



國立臺灣大學理學院地質科學系暨研究所
碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

花東縱谷北段海岸山脈西側存疑性斷層的活動性探討

Tectonic activity of the plausible fault system along the western
flank of Coastal Range in northern Longitudinal Valley, Taiwan

李易諭

YI-YU Li

指導教授：王昱 博士

Advisor: YU Wang, Ph.D.

中華民國 112 年 7 月

July, 2023

致謝



致謝真的是很特別的存在，雖然在整本論文的第一頁，但卻是在經歷口試、沒日沒夜的修改、指導老師點頭說沒問題，可以交給圖書館之後，才能真正靜下心撰寫的內容。實際讀過一遭碩士，並再次梳理論文從零到有的過程中所發生的種種，才知道原來致謝裡常見的感謝真的其來有自。首先感謝口試委員們與指導老師，如果這份論文沒有口委們給予的建議，就不會是現在較容易讀懂與編排較為通順的樣貌。黃韶怡老師給了許多用詞上的建議，讓文章的邏輯關係更為清晰，也減少了誤導讀者的可能性；沈淑敏老師提供的野外觀察與作圖時應注意的細節，讓圖文與內容的呈現變得更為完整，在閱讀時不至迷失內文對應到的地理位置；鍾令和老師在初稿上寫滿的建議，也讓我重新思考討論的邏輯以及研究的極限，論文不至於失焦。最後要感謝王昱老師的指導，先是推甄上的協助、學習無人機的補助，讓我在進入研究所前就有一些真的有點什麼的參與感；在進入研究所後則是照三餐研究室問候，讓這份研究的進度可以維持在很好的節奏上，雖然第一次出野外時一直被狗追、無人機也高掛在海岸山脈的某處（謝謝老師暫時放過那台掛在離起飛點 70 公尺的無人機），但這個經驗也促使之後的我在跑野外時特別留意研究器材以及人員的安全。也運氣很好的，後續的野外資料收集的不錯，並且在開始寫論文前和老師一同出了最後一次的研究野外，確定了許多重要的推論。

另外一段留給父母與親朋好友，謝謝爸媽的支持，不論是精神或是金錢上的支援，都是完成學業不可或缺的一部份；感謝李虹虹人的陪伴與鼓勵，讓研究生生活不只有學術，還充滿了許多酸甜苦的滋味；感謝一起跟我出過野外的人：建銘、Saw Myat Min，我們在被狗狗干擾的惡劣環境下，居然還能持續進行野外工作。柏沅、Birdie，七月底到八月初的整週野外，真的是難忘的經驗。卉珊、段祥，感謝你們在學期中撥出時間跟我到花蓮收集資料，是論文裡重要的拼圖之一；另外是在 Lab 中時間重疊比較多的董哥、應頤、昇翰、乃哥、Ei Mhone Nathar Myo，之後一定會懷念起一起咪挺的時光；還有仙草！還記得一開始找王老師做專題、到最後衝刺論文以及口試，基本上是跟妳同進退的，很開心有一個認真的夥伴一起走完這個旅程。還有很多沒有提及名字的人類，你們的一兩句建議或提問，都是這份研究成長茁壯需要的養分。

最後的最後，要謝謝我的筆電們與籃球鞋們，見證了論文的成長；以及地球上的資源（電力、水、樹木等等），讓論文可以順利產出、送印，並且被保存下來。

中文摘要



在過往的同震變形紀錄中，花東縱谷北段的活動斷層具有顯著的左移特性，如 1951 縱谷地震序列中米崙斷層的地表破裂，以及 2018 花蓮地震中最北端的嶺頂斷層。若將 2018 年的嶺頂斷層破裂段沿著其走向直接向南延伸，會發現此破裂段可以對應至海岸山脈西側上的一系列左移錯斷河與閉塞丘等構造地形，且可以再往南接到其他線形構造（由北往南分別為：月眉、大坪、米棧，與山興線形）—即前人透過航照與 40 米數值地形（DEM）所判釋的一系列左移斷層跡，暗示了此系統應具有一定的活動性。然而，受限於地形資料的解析度不足及植被過於茂密的問題，近期的研究認為這些在海岸山脈西側出現的線形構造不夠連續，且未有全新世的活動證據，因此判定這些斷層僅是活動性存疑的次要斷層。

透過中央地調所的山崩雲平台所提供的高解析度光達數值地形影像，輔以 20 米 DEM、航照立體對，及 1:5000 像片基本圖，本研究重新對嶺頂斷層上盤的海岸山脈西側進行構造地形的判釋；並利用 GIS 軟體與回復原始地形的方式，得到河道與其周圍地形所累積的最大水平錯移量；同時配合野外調查，檢視斷層與沖積扇扇階的判釋成果，及確認是否有近期的活動證據。斷層跡的分布顯示，前人所提出的四條線形可視為一條連續的左移斷層的不同分段；最大的累積水平錯移量有空間分布上的差異，在此左移斷層的北段約累積了 330 公尺的錯移量，往南則遞減至 275 公尺，整體的平均錯移量為 300-310 公尺。此結果可能反映 GPS 速度場方向在斷層南北段的差異，或代表此斷層往南逐漸接到另一個斷層系統。另外，本研究於野外調查時並未發現高位沖積扇扇階有紅土化育，故假設這些下切至都巒山層的錯斷河於末次冰盛期（LGM）的低海平面時期下蝕，並開始累積錯移量，推估其約從 1.45 至 3 萬年前開始累積，進而求得長期走滑速率為 10.0 – 21.4 mm/yr (300 m / 30 ka – 310 m / 14.5 ka)。考量到其高活動速率及切過全新世沖積層，本研究認為此左移斷層在縱谷北段為相當活躍的斷層系統。

關鍵字：花東縱谷北段、構造地形、左移斷層、月眉線形、斷層活動性

Abstract

This study aims to investigate the tectonic activity of the plausible active fault system at the northern Longitudinal Valley (NLV) in eastern Taiwan. We utilize 6m LiDAR DEM image provided by the Central Geological Survey (CGS), with 20m DEM and 5m contour map as aids, to map active tectonic features along the western flank of the Coastal Range by observing their geomorphology. Also, we conduct field survey to examine our mapping results and to identify outcrops with recent faulting. To quantify the tectonic activity of this fault system, we use QGIS and slip restoration method to measure its cumulative left-lateral offset and further propose its slip rate.

Our mapping shows that the fault system comprises a series of right-stepping en-échelon fault traces, reflecting a newborn left-lateral strike-slip fault system. We also discover three streams in series with small left-lateral displacement and several offset alluvial fans, which are strong evidence of recent fault activities. These findings correspond with the geodetic data over the past century and surface rupture of the 2018 Hualien earthquake in the NLV, demonstrating significant left-lateral strike-slip component of the fault system in this region. For the maximum cumulative left-lateral displacement, we find this system has 300 to 310 meters offset on average.

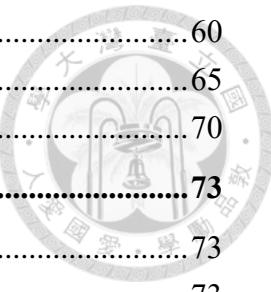
Since we did not find any high alluvial fan terraces covered by lateritic soil in the field, we assume that the ~300m displacement is accumulated after the streams at the western flank of the Costal Range incised deeply into the bedrock. Considering the uplift motion is not dominant in the NLV, low sea level period during the Last Glacial Maximum (LGM, 14.5-30 ka ago) could provide the driving force of incision. We can thus derive the long-term strike-slip rate of this fault system from dividing the cumulative left-lateral offset by the elapsed time since LGM. The slip rate ranges from 10.0 to 21.4 mm/yr, which is comparable with the slip rate of the Longitudinal Valley fault (LVF), the principal active fault in eastern Taiwan, reported in previous studies. As a result, we suggest this strike-slip fault system is active, dominating the left-lateral movement in the NLV.

Keywords: tectonic activity, the northern Longitudinal Valley, the western flank of the Coastal Range, left-lateral strike-slip fault

目錄



致謝.....	i
中文摘要.....	ii
Abstract.....	iii
目錄.....	iv
圖目錄.....	vi
表目錄.....	x
第 1 章 、緒論	1
1.1 、研究動機與目的.....	1
第 2 章 、花東縱谷北段的前人研究	6
2.1 、花東縱谷北段的地質背景.....	6
2.2 、潛在的活動構造.....	13
2.2.1 、線形構造.....	13
2.2.2 、嶺頂斷層	18
2.2.3 、中央山脈斷層	21
第 3 章 、研究方法	23
3.1 、研究素材介紹.....	23
3.1.1 、數值地形模型（DEM: Digital Elevation Model）	23
3.1.2 、航照立體對.....	26
3.1.3 、像片基本圖.....	27
3.2 、判釋原則.....	28
3.2.1 、斷層跡判釋.....	28
3.2.2 、沖積扇扇階判釋與階序畫分.....	30
3.3 、水平錯移量量測方式.....	31
3.3.1 、河道錯移量.....	32
3.3.2 、原始地形回復（Slip Restoration）	34
第 4 章 、研究結果	37
4.1 、斷層跡分布與野外觀察.....	37
4.1.1 、月眉段：崩坎一帶.....	39
4.1.2 、月眉段：月眉一帶.....	46
4.1.3 、米棧山興段：米棧一帶.....	52
4.1.4 、米棧山興段：山興一帶.....	60



4.1.5 、東富段.....	60
4.2 、總累積水平錯移量沿斷層跡的分布.....	65
4.3 、研究與野外調查結果小結.....	70
第 5 章 、討論	73
5.1 、存疑性左移斷層的斷層活動特性.....	73
5.1.1 、斷層南北段的活動差異.....	73
5.1.2 、斷層的活動速率.....	80
5.2 、嶺頂斷層與左移斷層系統的空間關係.....	87
5.2.1 、2018 花蓮地震與縱谷北段近地表斷層系統.....	87
5.2.2 、縱谷北段的淺部斷層幾何.....	93
5.3 、花東縱谷北段的斷層系統.....	95
第 6 章 、結論	103
參考文獻.....	104
附錄一、錯移量統計表	113
附錄二、Metashape 建模結果（見圖 4.1.22）	118
附錄三、投影至左移斷層的 GPS 速度（見圖 5.1.3）	119
附錄圖集、錯斷河的現地照片	120

圖 目 錄

圖 1.1.1、臺灣的地體架構圖，GPS 速度來自 Yu and Kuo (1999)。.....	3
圖 1.1.2、花東縱谷北段的地形陰影圖與 2018 花蓮地震的斷層地表破裂範圍。.....	4
.....	4
圖 1.1.3、縱谷斷層的閉鎖程度，改自 Thomas et al. (2014)。.....	5
圖 2.1.1、研究區域的地質圖，地層與位態資料來自地調所地質雲的 API 服務。.....	7
.....	7
圖 2.1.2、縱谷中北段的 GPS 連續站水平速度場，資料來自景國恩等 (2020)。.....	9
.....	9
圖 2.1.3、海岸山脈上的三角點位移，改自陳佳元 (1974)。.....	10
圖 2.1.4、前人在花東縱谷的測地研究，改自 Chung et al. (2008)。.....	11
圖 2.1.5、嶺頂斷層條帶地質圖，改自地調所 (2019)。.....	12
圖 2.2.1、線形構造最初被提出時的判釋依據，圖片改自 York (1976) 與石再添等 (1983)。.....	15
圖 2.2.2、月眉線形累積錯移量的前人研究，資料來自：游明聖 (1997)；陳文山等 (2004)；劉平妹與謝孟龍 (2007)。.....	16
圖 2.2.3、嶺頂斷層的劃定依據，改自地調所網站 (2020 年編修版)。.....	19
圖 2.2.4、跨越嶺頂斷層的 GPS 速度場變化，改自陳文山等 (2008)。.....	20
圖 2.2.5、縱谷北段的構造模型之一，改自陳文山等 (2018)。.....	21
圖 2.2.6、縱谷北段的構造模型之一，改自 Huang and Wang (2022)。.....	22
圖 3.1.1、本研究範圍的衛星影像圖（取自 Google Earth，2023/04/04）。.....	24
圖 3.1.2、光達 (LiDAR) 點雲示意圖，地面點以黃色表示。.....	24
圖 3.1.3、不同解析度下的數值地形比較。.....	25
圖 3.1.4、民國 67 年月眉地區的航照影像，資料來自國立臺灣大學地質系圖書室。.....	26
.....	26
圖 3.1.5、崩坎一帶 2021 年 1:5000 像片基本圖。.....	27
圖 3.2.1、左移斷層系統中常見的構造地形。.....	29
圖 3.2.2、構造地形研究中重要的判釋項目，改自 Arrowsmith and Zielke (2009)。.....	30
.....	30
圖 3.3.1、單一斷層跡通過時採取的河道錯移量量測方式，左圖取自 Gold et al. (2011)。.....	33
.....	33
圖 3.3.2、在多斷層跡通過時河道總錯移量的計算方式，改自 Haddon et al. (2016)。.....	34
.....	34
圖 3.3.3、運用地形回復法重建斷層系統的錯移量，取自 Klinger et al. (2011)。.....	35
.....	35
圖 3.3.4、月眉一帶目前的地形與河道分布。.....	35
圖 3.3.5、運用地形回復法重建研究區域的水平錯移量，以月眉一帶為例。.....	36

