，1—38 頁。

陳文山（2016）臺灣地質概論。中華民國地質學會。

陳培桂（1963）淡水廳志。臺灣銀行經濟研究室，臺灣文獻叢刊第 172 種（原發表於 1871）。

陳漢初（1991）石圍牆越蹟通鑑。苗栗文獻，第 6 期，156—180 頁。

黃文正、林啟文、陳致言、林燕慧、劉思妤、吳維毓（2001）神卓山斷層調查。經濟部中央地質調查所年報，八十八下半年及八十九年度，30 頁。

黃文樹（2003）八卦台地南部階地地形與土壤化育之研究。碩士論文，國立彰化師範大學地理研究所，共 141 頁。

黃文樹與蔡衡（2016）臺灣紅土之分類與成因一個綜觀性回顧。地理學報，第 81 期，43—69 頁。

游牧笛與沈淑敏（2018）苗栗後龍溪中游沖積平原百年地形變遷歷程之量化探究。第 22 屆臺灣地理國際學術研討會論文集，國立臺北大學民生校區、臺灣師範大學校本部，609—618 頁。

楊貴三與沈淑敏（2010）臺灣全志·卷二·土地志·地形篇。臺北：國史館臺灣文獻館。

劉明錡（2004）臺灣西北部河階之地形學研究。博士論文，國立臺灣師範大學，共 149 頁。

劉桓吉與李錦發（1998）五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第三十八號雲林。經濟部中央地質調查所。

鍾開增（1996）苗栗地區麓山帶之地質構造。碩士論文，國立中央大學應用地質研究所，共 108 頁。

謝孟龍（2007）臺灣河階地形研究回顧、檢討與展望。經濟部中央地質調查所特刊，第 18 號，209—242 頁。

羅苡榛（2010）臺灣苗栗地域社群之構成：以「芎中七石隆興」為例。碩士論文，國立交通大學客家文化學院客家社會與文化碩士在職專班，共 143 頁。

日文文獻

安藤昌三郎（1930）臺灣苗栗油田の地質及構造。地質學雜誌，第 37 卷，第 447 號，799—803 頁。

大井上義進、千谷好之助、飯塚保五郎、佐藤戈止、村山賢一（1928）。臺灣油田地質概查報告。海軍省，日本。

大江二郎（1936）大安溪地震調查報告。殖產局出版第 733 號，礦物及地質調查報告，第 4 號，臺灣總督府殖產局。

大塚弥之助（1936）昭和 10 年 4 月 21 日臺灣中部地方に起った地震に伴へる地震斷層、附地震斷層の諸特徴。東京帝国大学地震研究所彙報，別冊，第 3 號，22—74 頁。

大村一藏（1926）臺灣出磺坑及造橋油田の地質。臺灣礦業會報，第 129 號，7—16 頁。

大村一藏（1928）石油地質學概要（二十）完。地球，第 9 卷，第 6 號，453—463 號。

竹原秀雄（1995）新版標準土色帖。農林水產省農林水產技術會議事務局。

臺北觀測所（1936）新竹臺中烈震報告。臺北觀測所。

臺灣總督府（1922）堡圖原圖（訂正）。株式會社臺灣日日新報社。

臺灣總督府內務局土木課（1940）後龍溪河川構造物調書。臺灣總督府。

富田芳郎（1931）坪頂台地の地形に就いて。臺灣地學記事，第 2 卷，第 5—8 號，71—76 頁。

富田芳郎（1972）臺灣地形發達史の研究。古今書院，64—67 頁。

鳥居敬造與吉田要（1930）新竹苗栗油田地質圖。臺灣總督府殖產局。

鳥居敬造與吉田要（1931a）新竹州苗栗及竹東油田調查報告。臺灣總督府殖產局。

鳥居敬造與吉田要（1931b）出磺坑油田地形及地質精查圖。臺灣總督府殖產局。



鳥居敬造（1934）東勢—地質圖幅第三十五號。臺灣總督府殖產局。

鳥居敬造（1935）東勢圖幅說明書。臺灣總督府殖產局。

大日本帝國陸地測量部（1927）二萬五千分一地形圖。大日本帝國陸地測量部。

福留喜之助（1908）臺灣ノ油田ニ就テ。日本鑛業會誌，第 24 輯，第 277 號，
271—289 頁。

臨時臺灣土地調查局（1906）堡圖原圖。臨時臺灣土地調查局。



英文文獻

- Biq, C., Chang, L. S., Chen P. Y., Ho, C. S., Hsu, T. L., Keng W. P., Lee, T. H., Pan C. W. Tan. L. P., Tsan, S. F. & Yang, Y. T. (1957). *Lexique Stratigraphique International*, Vol. 3, Asie, Fascicule 4, Taiwan (Formose). *Centre National de la Recherche Scientifique*, 143.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Malden.
- Chang, S. S.-L. (1971). Subsurface Geologic Study of The Taichung Basin, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8, 21-45.
- Chen, P.-H., Huang, T.-C., Huang, C.-Y., Jiang, M.-J., Lo, S.-L. & Kuo, M.-J. (1977). Paleomagnetic And Coccolith Stratigraphy Of Plio-Pleistocene Shallow Marine Sediments, Chuhuankeng, Miaoli. *Petrol. Geol. Taiwan*, 14, 219-239.
- Chen, Y.-G. & Liu, T.-K. (1991). Radiocarbon Dates Of River Terraces Along The Lower Tahanchi, Northern Taiwan : Their Tectonic And Geomorphic Implications. *J. Geol. Soc. China*, 34, 337-347.
- Chen, Y.-G., Chen, W.-S., Wang, Y., Lo, P.-W., Liu, T.-K. & Lee, J.-C. (2002). Geomorphic evidence for prior earthquakes: Lessons from the 1999 Chichi earthquake in central Taiwan. *Geology*, 30(2), 171–174.
- Ching, K.-E., Rau, R.-J., Johnson, K. M., Lee, J.-C. & Hu, J.-C. (2011). Present-day kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995–2005. *J. Geophys. Res.*, 116, B09405.
- Chui, H.-T. & Hsu, C.-H. (1963). Subsurface Geology of the Chinshui Gas Field, Miaoli, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 2, 253-269.
- Cruden, D. M. & Charlesworth, H. A. K. (1976). Errors in strike and dip measurements. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87(7), 977-980.

Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Chu, H.-T., Mouthereau, F., Lee, C.-T.,

Deramond, J., Lee, J.-F., Yu, M.-S. & Liew, P.-M. (1997). Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: Evidence from a multisource approach.

Tectonophysics, 274(1–3), 61–82.

Heh, K. (1957). Subsurface Geology Of The Chinshui Gas Field And Correlation With The Stratigraphic Section On The West Flank Of The Chuhuangkeng Structure.

Symposium on Petroleum Geology of Taiwan, CPC, 85-110.

Ho, L.-D. (2007). Discussion on Genetic Terminology for Fluvial Terraces. *Kaohsiung Normal University Journal. Science and Technology*, 23, 19-28.

Huang, T.-C. (1976). Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy viewed from the Chuhuangkeng section, northwestern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 19, 7-24.

Huang, S.-T., Hung, T.-H., Shih, H.-H. & Hsieh, P.-J. (2020). Orogenesis Related to the Reactivation of Transtensional Fault and Hydrocarbon Potential in Miaoli Area: Retrospect and Prospect. *Petrol. Geol. Taiwan*. 44, 19-44.

Hung, J.-H. & Wiltchko, D.V. (1993). Structure and kinematics of arcuate thrust faults in the Miaoli-Cholan area of western Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 59-96.

Kao, H. & Chen, W.-P. (2000). The Chi-Chi earthquake sequence: Active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. *Science*, 288(5475), 2346–2349.

Liew, P.-M. (1988). Quaternary Stratigraphy In Western Taiwan: Palynological Correlation. *Proc. Geol. Soc. China*, 31, 169-180.

Lin, Y. N. (2005). Surface deformation and seismogenic structure model of the 1935 Hsinchu-Taichung Earthquake (MGR=7.1), in Miaoli, northwestern Taiwan (Master thesis). National Taiwan University.



Liu, S.-H., Lüthgens, C., Hardt, J., Hebenstreit, R., Böse, M. & Frechen, M. (2023).

Late Quaternary formation of the Miaoli Tableland in northwest Taiwan, an interplay of tectonic uplift and fluvial processes dated by OSL. *Quat. Res.*, 112, 1-22.

Merritts, D. J., Vincent, K. R. & Wohl, E. E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *J. Geophys. Res.*, 99, B7, 14031-14050.

Munsell Color (1994). Munsell soil color charts 1994 revised edition. Macbeth division of kollmorgen instruments corporation, New Windsor.

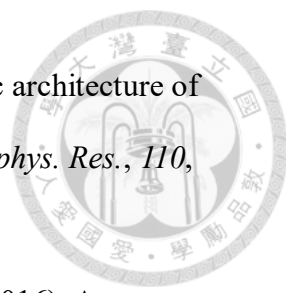
Namson, J. (1981) Structure Of The Western Foothills Belt, Miaoli-Hsinchu Area, Taiwan: (I) Southern Part. *Petrol. Geol. Taiwan*, 18, 31-51.

Ota, Y., Shyu, J. B. H., Chen Y.-G. & Hsieh, M.-L. (2002). Deformation and Age of Fluvial Terraces South of the Choushui River, Central Taiwan, and Their Tectonic Implications. *West Pac. Earth Sci.*, 2, 251-260.

Ota, Y., Lin, Y.-N., Chen, Y.-G., Chang, H.-C. & Hung, J.-H. (2006). Newly found Tunglo Active Fault System in the fold and thrust belt in northwestern Taiwan deduced from deformed terraces and its tectonic significance. *Tectonophysics*, 417(3-4), 305-323.

Ota, Y., Lin, Y.-N. N., Chen, Y.-G., Matsuta, N., Watanuki, T. & Chen, Y.-W. (2009). Touhuanping Fault, an active wrench fault within fold-and-thrust belt in northern Taiwan, documented by spatial analysis of fluvial terraces. *Tectonophysics*, 474(3-4), 559-570.