圖 4.1.1、存疑性左移斷層系統的斷層跡與分段，由北到南分別為月眉段 (Yuehmei Segment)、米棧山興段 (Michan-Shanhsing Segment)、東富段 (Tungfu Segment)。	38
圖 4.1.2、存疑性左移斷層主要截切的地層單位，套疊 1:50000 地質圖。	39
圖 4.1.3、崩坎一帶的構造地形與主要錯斷河。	40
圖 4.1.4、崩坎一帶的斷層跡與階面判釋結果，範圍同圖 4.1.3。	41
圖 4.1.5、崩坎以北的衛星影像，沙洲上似有 2018 花蓮地震的地表破裂。	42
圖 4.1.6、崩坎一帶的壓力脊地形。	43
圖 4.1.7、崩坎一帶的 104 河道調查結果。	44
圖 4.1.8、崩坎一帶 101 河道下游的觀察結果。	45
圖 4.1.9、月眉段南北兩段斷層跡複雜程度的差異。	47
圖 4.1.10、月眉國小一帶的空拍影像。	47
圖 4.1.11、月眉一帶北段的數值地形影像與判釋結果。	48
圖 4.1.12、月眉線形上成系統性排列的全新世錯移證據。	49
圖 4.1.13、211 河道一帶的空拍影像。	50
圖 4.1.14、月眉一帶南段的數值地形影像與判釋結果。	51
圖 4.1.15、米棧大橋附近的沖積扇露頭，厚度可達 2 公尺。	52
圖 4.1.16、米棧一帶的數值地形影像與判釋結果。	53
圖 4.1.17、米棧一帶最南端的雁型壓力脊，可對比至 Sylvester (1988) 的模型。	54
圖 4.1.18、斷層持續活動下所反映的左移錯斷河系統。	55
圖 4.1.19、米棧古道附近的風口地形，位置見圖 4.1.16a。	56
圖 4.1.20、米棧大橋附近的風口地形，沖積層蓋在 8 至 10 公尺厚的底岩上。 ..	57
圖 4.1.21、405 河道的錯移量量測結果，左移量為 6.2 公尺，位置見圖 4.1.18。	57
圖 4.1.22、米棧一帶南端的左移沖積扇與其 3D 地形模型。	58
圖 4.1.23、米棧一帶鄰近花蓮溪的露頭。	59
圖 4.1.24、山興一帶的數值地形影像與判釋結果。	61
圖 4.1.25、山興一帶的地形剖面與觀察。	62
圖 4.1.26、東富段的數值地形影像與判釋結果。	63
圖 4.1.27、東富段的左移沖積扇，階面資料來自李應頤 (2022)。	64
圖 4.2.1、最大水平錯移量沿斷層跡的分布圖。	66
圖 4.2.2、Rating 2 以上的最大累積水平錯移量沿斷層跡的分布狀況。	67
圖 4.2.3、山興線形的累積錯移量，改自劉平妹與謝孟龍 (2007)。	68
圖 4.2.4、斷層的滑移模型，改自 Schwartz and Coppersmith (1984)。	68
圖 4.2.5、山興線形的地形回復結果，以淺藍色標示的河道以及紅色標示的山 脊為本研究用以回復的地形特徵。	69
圖 4.3.1、研究成果套疊嶺頂斷層條帶地質圖，改自地調所 (2019)。	71

圖 4.3.2、左移斷層系統的斷層分布與前人的 Riedel Shear 模型 (Fossen, 2020)。	72
圖 5.1.1、不同斷層分段的最大走滑錯移量沿斷層跡的分布。	74
圖 5.1.2、斷層的同震變形量向兩端遞減，改自 Burbank and Anderson (2011)。	74
圖 5.1.3、縱谷北段相對於中央山脈的 GPS 水平速度場，資料來自景國恩等 (2020)。	76
圖 5.1.4、滑移速率在不同觀測方式下的差異，修改自 Friedrich et al. (2003)。	77
圖 5.1.5、218 與 219 河道一帶的斷層跡，斷層有許多分支，其分布相當複雜。	78
圖 5.1.6、210 河道一帶的斷層跡，示意圖改自 Dawers and Anders (1995)。 ...	78
圖 5.1.7、418 與 419 河道一帶的斷層跡，其空間上的交互關係可以類比至 Kim and Sanderson (2005) 的模型中的 Stage 2。	79
圖 5.1.8、215 河道轉折處的露頭，相對於河床的高度約 10 公尺。	81
圖 5.1.9、米棧大橋旁風口地形一帶的等高線圖，其等高線間距為 5 公尺。	81
圖 5.1.10、海岸山脈發源的支流於末次冰盛期下切的推論依據，全球海平面變化曲線修改自 Lambeck and Chappell (2001) 及謝孟龍與劉平妹 (2010)。	82
圖 5.1.11、土壤剖面的比較，圖 a 取自沈于超 (2005) (經過明暗度調整)。 ...	84
圖 5.1.12、406 河道旁的沖積扇露頭可能累積的錯移量。	85
圖 5.2.1、2018 花蓮地震 InSAR 結果，改自 Yen et al. (2018)。	88
圖 5.2.2、斷層跡與斷層傾角之間的關係，改自 Lisle (2004)。	89
圖 5.2.3、花蓮溪出海口的空拍影像，改自劉彥求等 (2018)。	89
圖 5.2.4、2018 花蓮地震的同震變形場，改自地調所 (2018)，黑線為本研究繪製的斷層跡。	90
圖 5.2.5、本研究判釋的斷層跡的傾角方向，圖上的註記為西傾斷層面的證據。	91
圖 5.2.6、西傾斷層面的前人研究，實際位置見圖 5.2.5b。圖 a 改自 Lo et al. (2019)；圖 b 改自 Kuo-Chen et al. (2018)，剖面位置標記在圖 a；圖 c 改自王乾盈 (2018) 的震測剖面。	92
圖 5.2.7、嶺頂斷層與左移斷層的空間分布示意圖，改自許晉瑋等 (2018)。 ...	92
圖 5.2.8、縱谷北段的淺部斷層模型，詳細說明請見內文。	94
圖 5.3.1、縱谷北段的地震分布，改自 Huang and Wang (2022)。	96
圖 5.3.2、前人研究中的 Slip Partitioning 模型，斷層在地表的位置分成兩條運動形式不同的斷層，詳細說明請見內文。圖 a 改自 Klinger et al. (2005)；圖 b 改自 Toda et al. (2016)；圖 c 改自 Barth et al. (2012)。	97

圖 5.3.3、前人判斷地下構造幾何的地震資料比較， V_p/V_s 圖上的紅色虛線為本研究認為中央山脈斷層可能延伸的位置。圖 a 改自 Huang and Wang(2022)，剖面位置可參考圖 5.3.1；圖 b 改自陳文山等 (2018)，其剖面 13 大致與圖 a 的 F 剖面的地理位置相同。.....	98
圖 5.3.4、深部的縱谷斷層，改自 Shyu et al. (2016a)。.....	99
圖 5.3.5、剖面一的地下構造幾何，在 3 公里以下並未按照真實比例繪製，僅依照前人研究的模型或是參數作為繪製的依據（圖上黃框部分）。.....	100
圖 5.3.6、剖面二的地下構造幾何，在 4 公里以下並未按照真實比例繪製，僅依照前人研究的模型或是參數作為繪製的依據（圖上及圖 5.3.5 的黃框部分）。.....	101
圖 5.3.7、縱谷北段的 3 維斷層模型。.....	102

表目錄

表 2.1.1、研究區域的地層單位，參考陳文山等（1990）。	6
表 2.2.1、前人研究對於各線形構造的觀察。有*註記者，請見表下方的說明。	17
表 5.1.1、縱谷斷層滑移速率的前人研究	86



第1章、緒論



1.1、研究動機與目的

臺灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊交界（圖 1.1.1），容易受到地震事件的威脅，而地震往往又因斷層的活動而引起，因此對於潛在的活動斷層的詳盡研究是相當重要的議題。在臺灣多達 30 條以上的活動斷層中（Shyu et al., 2020；林啟文等，2021），縱谷斷層是相當活躍的斷層之一，吸收了菲律賓海板塊與歐亞板塊之間約三成左右的運動量（如：Yu and Kuo, 2001；Chen et al., 2014；Tsai et al., 2015）。除了極高的滑移速率，前人研究還指出縱谷斷層的活動特性有南北的差異（如：徐鐵良，1954；Shyu et al., 2005；陳文山等，2008），相對於南段的縱谷斷層以逆斷層為主的運動形式，縱谷斷層北段則可視為是左移斷層，幾乎沒有壓縮量。依照中央地調所劃定的 2021 活動斷層分布圖，縱谷北段的活動斷層為嶺頂斷層，是一條具有逆斷層分量的左移斷層，其主要斷層跡位於花蓮溪河床上（地調所，2019）。

然而在中央地調所 2000 年公布的五十萬分之一活動斷層圖分布中，縱谷北段的活動斷層並非嶺頂斷層，而是月眉斷層（林啟文等，2000），包含了前人研究中的月眉、大坪、米棧、山興線形（York, 1976；石再添等，1983），其斷層跡對應到現今嶺頂斷層上盤、海岸山脈西側的一系列指示左移運動的構造地形。這些早期的研究極可能顯示在縱谷北段還存有另一個活動斷層系統，且累積了一定的左移錯移量（游明聖，1997；沈淑敏等，2006；劉平妹與謝孟龍，2007），但受限於植被遮蔽與當時解析度較低的數值地形模型（DEM）的影響，前人對於該斷層系統的位置與累積的變形量並無一致的看法，故後續的研究便著重在海岸山脈與縱谷交界上的嶺頂斷層。

不過在 2018 花蓮地震的同震位移研究中，前人發現嶺頂斷層最北端有顯著的同震左移位移分量（如：地調所，2018；Wu et al., 2019；陳建銘，2022）。若

直接將在 2018 年有同震破裂的嶺頂斷層最北端沿其地表破裂的走向向南延伸，恰好會對應到海岸山脈西側的左移斷層構造地形，並可以再往南連接至月眉線形（圖 1.1.2），也正是前人研究所認為的累積一定左移量的構造系統。此觀察代表前人所認定的線形構造，極可能為一左移斷層在地表的斷層跡，並與嶺頂斷層有交互關係，且具備一定的活動性。此外，測地資料的反演結果認為縱谷斷層北段呈現閉鎖的狀態（圖 1.1.3）(Thomas et al., 2014；張午龍與李秋賢，2018；景國恩等，2020)，代表縱谷北段的斷層在間震期少以潛移或小地震的形式釋放能量，在未來有極高的機率發生大規模的地震，所以對於花東縱谷北段潛在的活動斷層的了解尤其重要。

因此，本研究將使用中央地調所山崩雲平台的高解析度光達數值地形影像，輔以其他資料（20 米 DEM、航照立體對、1:5000 像片基本圖），重新檢視嶺頂斷層上盤、海岸山脈西側的構造地形，並繪製其斷層跡、錯斷河，與沖積扇扇階，以了解斷層跡的分布與其周圍的地質環境，同時在野外調查時確認繪製的結果是否與實地狀況相符，並在錯斷河與沖積扇周圍尋找近期斷層活動的證據。另外也透過 QGIS 與製圖軟體，分別以直接量測河道錯移量、及回復原始地形的方式，獲得此存疑性左移斷層系統所累積的地形錯移量，進一步討論其活動性及長期滑移速率。最後藉由整合本研究所繪製的斷層跡與前人的地體模型，提出此左移斷層與其周遭斷層系統的空間幾何。