Rin, T. (1935). Stratigraphical Studies Of The Younger Tertiary And Pleistocene Formations Of Toyohara District, Taityu Prefecture, Taiwan (Formosa). *Memoirs of the Faculty of Science and Agriculture, Taihoku Imperial University*, 13-3, 13-30.

- 
- Shyu, J. B. H., Sieh, K. Chen, Y.-G. & Liu, C.-S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *110*, B08402.
- Shyu, J. B. H., Chuang, Y.R., Chen, Y.L., Lee, Y.R. & Cheng, C.T. (2016). A new on-land seismogenic structure source database from the Taiwan earthquake model (TEM) project for seismic hazard analysis of Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, *27*(3), 311-323.
- Shyu, J. B. H., Yin, Y.-H., Chen, C.-H., Chuang, Y.-R. & Liu, S.-C. (2020). Updates to the on-land seismogenic structure source database by the Taiwan Earthquake Model (TEM) project for seismic hazard analysis of Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, *31*, 469-478.
- Suppe, J. & Namson, J. (1979). Fault-bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and-thrust belt. *Petrol. Geol. Taiwan*, *16*, 1-18.
- Tsai, H., Hseu, Z.-Y., Huang, W.-S. & Chen Z.-S. (2007). Pedogenic approach to resolving the geomorphic evolution of the Pakua river terraces in central Taiwan. *Geomorphology*, *83*(1-2), 14-28.
- Yu, S.-B., Chen, H.-Y. & Kou, L.-C. (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, *274*, 41-59.
- Wang, S.-L., Burr, G. S., Wang, P.-L., Lin L.-H. & Nguyen V. (2016). Tracing the sources of carbon in clay minerals: An example from western Taiwan. *Quat. Geochronol.*, *34*, 24-32.

網路文獻及資源

交通部中央氣象署（2025）臺灣地震與地球物理資料管理系統（GDMS）。

<https://gdms.cwa.gov.tw/>

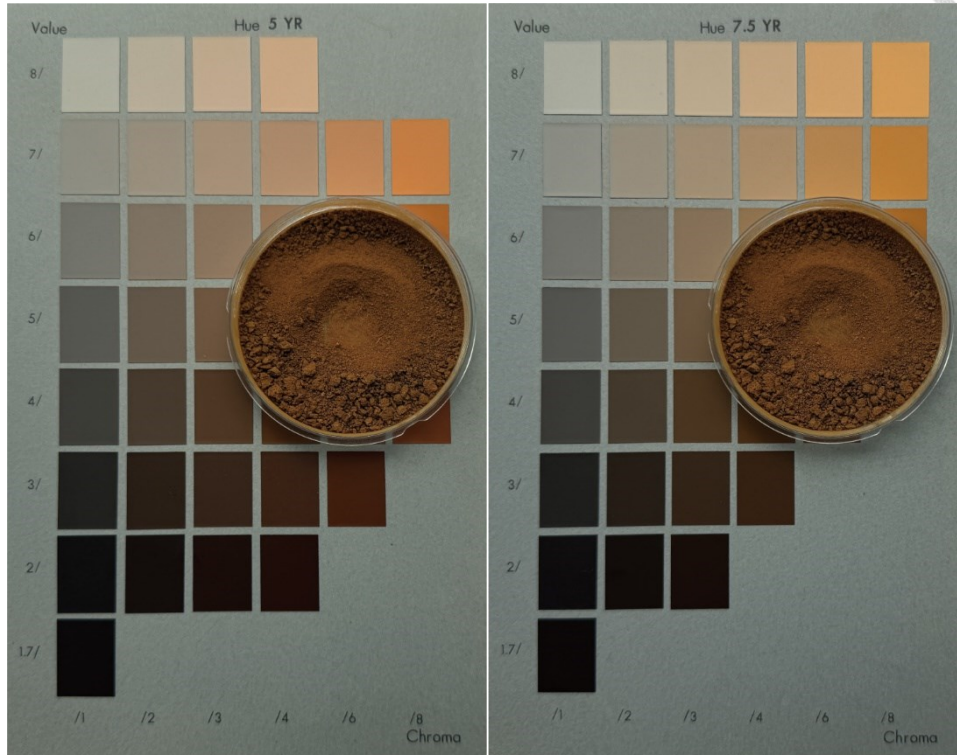
經濟部地質調查及礦業管理中心（2025）工程地質探勘資料庫。

<https://geotech.gsmma.gov.tw/imoeagis/Home/Map>



附錄一

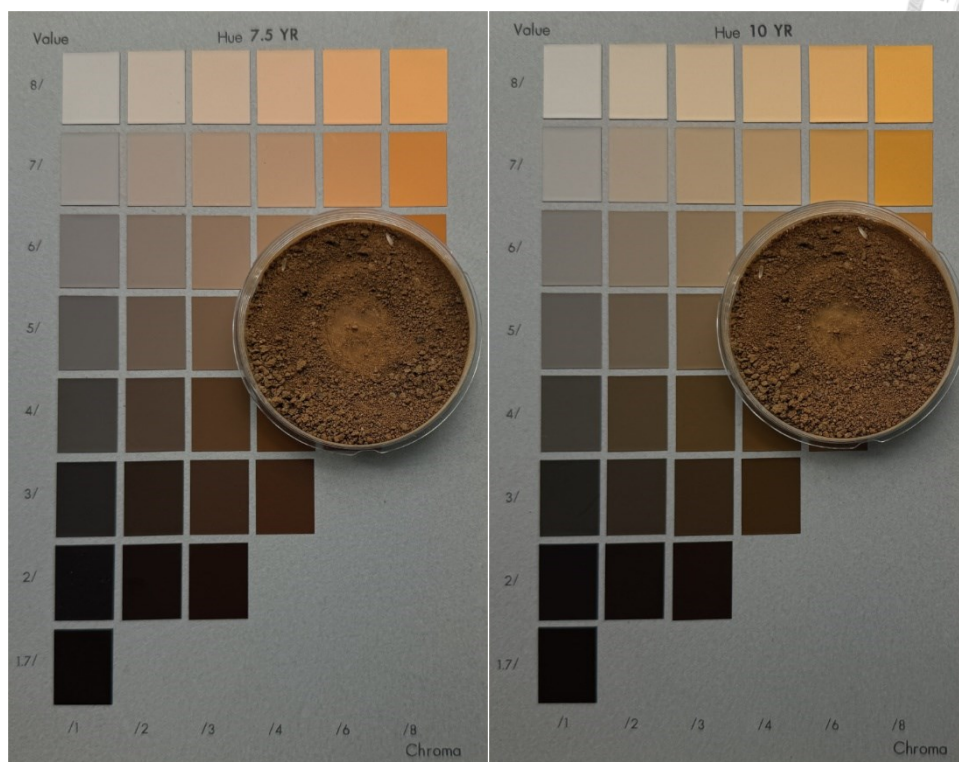
頭屋 b：6.25YR 5/6。土壤樣本色相介於 5YR 與 7.5YR 之間，故為 6.25YR。



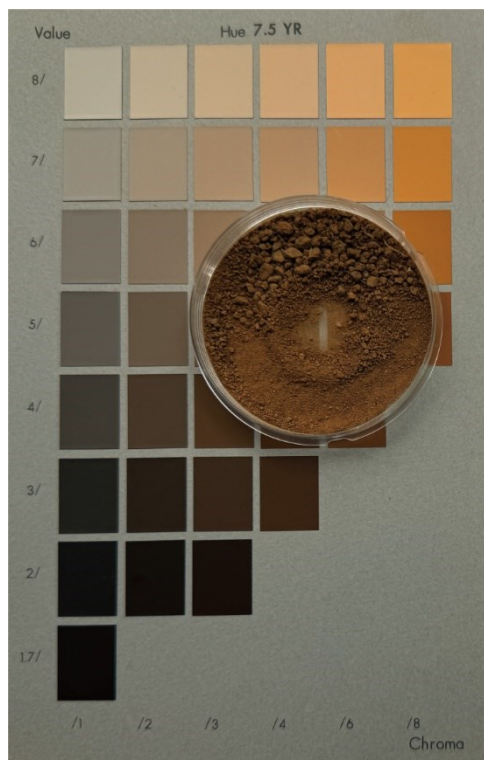
慈願寺：7.5YR 5/6。



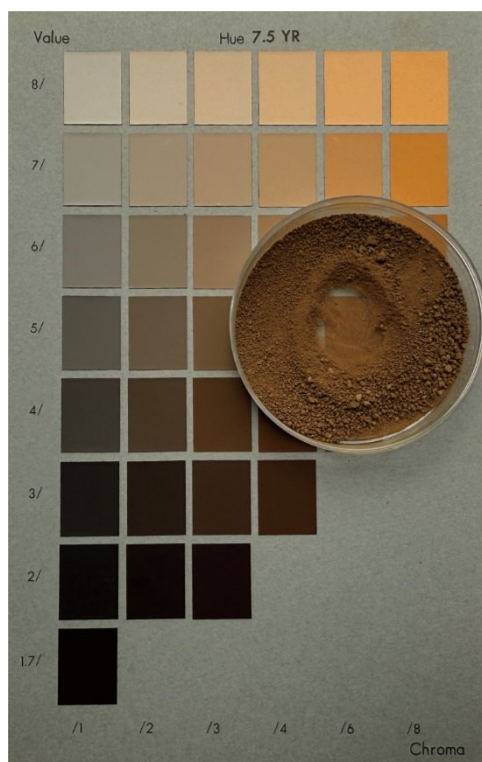
沙河溪內：8.75YR 5/6。土樣色相介於 7.5YR 與 10YR 之間，故為 8.75YR。