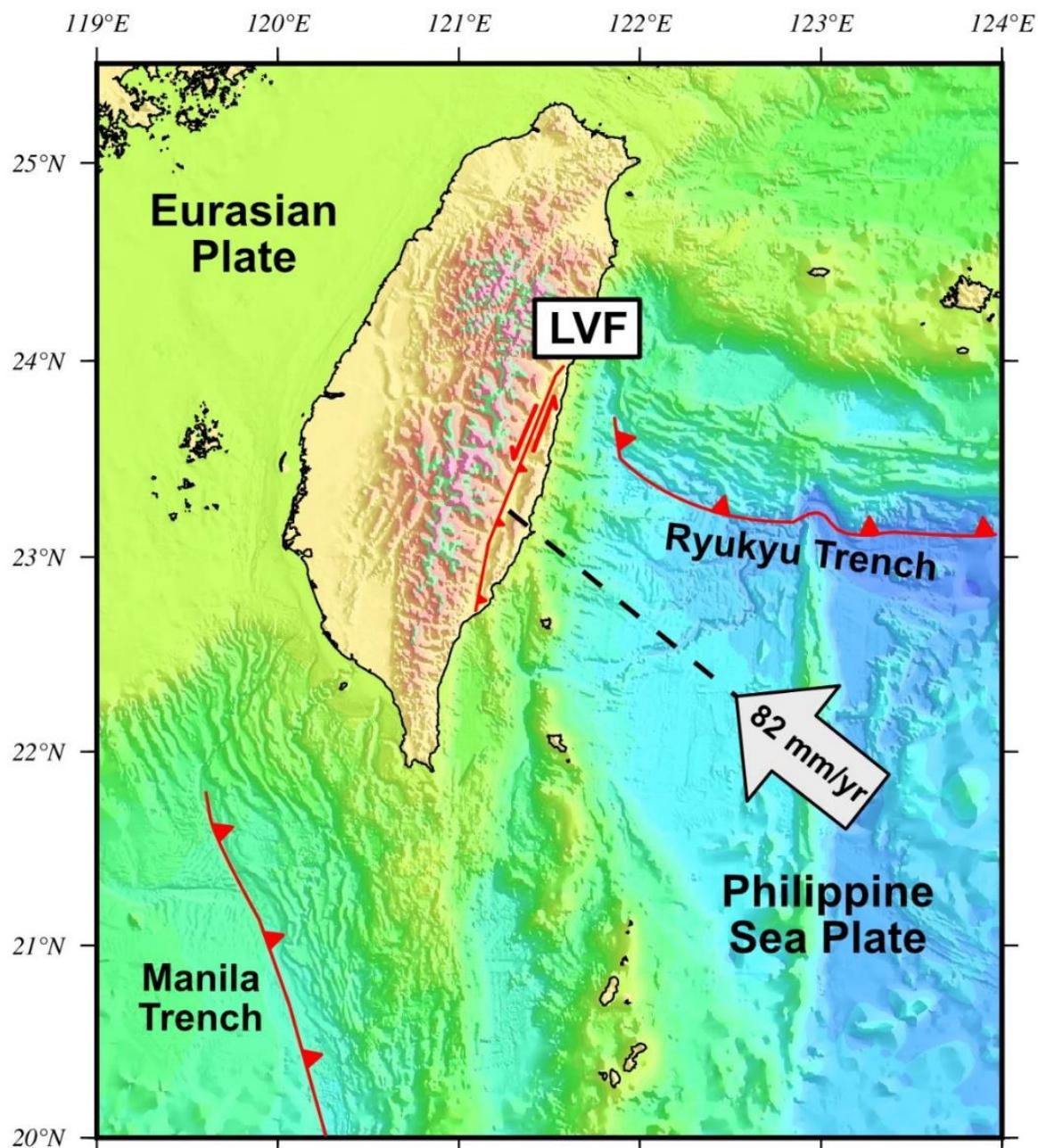


圖 1.1.1、臺灣的地體架構圖，GPS 速度來自 Yu and Kuo (1999)。

由於菲律賓海板塊相對於歐亞板塊的運動方向為斜向碰撞，使縱谷斷層 (LVF, Longitudinal Valley Fault) 除了抬升運動以外，還有左移的特性；而縱谷北段又受到外海的琉球海溝影響，使其運動型態轉為以左移為主，抬升量不高。

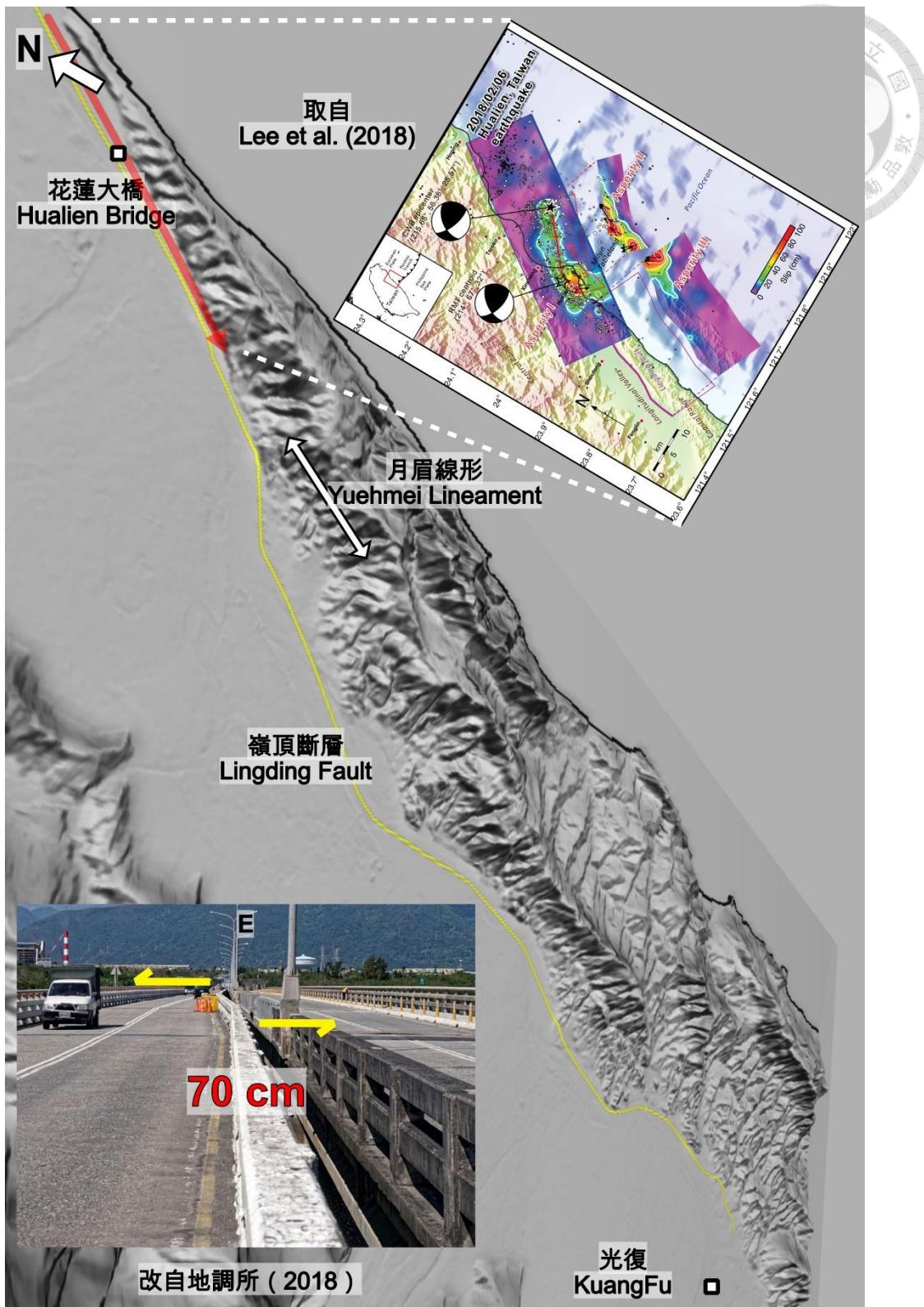


圖 1.1.2、花東縱谷北段的地形陰影圖與 2018 花蓮地震的斷層地表破裂範圍。圖上的黃線為地調所的嶺頂斷層，其最北端的位置在 2018 花蓮地震時有同震破裂 (Lee et al., 2018)，且破裂形式以左移運動為主，如地調所 (2018) 發現花蓮大橋上有 70 公分的左移變形。紅色箭頭是將同震破裂段連線的走向再往南延伸，恰好會對應至左移斷層的構造地形與月眉線形。

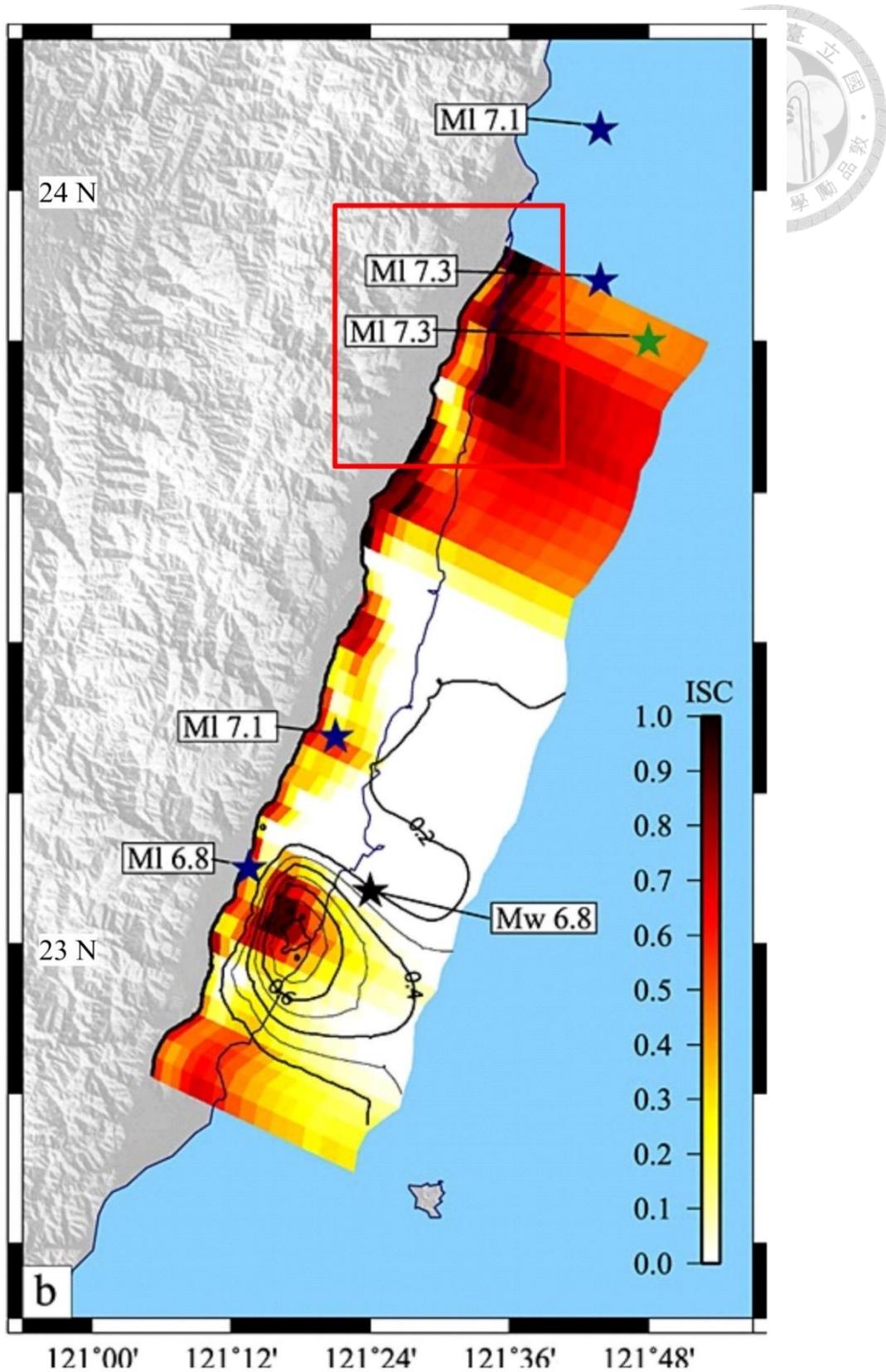


圖 1.1.3、縱谷斷層的閉鎖程度，改自 Thomas et al. (2014)。
紅色方框處為本研究的研究範圍，圖上的顏色越深，代表斷層的閉鎖程度越高，
其平時較少以潛移或以頻繁的小地震的形式釋放能量。

第2章、花東縱谷北段的前人研究



2.1、花東縱谷北段的地質背景

本研究的研究區域在花東縱谷北段、嶺頂斷層上盤側的海岸山脈西緣，山稜線的走向為北北東，因此發育出許多往西匯入花蓮溪河道的支流系統。研究範圍內主要出露的地層單位為都巒山層、蕃薯寮層、八里灣層（陳文山等，1990），及發源自海岸山脈的河流所沖積的全新世沖積扇（表 2.1.1）。其中，都巒山層為安山岩質火山集塊岩，其岩性較以沉積岩為主體的蕃薯寮層與八里灣層堅硬，因此在本研究中大致以山興一帶為界，以北的海岸山脈西側為都巒山層，其地勢較高；以南的海岸山脈主體改變，其地勢低平，多為低矮的丘陵（圖 2.1.1）。

表 2.1.1、研究區域的地層單位，參考陳文山等（1990）。

地層名稱 (英文名稱)	地層年代	描述	於本研究的位置
沖積層/扇	更新世晚期 至全新世	其沉積物來源為海岸山脈，沖積扇中常見磨圓度欠佳的安山岩礫石。	海岸山脈西緣的支流出谷口
八里灣層 (PaLiWan F. Sh & Ss)	上新世至 更新世早期	砂頁岩互層，前人研究中稱其為泰源段。以其為主體的海岸山脈地勢低矮。	研究區域南段
八里灣層 (PaLiWan F. Cpl)	上新世至 更新世早期	厚層礫石與砂岩，前人研究中的水璉礫岩段。	研究區域北段的海岸山脈東側、蕃薯寮層與八里灣層泰源段的交界
蕃薯寮層 (FanShuLiao F.)	上新世	泥岩與砂頁岩，以其為主體的海岸山脈地勢低矮。	研究區域北段的都巒山層東側
都巒山層 (TuLuanShan F.)	中新世至 上新世早期	火山角礫岩、火山集塊岩為主，偶有凝灰岩質火山碎屑岩。以其為主體的海岸山脈地勢較高。	研究區域北段的海岸山脈西側、研究區域中南段的海岸山脈東側

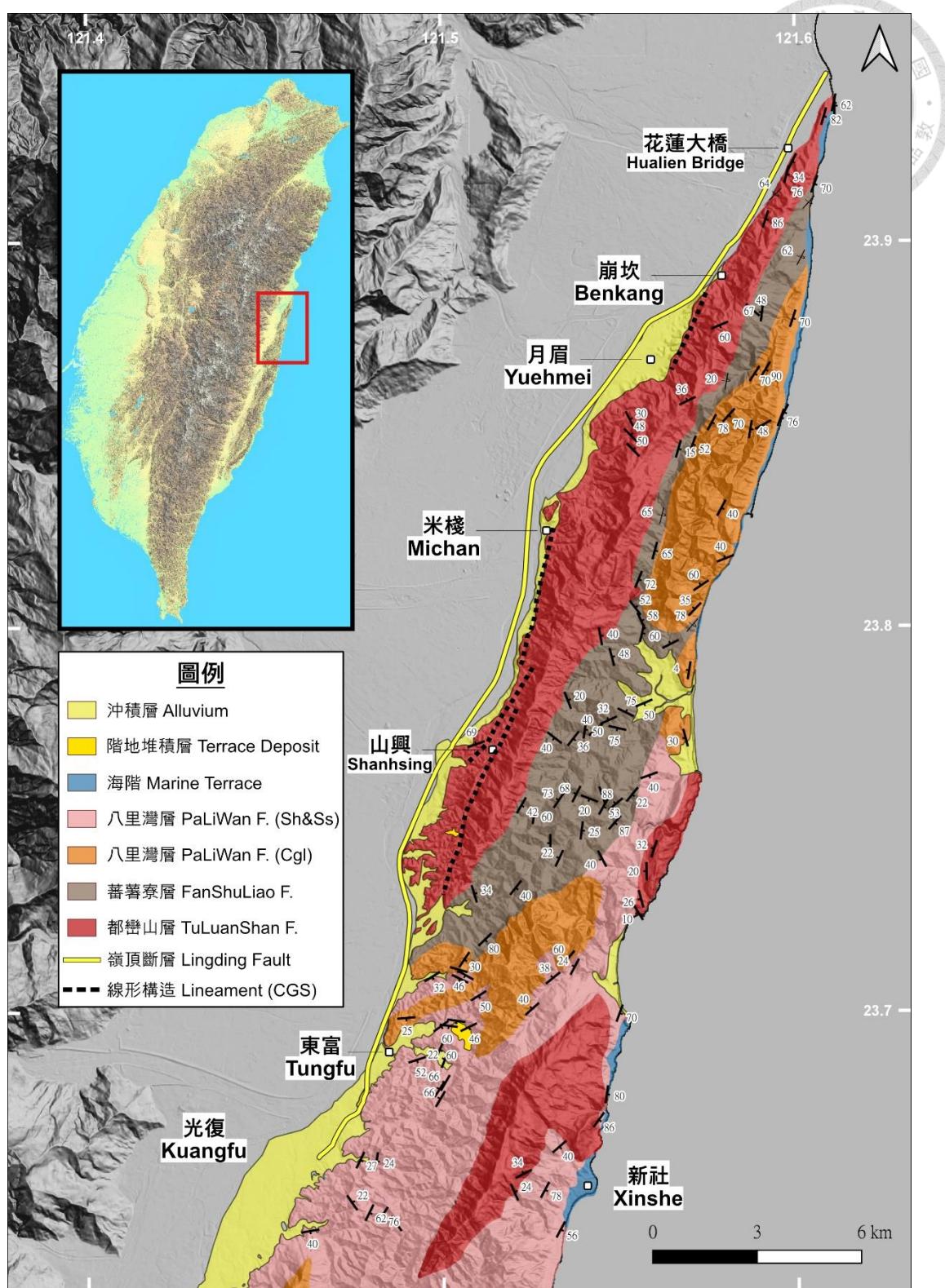


圖 2.1.1、研究區域的地質圖，地層與位態資料來自地調所地質雲的 API 服務。圖上標記的地名為後續章節在描述地理位置時所使用的地標；黃線為地調所的嶺頂斷層；黑色虛線為本研究的斷層系統（線形構造），其位置參考地調所（2019）的嶺頂斷層條帶地質圖，其斷層跡位於海岸山脈西側，若單就 1:50000 地質圖上的地層單位，此斷層系統主要截切的對象為都巒山層。

地體架構上，本研究區域位於板塊從碰撞轉為隱沒的過渡帶（見圖 1.1.1），除了有縱谷斷層因斜向碰撞而產生的平移分量外，同時也受到板塊隱沒至外海的琉球海溝的影響。因此，相較於光復、瑞穗以南較高的壓縮量與斷層的垂直抬升特性，縱谷北段的塊體運動幾乎為左移形式（圖 2.1.2）。

從地形學的觀點出發，徐鐵良（1954）認為光復、瑞穗（秀姑巒溪與花蓮溪的分水嶺）以北的縱谷幾乎沒有河階的發育，且來自中央山脈的沖積扇發育十分完整，是花蓮溪河床坡度緩、侵蝕能力較差所致，暗示著縱谷北段並無顯著的抬升，使花蓮溪的坡度變化較抬升劇烈的縱谷中南段的主要河道小。海岸山脈東翼的海階研究也指出，其北段的海階發育比南段差，在新社以北幾乎沒有海階的出現（徐鐵良，1954）；縱使有海階的出現，其分布也相當狹窄而零碎（見圖 2.1.1）（石再添等，1988；Hsieh et al., 2004），且抬升速率相對南段的海階要低（謝孟龍與劉平妹，2010；Chen et al., 2020），顯示海岸山脈北段沒有明顯的抬升運動。

在大地測量方面，陳佳元（1974）比較不同年代（1909-1942 與 1971）所施測的海岸山脈上的三角點座標變化，發現海岸山脈朝北北東方向、平行於縱谷斷層走向移動，呈現左移運動的特徵（圖 2.1.3）。李瓊武與余水倍（1987）透過花蓮三邊測網的計算，顯示大部分三角點的位移量介於每年 2 至 4 公分，且在海岸山脈北段有平行斷層分量大於壓縮分量的現象。Chung et al. (2008) 利用 Yu and Kuo (2001) 的 GPS 資料，以及李瓊武與余水倍（1987）的三角點測量結果，同樣觀察到海岸山脈北段相對於中央山脈的運動方向，幾乎沒有垂直縱谷斷層走向的壓縮量（圖 2.1.4）。Tsai et al. (2015) 的研究也顯示，在 ITRF2008 的架構下，2007 至 2013 於縱谷北段的 GPS 速度場方向和縱谷斷層幾乎平行。以上橫跨一百多年的測地資料，均呈現了海岸山脈北段正以北北東的方向平行縱谷運動，且幾乎觀察不到垂直於斷層走向的壓縮量。

地震的相關紀錄同樣證實縱谷北段的斷層活動有明顯的左移運動，如 1951 年 10 月的縱谷地震，就使海岸山脈北段產生明顯的左移（Hsu, 1962；游明聖，1997）；1990 年的花蓮地震序列則顯示，主震一開始是被斷層以逆移的形式觸發，

但後來的斷層破裂模式就轉為走滑運動 (Lee et al., 2011)。而近年的 2018 花蓮地震，其同震變形的研究也指出，米崙斷層與嶺頂斷層最北端有明顯的左移運動 (Yen et al., 2018; Huang et al., 2019; Wu et al., 2019; 陳建銘, 2022)。

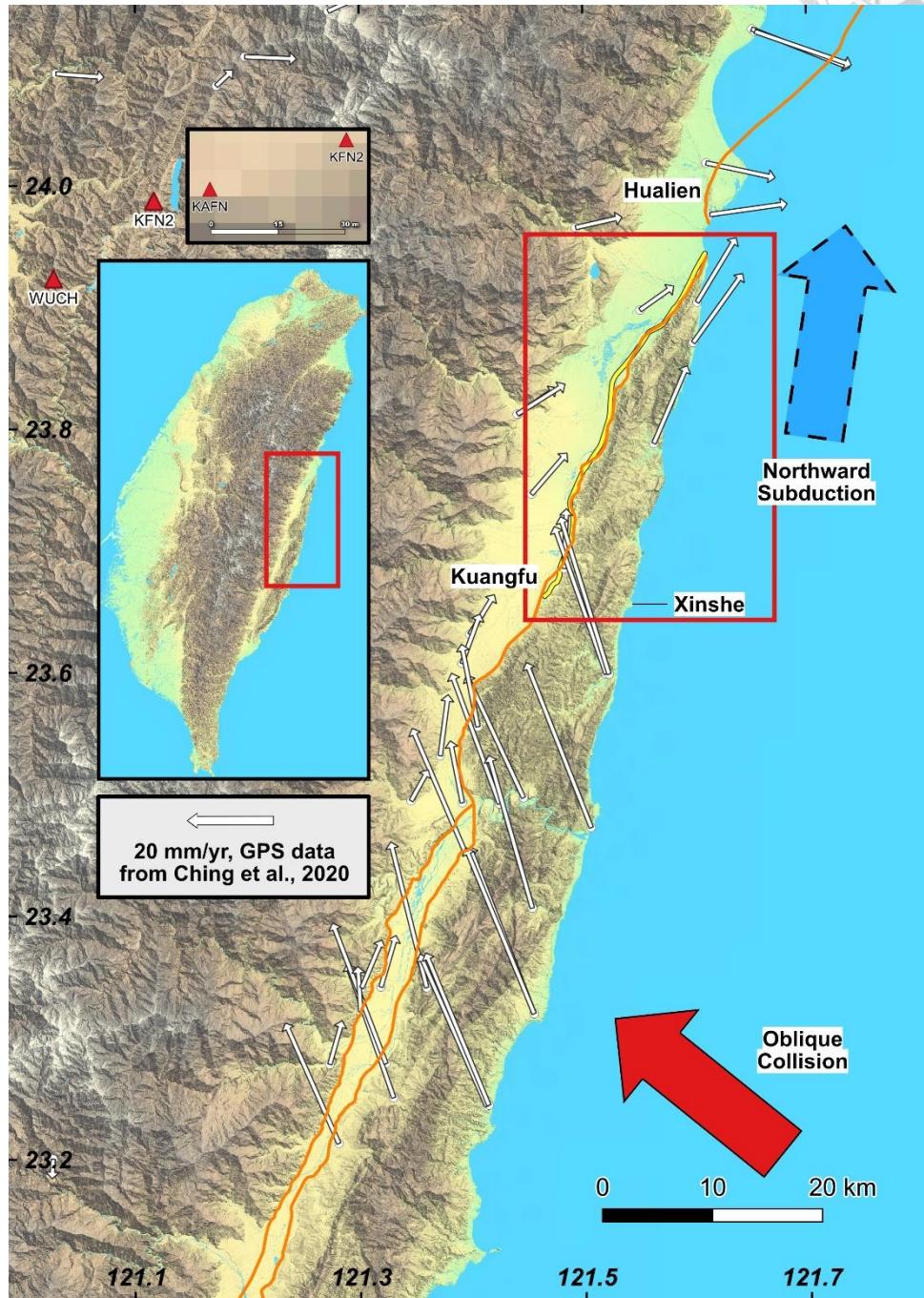


圖 2.1.2、縱谷中北段的 GPS 連續站水平速度場，資料來自景國恩等 (2020)。圖上的 GPS 速度場是相對於中央山脈上以紅色三角形標示的站(KAFN、KFN2、WUCH，因前兩個測站十分接近，故另放縮圖標示 KAFN)，紅框範圍為研究區域，可觀察到光復以北的海岸山脈側的速度方向幾乎平行於斷層走向。圖中黃線為地調所的嶺頂斷層，而橘線則為 Shyu et al. (2020) 的米崙斷層、縱谷斷層與中央山脈構造。藍色箭頭表示縱谷北段向北隱沒；紅色箭頭則表示板塊的斜向碰撞，方向參考 Yu and Kuo (1999)。