沙河溪外：7.5YR 5/5。土壤樣本彩度介於 4 和 6 之間，故以記錄為 5。



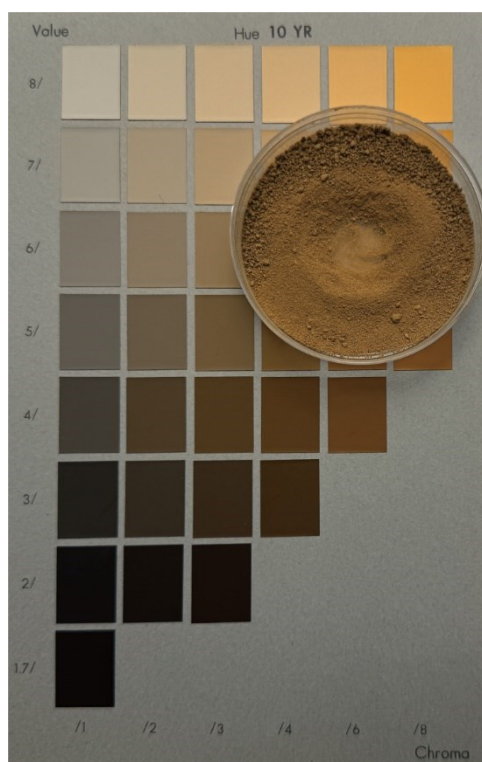
下坪頂北：7.5YR 5/6。



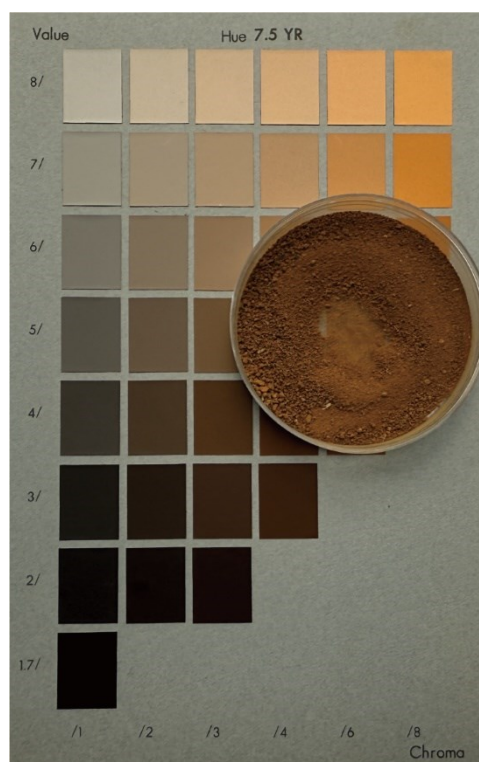
下坪頂南：10YR 6/4。



中坪頂：10YR 6/6。



上坪頂北：7.5YR 5/6。



上坪頂南：7.5YR 5/8。