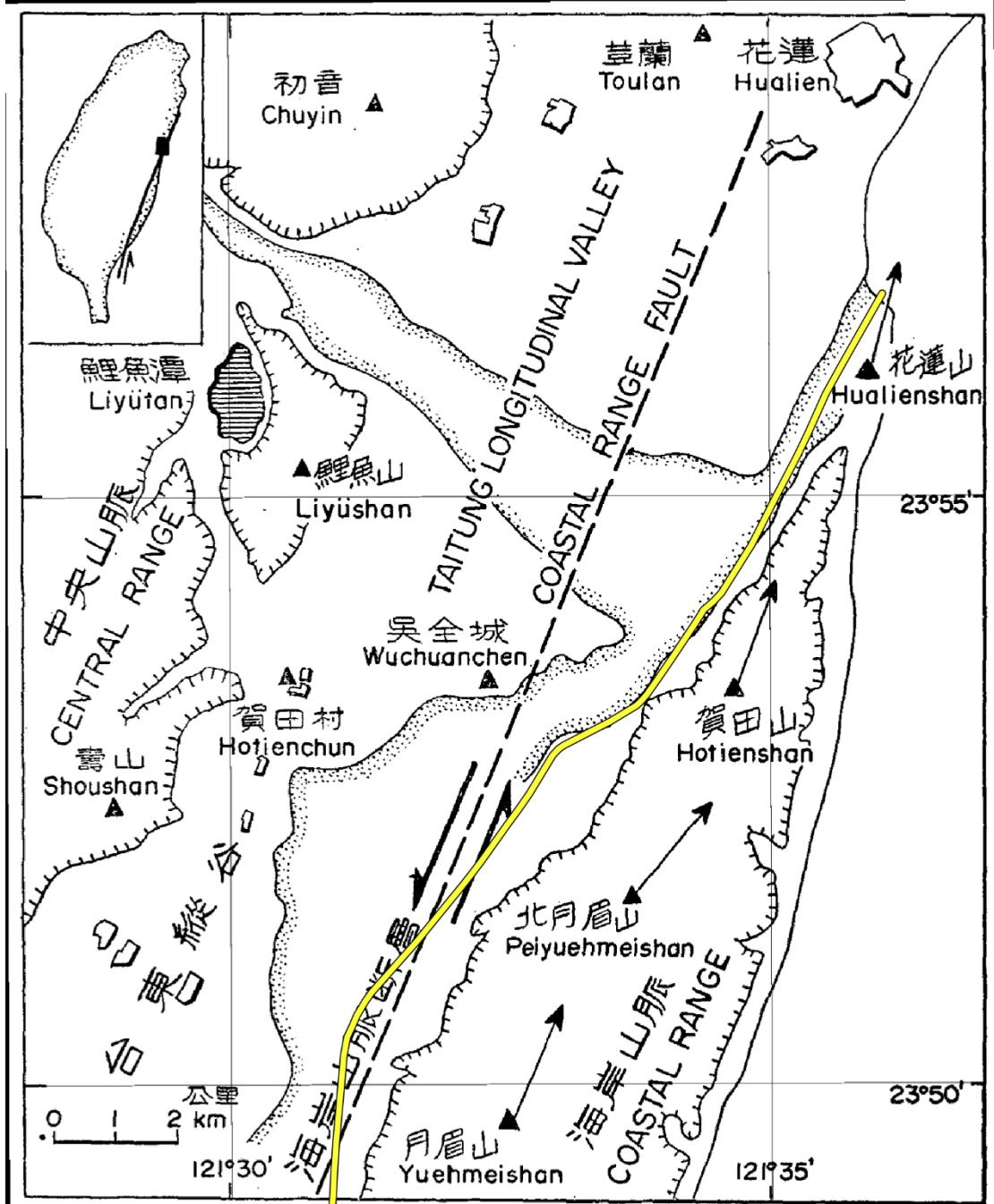


圖 2.1.3、海岸山脈上的三角點位移，改自陳佳元（1974）。

圖上黃色實線為地調所的嶺頂斷層，可觀察到海岸山脈上的三角點不論相對於前人的海岸山脈斷層或現今的縱谷斷層（嶺頂斷層），均呈現顯著的左移運動。

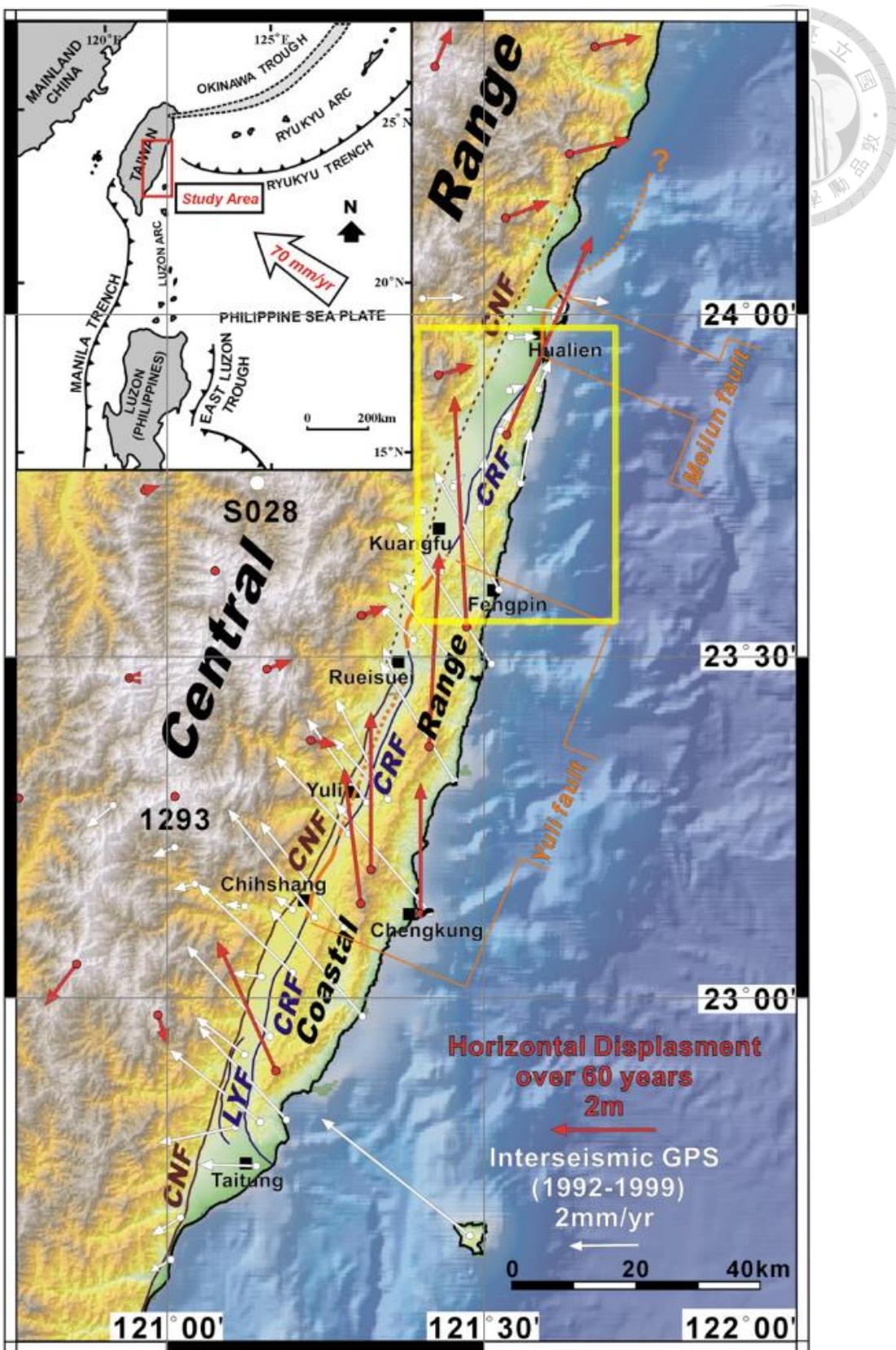


圖 2.1.4、前人在花東縱谷的測地研究，改自 Chung et al. (2008)。

黃色方框為本研究的範圍（見圖 2.1.1 與圖 2.1.2），不論從三角點的位置變化（紅色箭頭）或是 GPS 資料（白色箭頭），都可以觀察到北段的海岸山脈（研究範圍）在相對於中央山脈的運動方向上，幾乎沒有壓縮量，而是以左移運動為主。

不論地形、測地或地震的證據，皆顯示縱谷北段的斷層活動有顯著的左移特性，若依照目前地調所的活動斷層調查結果，在本研究區域的活動斷層應為左移並帶有逆移分量的嶺頂斷層（圖 2.1.5）（地調所，2019）。然而，在嶺頂斷層上盤的海岸山脈西側，卻有數條指示了左移運動的線形構造（Lineament），暗示在縱谷北段可能另有一個左移斷層系統。因此，在下一節將回顧縱谷北段潛在的活動斷層，並於後續的章節討論最有機會反映縱谷北段左移運動的斷層系統。

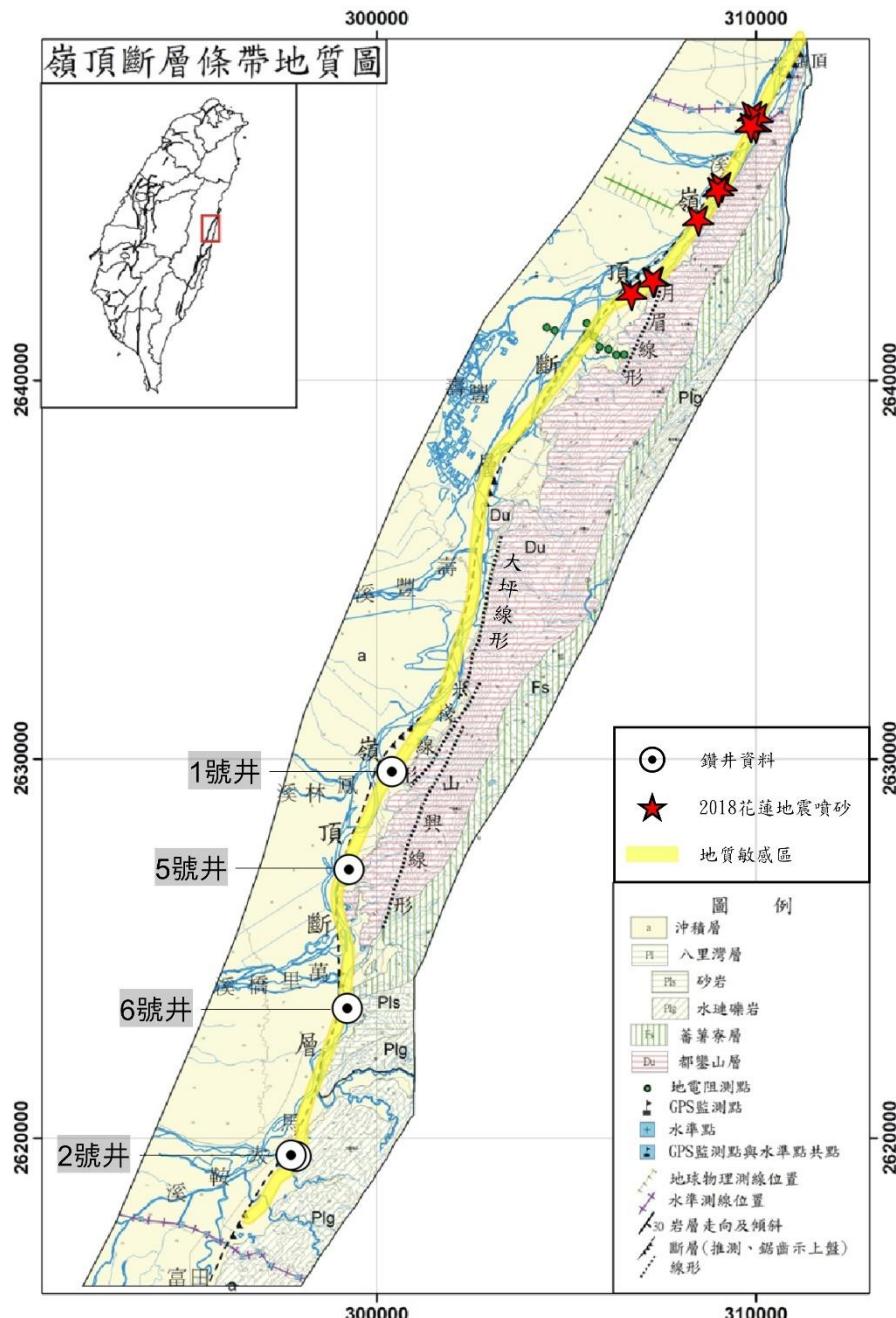


圖 2.1.5、嶺頂斷層條帶地質圖，改自地調所 (2019)。

嶺頂斷層上盤的海岸山脈側有許多線形構造，為本研究主要探討的斷層系統。



2.2、潛在的活動構造

為了避免名詞上的混淆，在本節提到的線形構造，均先以其在中央地調所的嶺頂斷層條帶地質圖的名稱稱之（見圖 2.1.5），而非直接採用前人文獻（York, 1976；石再添等，1983）所使用的「斷層」。然而，由於線形一詞泛指遙測影像下出現的線狀特徵（林啟文等，2012），像是道路與河階崖均可稱為線形，但本研究認為這些海岸山脈西側的線形構造與斷層作用有關，故在第 3 章之後會改以（存疑性）左移斷層系統稱之。

2.2.1、線形構造

在嶺頂斷層上盤、海岸山脈的西側，有一系列呈現雁型排列的線形構造（見圖 2.1.5），由北而南分別是月眉線形、大坪線形、米棧線形與山興線形（表 2.2.1），在早期的研究中，這些線形被認為是左移斷層。York (1976) 在研究花東縱谷的斷層時，發現在航照圖上的山興一帶有許多從海岸山脈往西流的支流呈現系統性往南轉折的現象（圖 2.2.1），York (1976) 認為此現象應代表縱谷斷層在全新世的左移運動，並從其幾乎沒有因地形起伏而轉折的斷層跡推論，山興線形為斷層面近乎垂直的左移斷層。

石再添等 (1983) 利用航照立體對判釋東部的活斷層地形時，發現縱谷北段的海岸山脈上，出現一系列錯斷河、閉塞丘、三角切面，與斷層鞍部/谷等指示平移斷層的構造地形（圖 2.2.1），因此提出長度 2 到 4 公里不等的月眉線形、大坪線形及米棧線形，以解釋這一帶的斷層相關地形。後續的研究（楊貴三，1986；游明聖，1997）也指出，這些線形構造反映了縱谷北段的左移運動，並呈現在地形特徵上。因此，在 2000 年的活動斷層圖中，海岸山脈西側呈雁型排列的線形構造被認為是縱谷北段的主要斷層，合稱月眉斷層（林啟文等，2000）。其為一左移斷層，走向北北東，傾角向西，總長約 23 公里。

然而，在 2009 年的斷層條帶地質圖中（林啟文等，2009），縱谷北段的活動斷層變成在縱谷與海岸山脈交界的嶺頂斷層，而月眉斷層被認為可能僅是活動性不高的次要斷層。主要原因之一是其斷層跡不夠連續，且每段長度只在 5 公里左右，不足以產生規模較大的地震，故後續的研究就把重點放在嶺頂斷層上。不過仍有前人描繪的斷層跡顯示了這些線形構造相對連續（Shyu et al., 2005），張國禎等（2014）也在部分線形構造之間的空缺範圍（見圖 2.1.5，嶺頂斷層條帶地質圖），判釋出線形構造的存在。由此可知，目前對於這些線形構造的實際空間分布尚未有定論。

除了斷層跡是否連續有爭議以外，前人研究對於不同線形所累積的總水平錯移量也無一定論。部分研究認為月眉線形累積了 50-100 公尺（石再添等，1983；楊貴三，1986；陳文山等，2004；沈淑敏等，2006），而山興線形則是 50 公尺（石再添等，1983）；游明聖（1997）則判斷月眉線形有 50 至 270 公尺不等的河流錯移量；劉平妹與謝孟龍（2007）假定河道形成時是筆直而無撓曲的，再利用 40 米數值地形量測河道的錯移量，認為月眉線形累積了 300 公尺的平移量、米棧線形有 250 公尺，而山興線形則為 700 公尺，並且在每一段線形中，觀察到總錯移量似乎都有往南遞減的趨勢（圖 2.2.2）。雖然目前已經有研究提出了此斷層系統可能累積的錯移量，但其量測的錯移河道數目有限，也尚未進一步討論線形構造所累積的錯移量可能反映的地質意義。

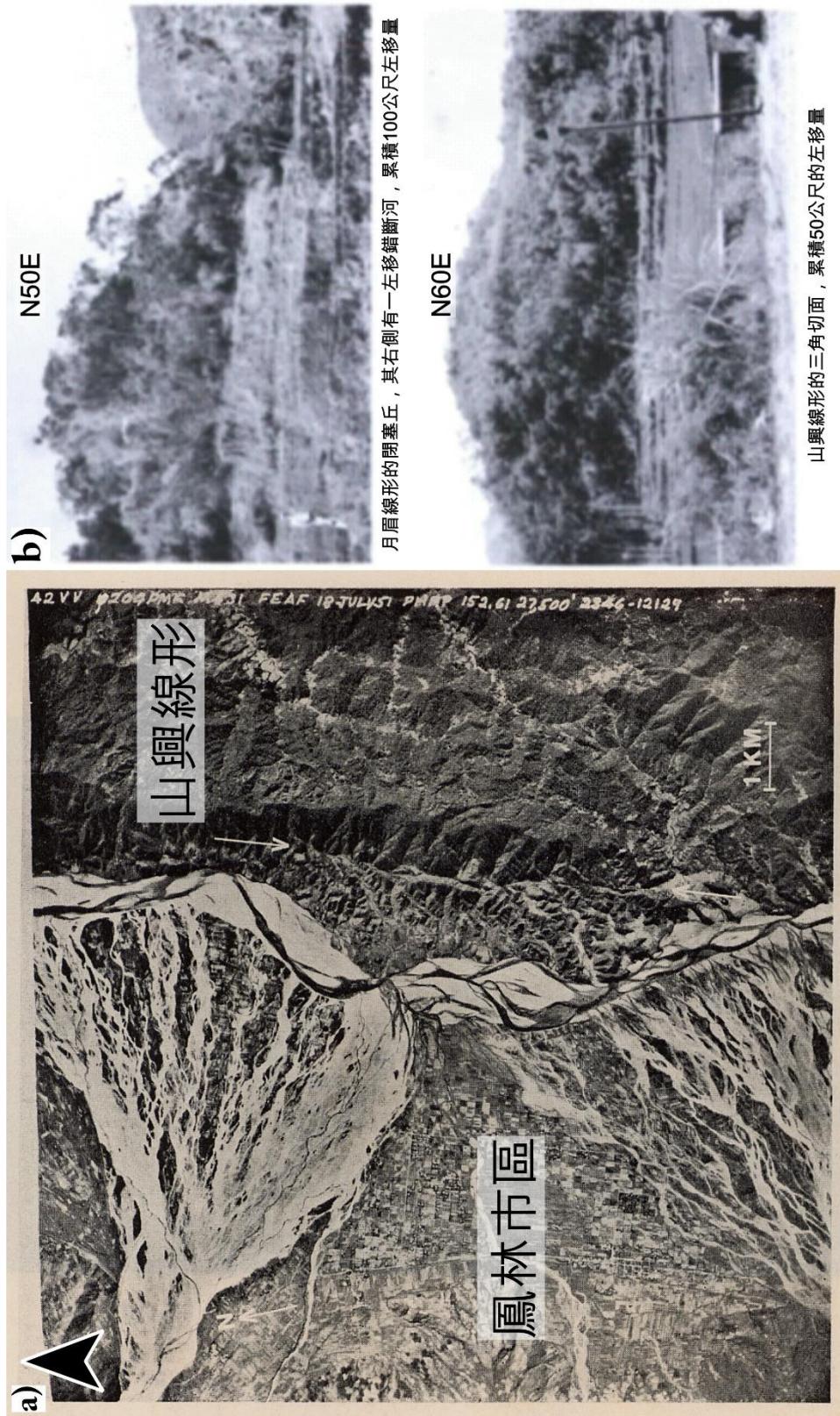
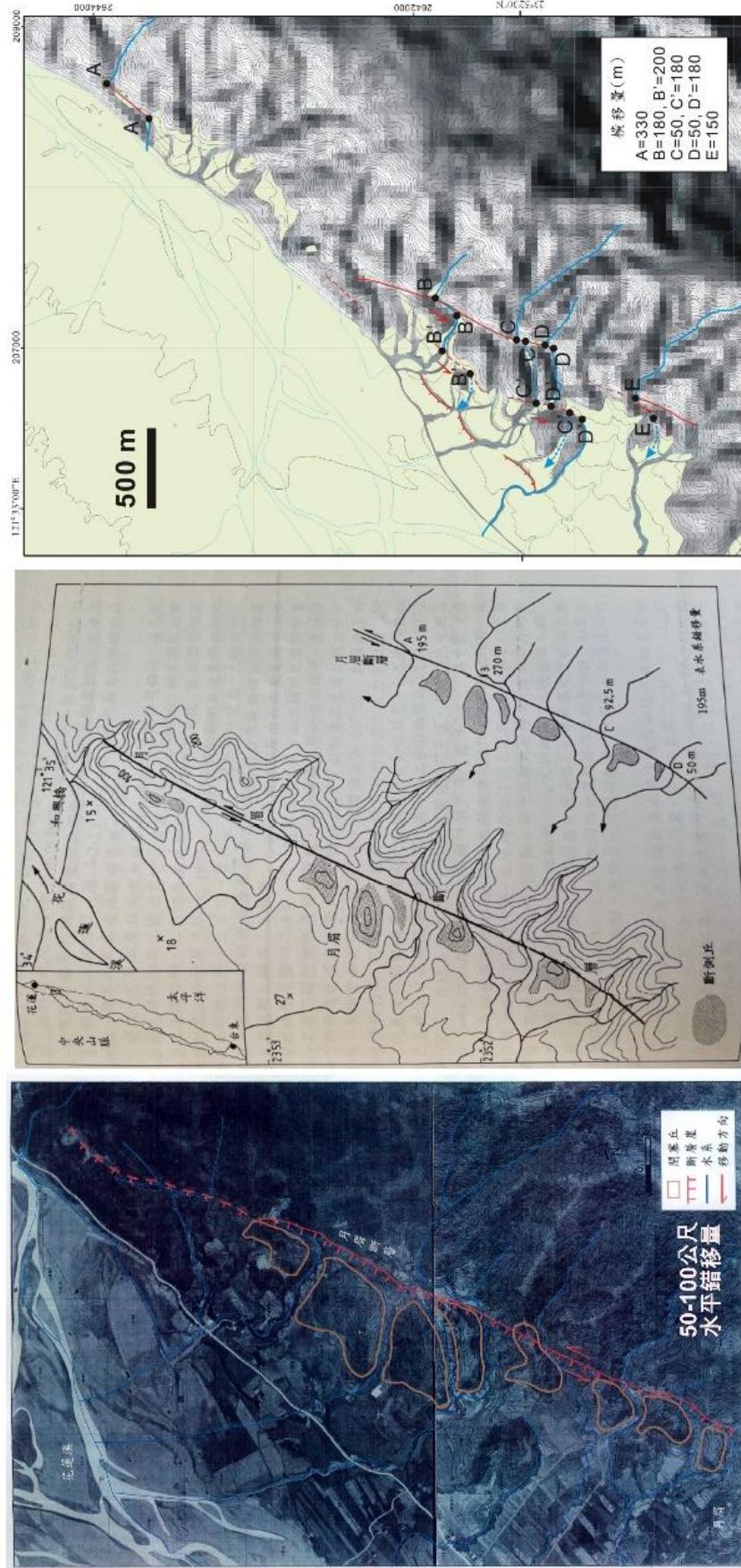


圖 2.2.1、線形構造最初被提出時的判釋依據，圖片改自 York (1976) 與石再添等 (1983)。
圖 a 改自 York (1976)，山興線形沿線上可見系統性向南轉折的河道；圖 b 改自石再添等 (1983)，其餘三條線形則在 1983 年的航照圖判釋與野外調查中被提出，其沿線上又有反映左移斷層活動的構造地形特徵。



(改自陳文山等, 2004) (取自游明聖, 1997)

圖 2.2.2、月眉線形累積錯移量的前人研究，資料來自：游明聖（1997）；陳文山等（2004）；劉平妹與謝孟龍（2007）。目前對於線形構造所累積的錯移量，並無一致的看法，且各個研究所量測的錯移河道數量有限。

(取自劉平妹與謝孟龍, 2007)



表 2.2.1、前人研究對於各線形構造的觀察。有*註記者，請見表下方的說明。

前人研究	*月眉線形	*大坪線形	米棧線形	山興線形
York, 1976				高角度近乎垂直的斷層，其全新世左移活動造成海岸山脈支流產生系統性的轉折
石再添等，1983	斷層確實度高 長度 2.3 公里 走向北北東 累積 50-100 米 左移量	斷層確實度高 長度 4.4 公里 走向北北東	斷層確實度低 長度 3.6 公里 走向東北	斷層確實度高 長度 6.9 公里 走向北北東 累積 50 米左移量
游明聖，1997	這三條線形彼此間呈現雁型排列			
	累積 50-270 米 不等的左移量	斷層露頭（20 度 向西傾）	反斜崖地形	
林啟文等，2000	這些線形合稱月眉斷層，總長約 23 公里，為一向西傾的左移斷層			
劉平妹與謝孟龍，2007	累積 300 公尺 左移量		累積 250 公尺 左移量	累積 700 公尺 左移量
張國禎等，2014	線形明顯且連續：3.3 公里長	線形稍不清晰且斷續：5.3 公里長	線形明顯而連續：4.4 公里長	線形明顯而連續：4.3 公里長

*大坪線形：在某些版本的名稱為大平地線形（如張國禎等，2014），本研究採用的名稱是以首先提出此線形的石再添等（1983）的命名。

*月眉線形：後續也有研究提到月眉線形累積了 50-100 公尺的左移量（楊貴三，1986；陳文山等，2004；沈淑敏等，2006），但最早提出這項觀察的為石再添等（1983），故本研究在此只列出石再添等（1983）的研究作為代表。



2.2.2、嶺頂斷層

嶺頂斷層為縱谷斷層的最北段，斷層跡主要位於花東縱谷北段、海岸山脈西緣的花蓮溪河床中，大約從花蓮溪出海口（嶺頂）延伸至光復，總長 36 公里，走向大致為北北東，目前被認定是一條帶有逆移性質的左移斷層（見圖 2.1.1）（陳文山等，2008；地調所，2019）。嶺頂斷層的斷層跡劃定依據，在最北端是沿著 2018 花蓮地震時的河床噴砂繪製，往南有地球物理的測線做為控制，而進入鳳林、光復一帶後，斷層位置則是依據鑽井資料來斷定（圖 2.2.3）。地電阻資料顯示花蓮溪床底下有一高角度向東傾的破碎帶存在，應為嶺頂斷層通過的位置（石瑞銓等，2004）；另外，鑽探岩心中雖具有剪切紋理（嶺頂 1A、2A、2B、5A、6A 井，許晉瑋等，2018），但並無直接鑽到嶺頂斷層（見圖 2.2.3，嶺頂斷層為沉積物與海岸山脈底岩的斷層交界）。以上證據雖指出嶺頂斷層存在於花蓮溪河床下，但沒有直接出露的斷層證據，代表嶺頂斷層大部分的斷層跡可能被花蓮溪的沖積層掩埋，其斷層跡位置還有相當的不確定性。在活動特性方面，陳文山等（2008）的研究顯示，投影到垂直斷層方向的 GPS 速度場在跨越嶺頂斷層時並無速度變化，但是在投影至平行斷層走向的速度場在跨越斷層後，卻有顯著的變化，代表嶺頂斷層兩側並無太大的壓縮量變化，應為一左移斷層（圖 2.2.4），且無明顯的垂直抬升運動。