福基西：2.5Y 6/4。



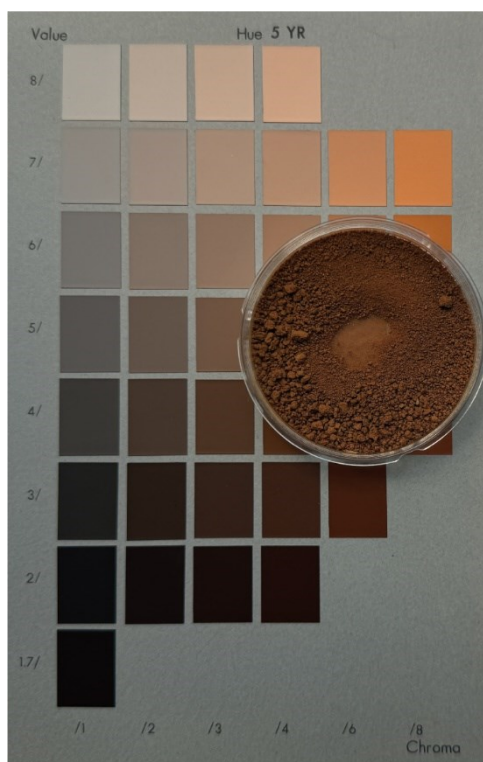
福基東：7.5YR 5/6。



營頭頂：2.5YR 4/6。



苗栗第二公墓：5YR 5/6。



銅鑼第二公墓：5YR 5/8。

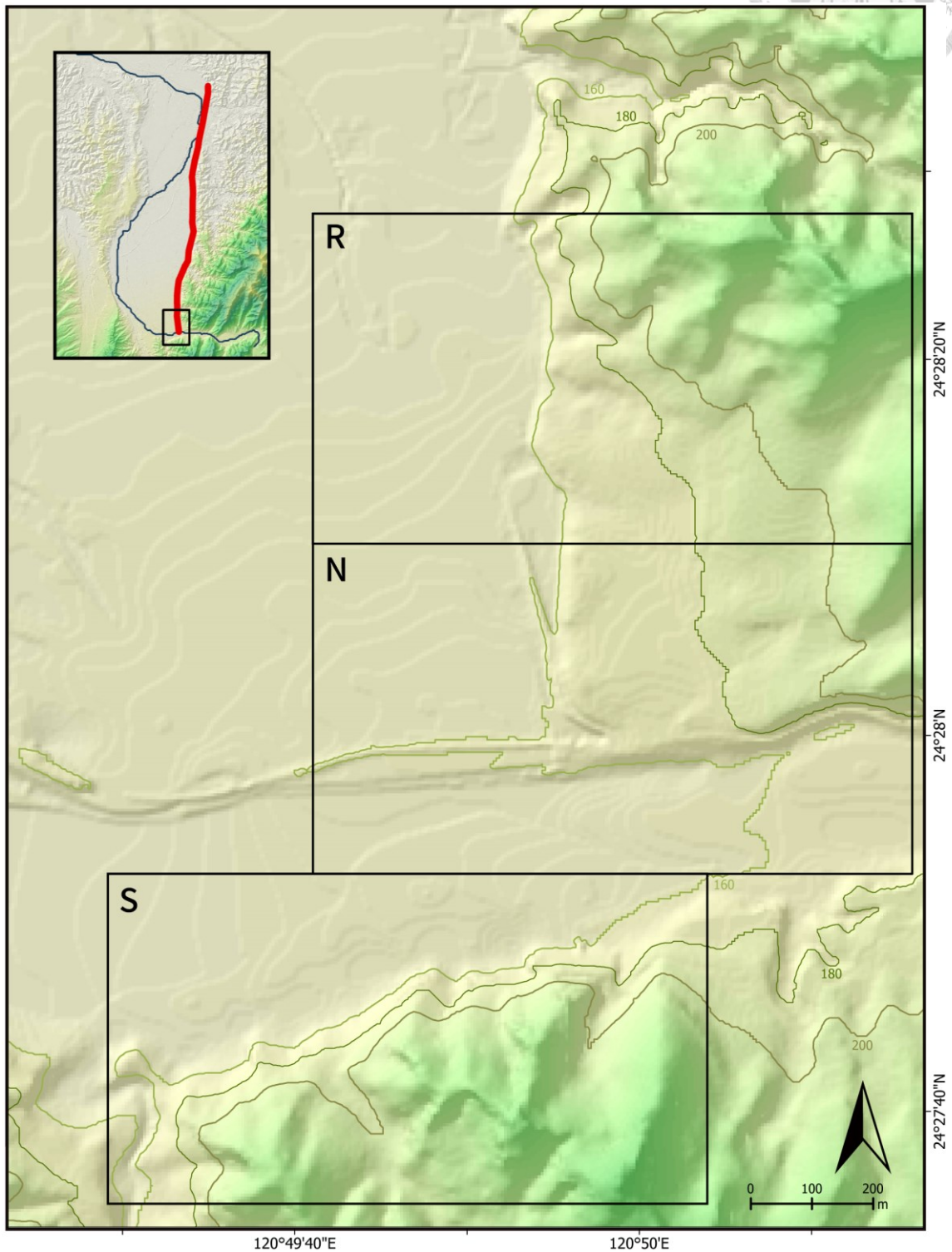


聯大八甲校區：5YR 4.5/8。土壤樣本明度介於 4 和 5 之間，故記錄為 4.5。

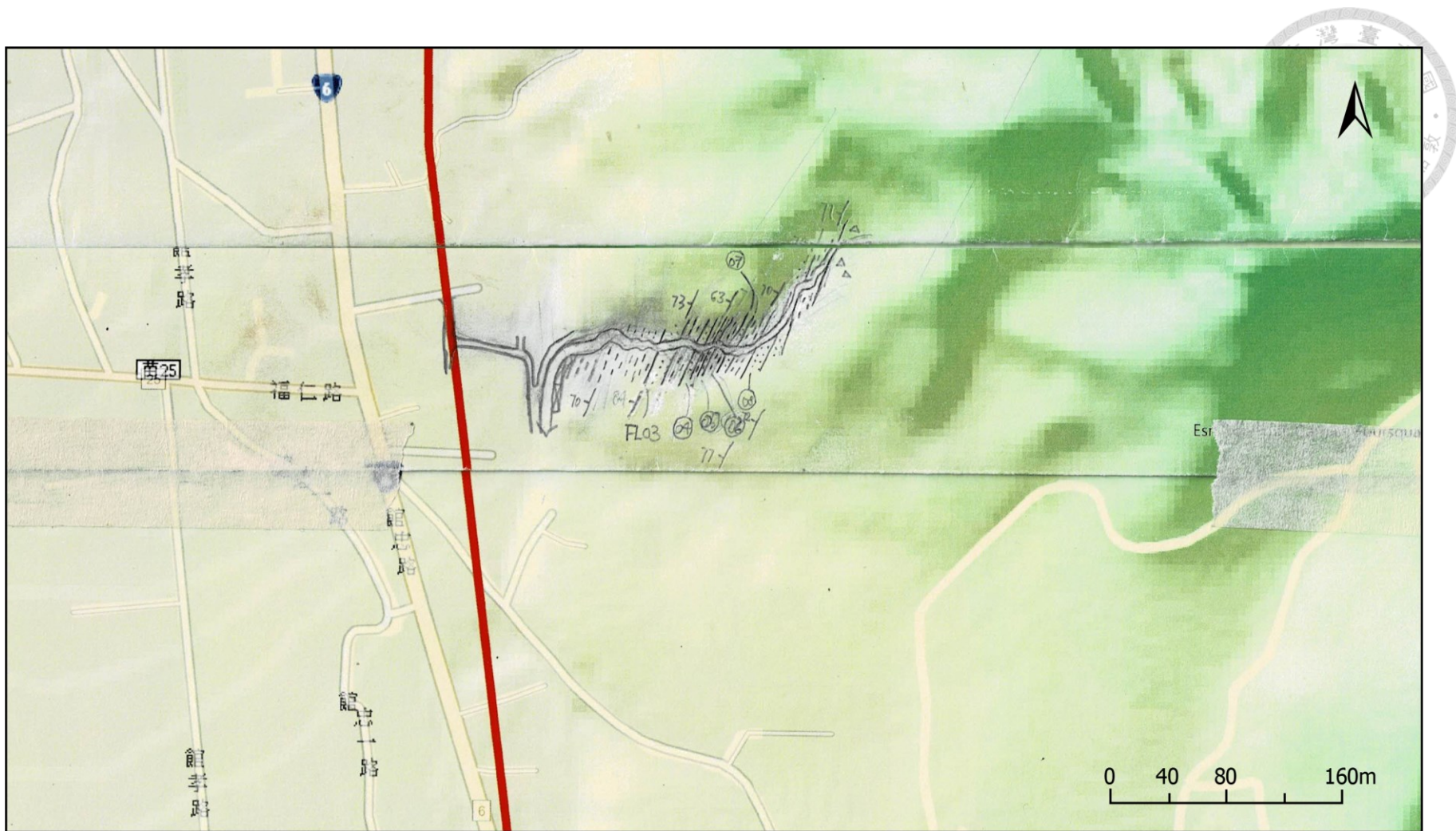




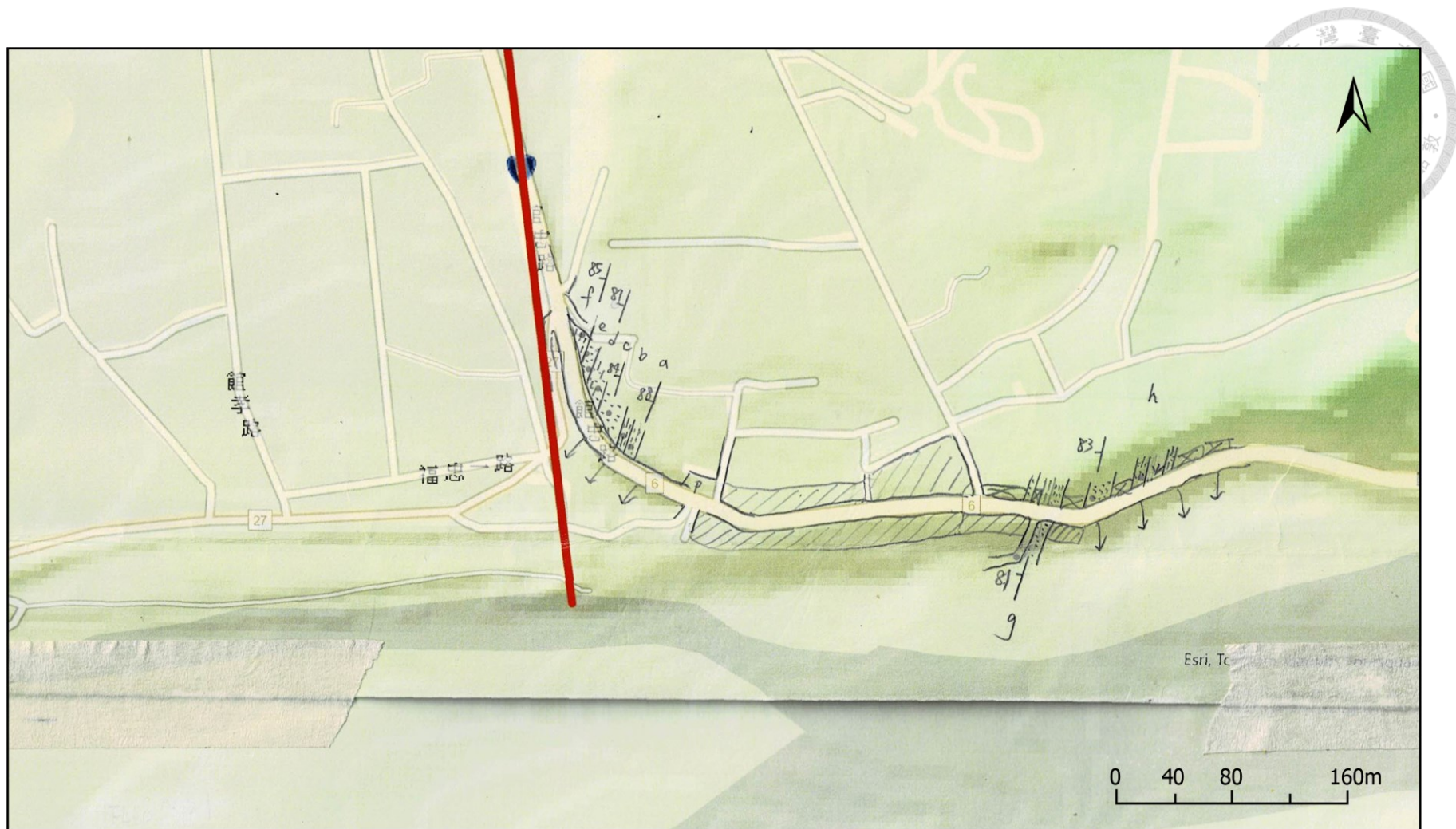
附錄二



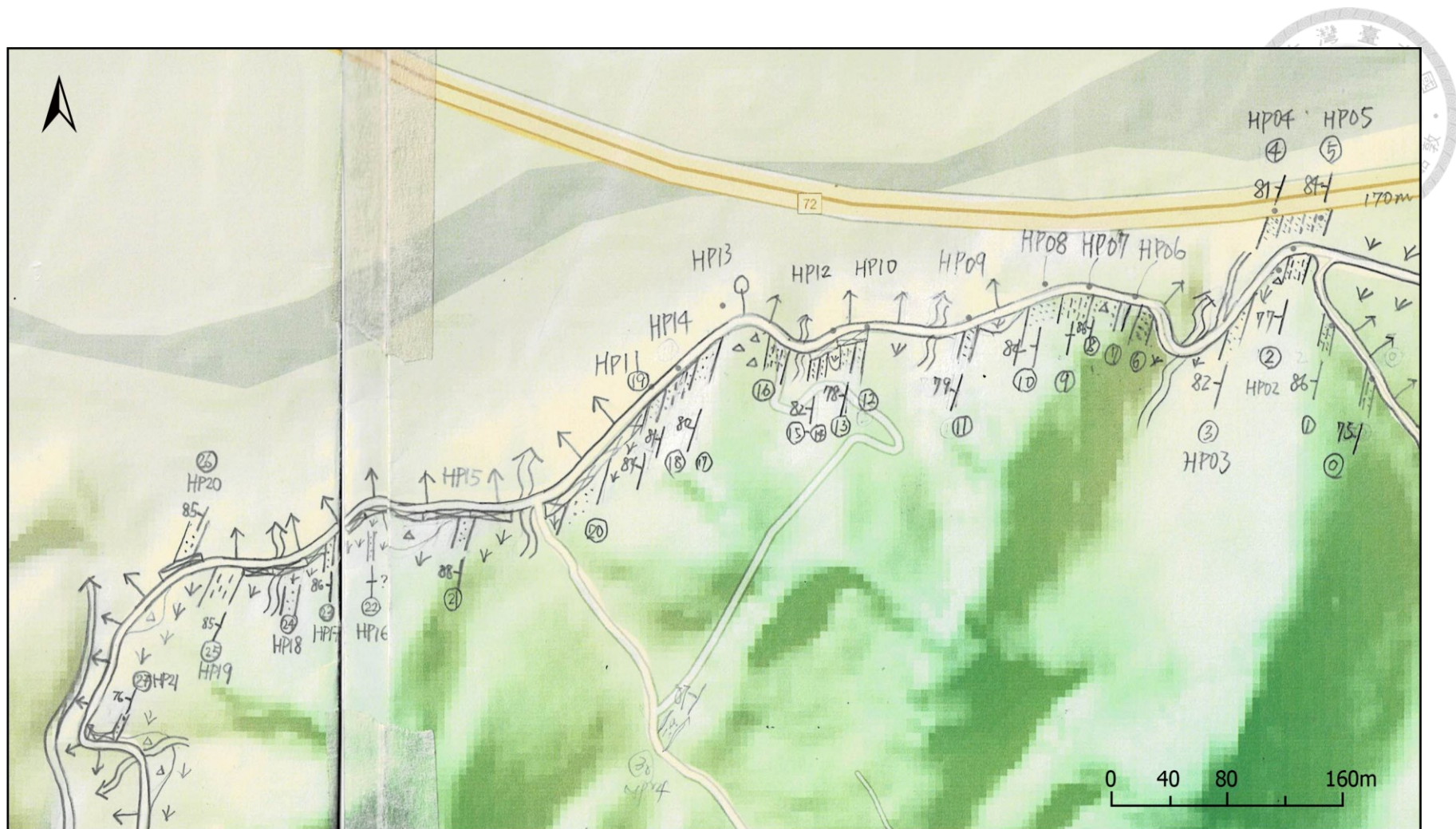
附錄二的路線地質圖範圍與圖 4-9 標示的圖 4-11、圖 4-14 與圖 4-16 之範圍相同，以下由北至南分別為後龍溪北岸山溝（R）、後龍溪北岸台 6 線沿線（N）以及後龍溪南岸區域（S）。調查人員為王紹瑜、何安、周海寧以及陳俊鎰。



後龍溪北岸山溝 (R) 路線地質圖原稿。本段路線地質圖記錄時間為 2024 年 06 月 28 日。



後龍溪北岸台 6 線沿線 (N) 路線地質圖原稿。本段路線地質圖記錄時間為 2024 年 05 月 15 日。



後龍溪南岸區域（S）路線地質圖原稿。本段路線地質圖記錄時間為 2024 年 05 月 13 日以及 2024 年 06 月 27 日。