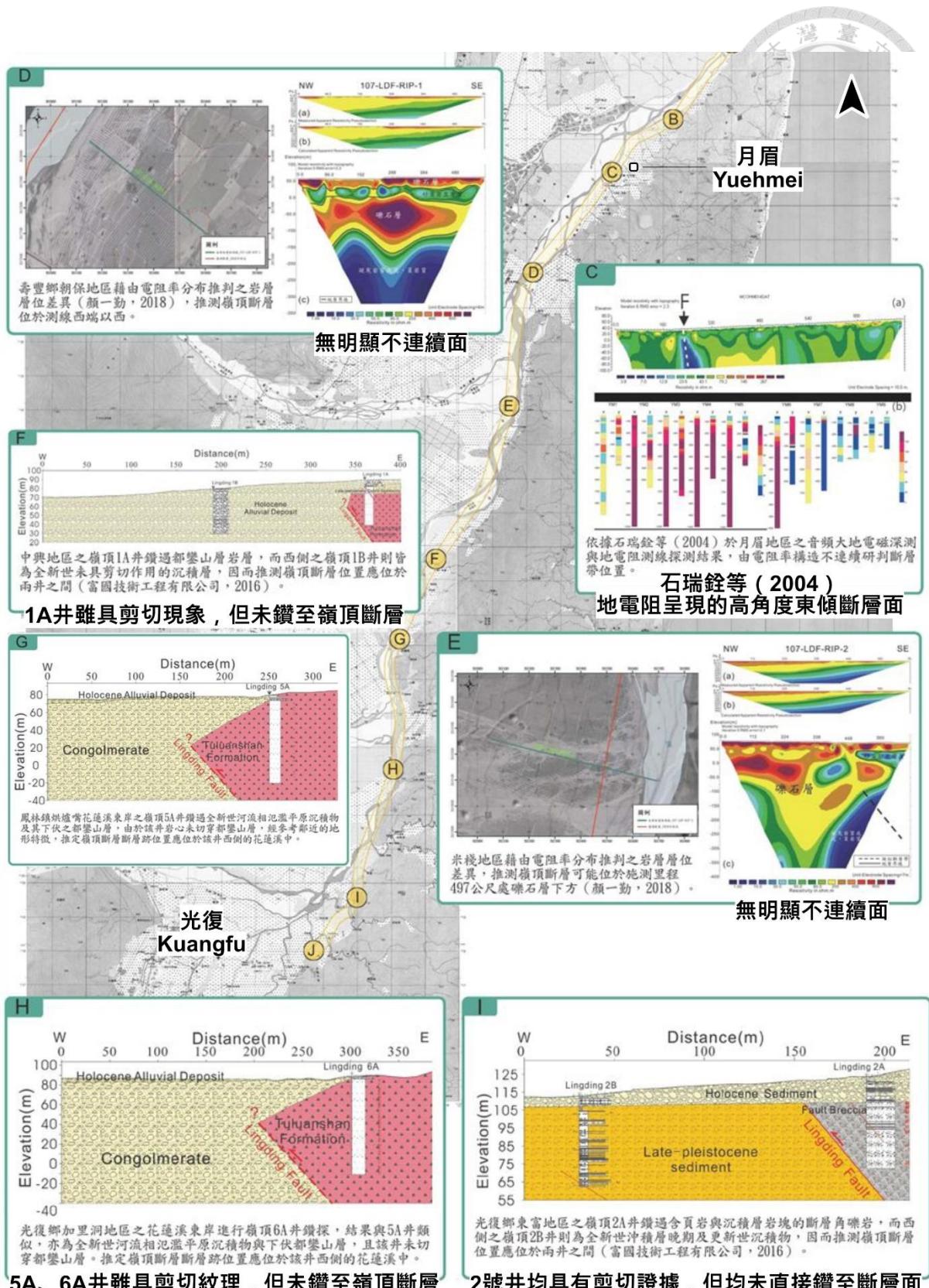


圖 2.2.3、嶺頂斷層的劃定依據，改自地調所網站（2020 年編修版）。

資料來源：<https://faultnew.moeacgs.gov.tw/Sensitive/More/fe78ee581eb040a4ba33dc3746430177>

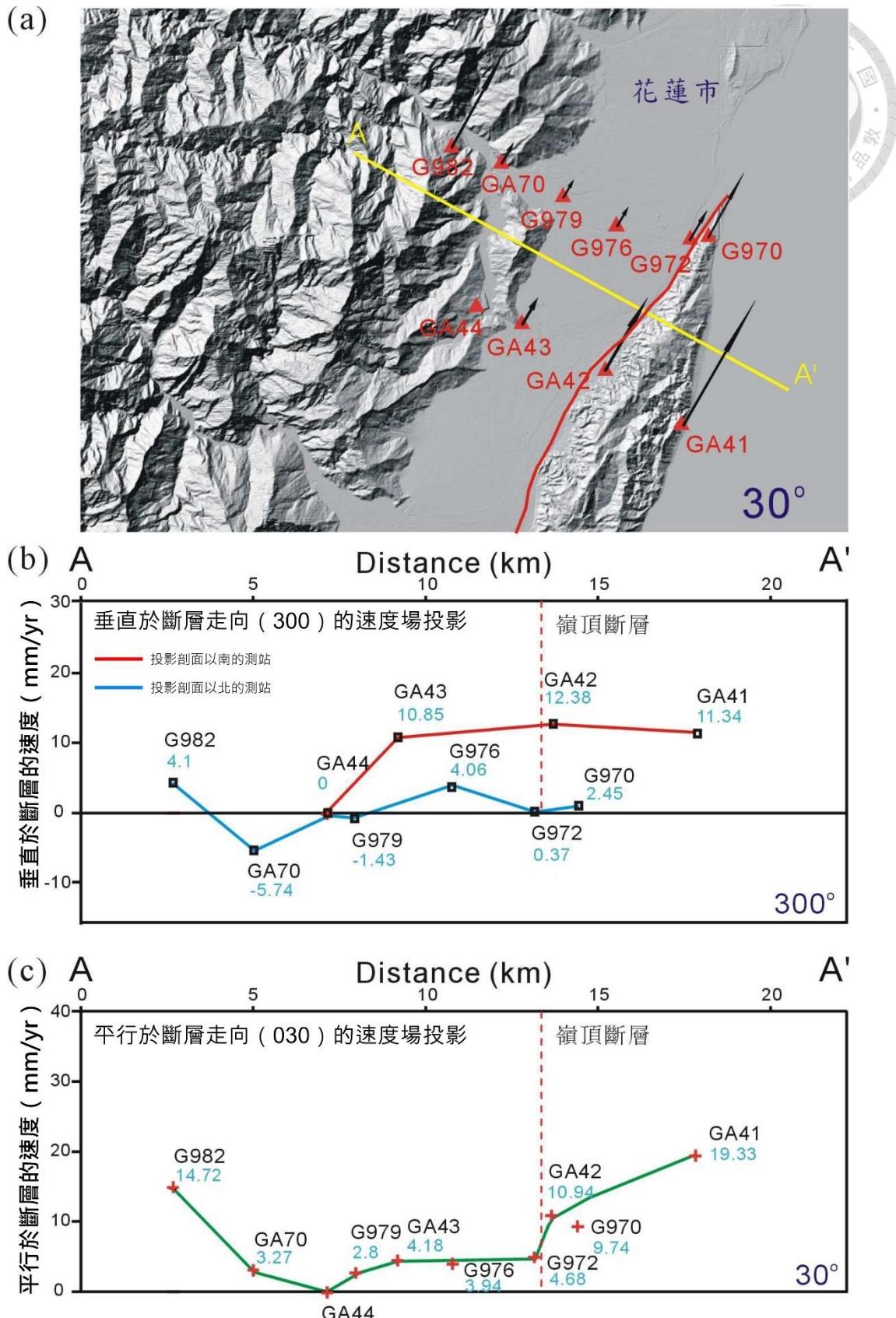


圖 2.2.4、跨越嶺頂斷層的 GPS 速度場變化，改自陳文山等（2008）。其資料為地調所在 2004-2006 的 GPS 測量結果，可以發現垂直於嶺頂斷層的速度投影在跨越斷層時並沒有變化，代表嶺頂斷層應沒有吸收壓縮量。



2.2.3、中央山脈斷層

在花東縱谷一帶，中央山脈斷層系統也相當活躍，但目前對於其在瑞穗以北的位置尚未有一致的看法，主要是因為缺乏斷層延伸至縱谷北段地表附近的地形證據（Shyu et al., 2006b），只能透過地震分布與震波層析成像速度構造（tomography）推估中央山脈斷層在地表下的位置。陳文山等（2018）認為縱谷北段的中央山脈斷層（鳳林段），其斷層尖端停在縱谷斷層下方，整體分布在8-25公里深的位置，並向西傾55至60度，活動特性為逆斷層兼具左移分量（圖2.2.5）。但Huang and Wang（2022）則認為，在光復以北，中央山脈斷層出現在縱谷下方約8-15公里深的位置，並以30度向西傾斜的斷層帶往東切穿整個海岸山脈，且在接近地表的位置可能連接至外海的構造（圖2.2.6）。

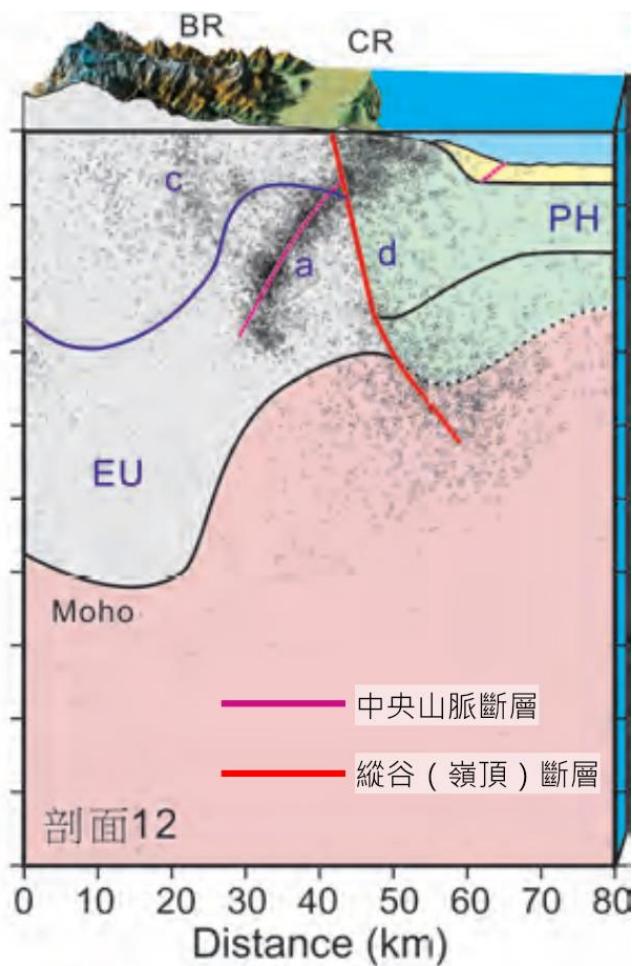


圖 2.2.5、縱谷北段的構造模型之一，改自陳文山等（2018）。此剖面的中央山脈斷層為陳文山等（2018）所定義的鳳林段，其從中央山脈底部持續向東、往淺部延伸，最後停於縱谷斷層（嶺頂斷層）之下。

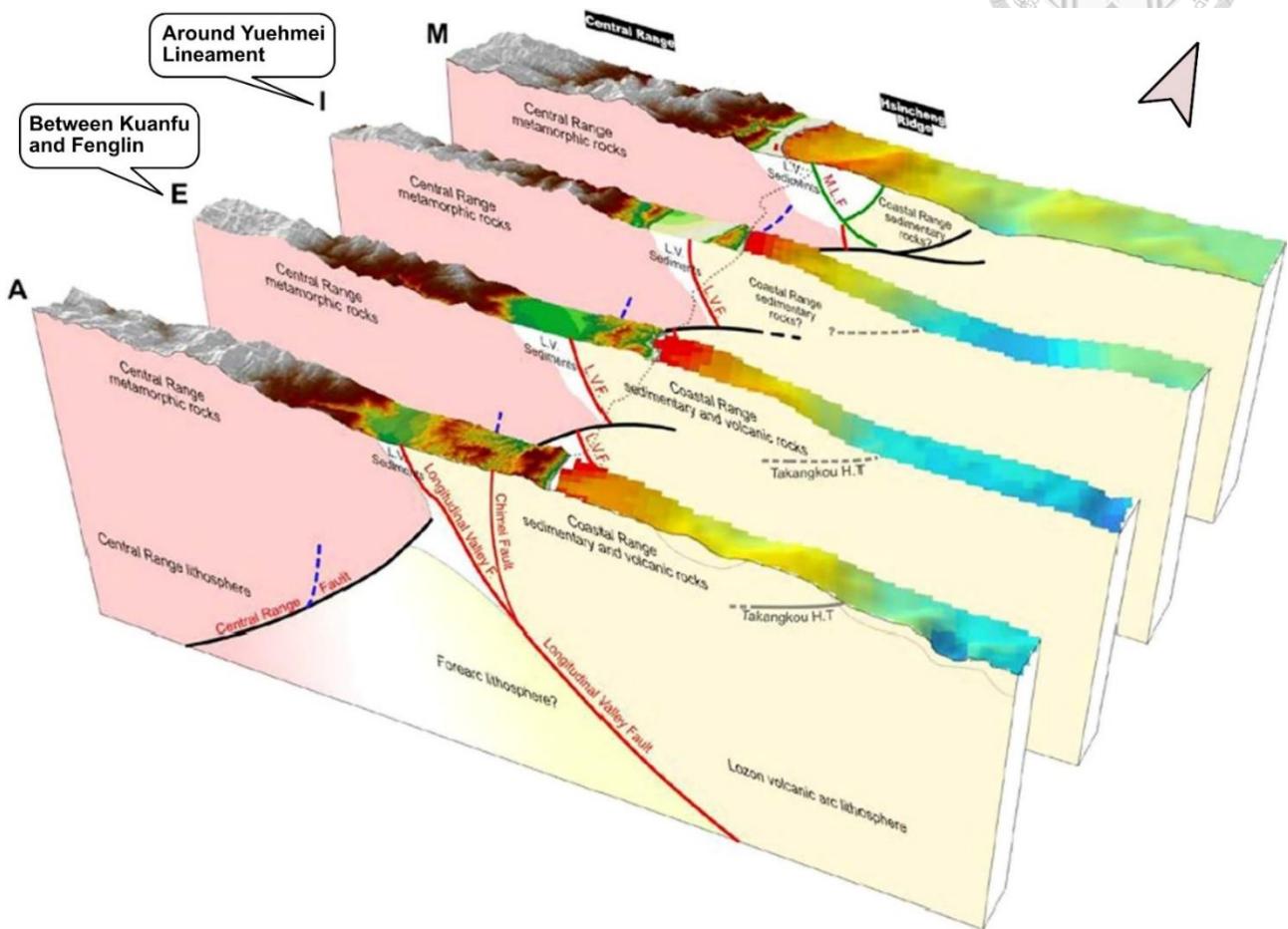


圖 2.2.6、縱谷北段的構造模型之一，改自 Huang and Wang (2022)。

剖面 E 到剖面 I 約為本研究的範圍，可以發現中央山脈斷層（黑線）將縱谷斷層（紅線）截切成淺與深兩個部分，並繼續往東切穿海岸山脈，且可能連至外海的構造系統。

第3章、研究方法



為了解此存疑性左移斷層系統在空間上的分布狀況，及討論此系統的累積錯移量所代表的地質意義，本研究使用中央地調所的山崩雲平台所提供的高解析度光達數值地形影像作為底圖，進行構造地形的判釋與錯斷河的繪製，同時以內政部所開放的 20 米數值地形模型 (DEM)、民國 110 年版本的 1:5000 像片基本圖，和台大地質系圖書室的航照圖（農航所拍攝）做為輔助判斷的依據。以下將先介紹本研究所使用的素材，再說明地形判釋的原則，最後呈現本研究討論錯移量時所採用的方式。

3.1、研究素材介紹

3.1.1、數值地形模型 (DEM: Digital Elevation Model)

數值地形模型反映了真實的地形起伏，被廣泛利用於地形學的研究上，如斷層跡的繪製與地形階面的對比 (Zielke et al., 2015；Gao et al., 2017)。在縱谷北段的範圍，雖然已經有前人從 40 米解析度的數值地形判釋出此左移斷層系統的主要的斷層位置 (Shyu et al., 2005；劉平妹與謝孟龍，2007)，但其詳細的分布難以反映在解析度較低的數值地形上。此外，本研究範圍內的植被茂密，有許多地形特徵被遮蔽，也難以從其他地形研究常使用的航照圖或衛星影像中，觀察詳細的斷層跡 (圖 3.1.1)。不過地調所在 2020 以後開放了山崩雲 WMTS 服務，使用者可以將其圖層直接放入 GIS 進行分析，其中便包含本研究作為底圖的「全島數值地形多向陰影圖」，該圖層為 6 米解析度的光達數值地形影像 (曾義星等, 2019)。因光達可以穿透植被、直接獲取地形資料 (圖 3.1.2)，所以能有效的去除植被遮蔽的影響。藉由這筆資料，可以觀察到許多以往難以辨識的地形特徵 (圖 3.1.3)，因此本研究選用其做為判釋的主要依據。然而，目前「全島數值地形多向陰影圖」僅開放影像檔，並不包含實際的高程值，所以本研究也同時搭配 20 米解析度的 DEM，輔助構造地形的判釋。



圖 3.1.1、本研究範圍的衛星影像圖（取自 Google Earth，2023/04/04）。
此左移斷層系統主要分布在 193 線道的東側，其對應的構造地形特徵多被植被
覆蓋，因此難以只用航照圖或衛星影像進行詳細的斷層跡繪製。

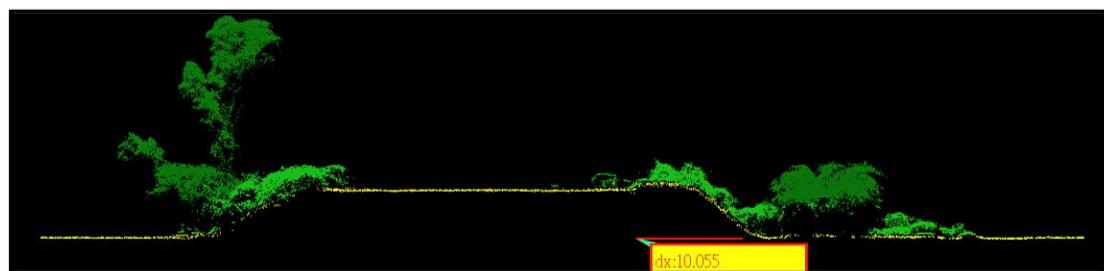


圖 3.1.2、光達（LiDAR）點雲示意圖，地面點以黃色表示。
透過光達技術，有機會取得植被底下真實的地貌資料，進而產製更高解析度的數
值地形（紅色實線對應到的為現實長度的 10.055 公尺）。

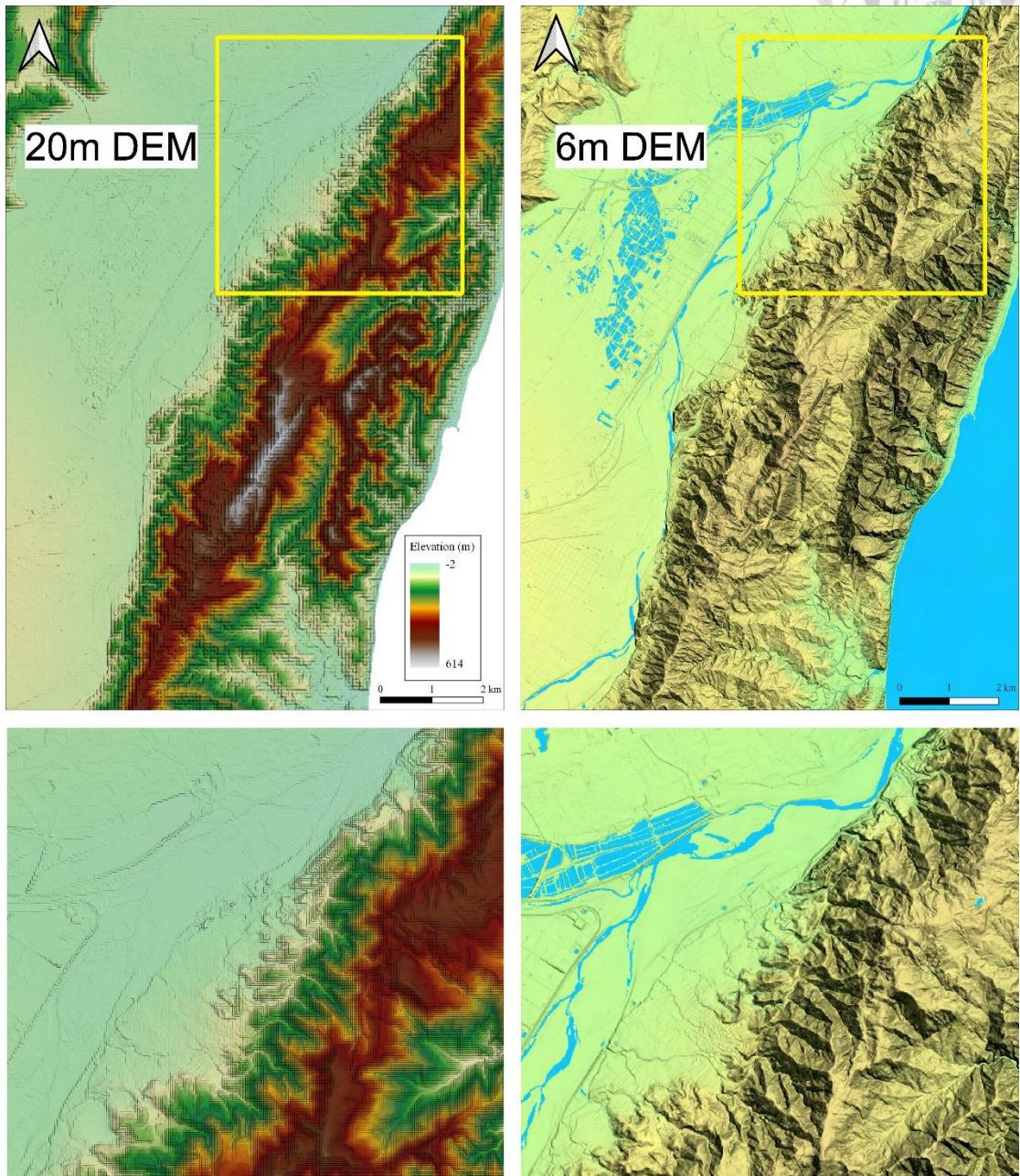
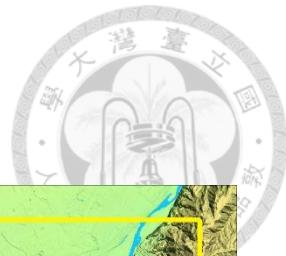


圖 3.1.3、不同解析度下的數值地形比較。

黃色方框對應到圖的下半部，相較於內政部的 20 米數值地形，山崩雲的 6 米版本可以反映出更多更細微的地形特徵，適合做為本研究重新判釋存疑性左移斷層跡的素材。



3.1.2、航照立體對

航照立體對是傳統上用來判釋活動斷層地形的方式，因為其判讀僅需立體鏡與航照圖即可進行，且若配合適當倍數的目鏡，空間解析度有機會高至 1 米（沈淑敏等，2005）。雖然數值地形可以呈現地形面起伏，但其資料建置時間較為晚近，而臺灣的土地利用變化相當快速，有許多的原始地形面在數值地形建立以前就已經消失了，如本研究所使用的全島數值地形多向陰影圖，其地形資料的收集時間是 2010-2015（謝有忠與郭麟霖，2019）。因此，若藉由民國 60、70 年代由農航所所拍攝的航照圖，就有機會觀察到原始的地形面是否有受到斷層的作用，故本研究於有人為修飾的地形面上，會同步使用航照立體對進行斷層跡與的判釋與檢核（圖 3.1.4）。

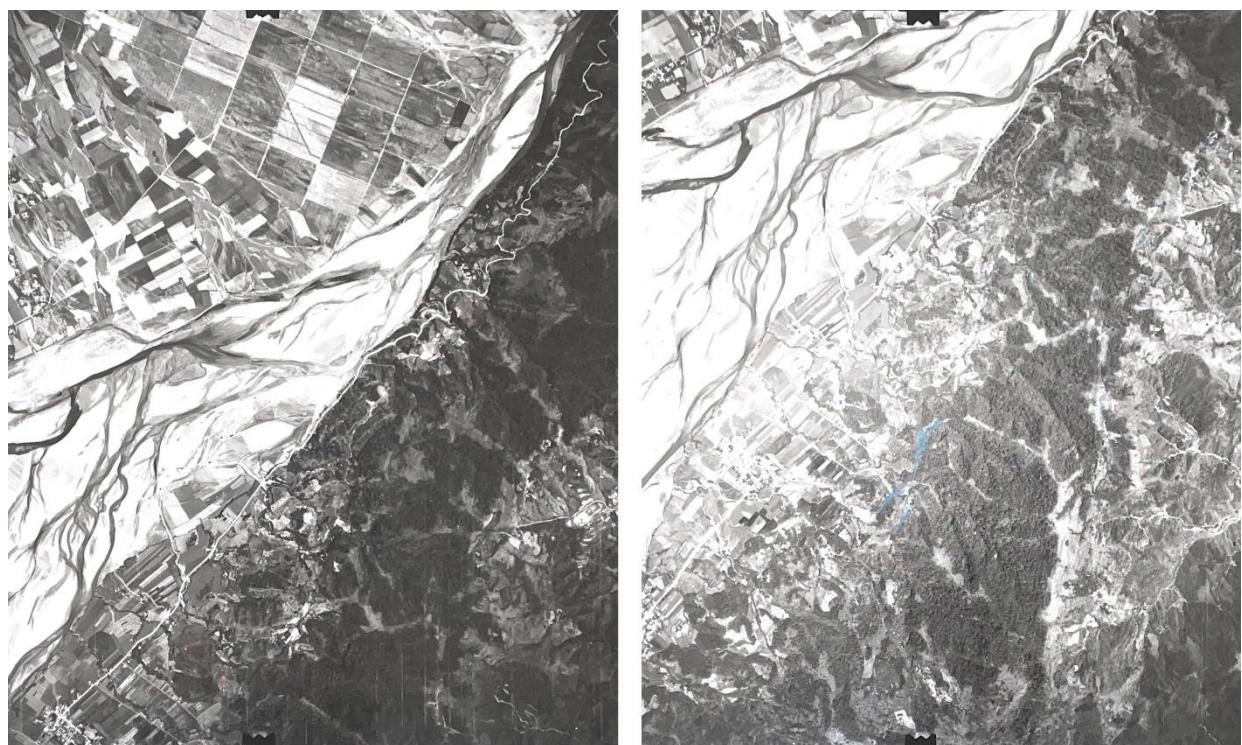


圖 3.1.4、民國 67 年月眉地區的航照影像，資料來自國立臺灣大學地質系圖書室。將兩張影像重疊性高的航照圖放置於立體鏡下，便能觀察到立體的地形起伏，進而判斷是否有斷層活動所造成的地形錯位。圖的正上方為北方。



3.1.3、像片基本圖

1:5000 的像片基本圖是內政部國土測繪中心所提供的基本地形圖之一，其包含了 5 米間距的等高線與基本土地利用資訊等，而更新頻率是 6-7 年（國土測繪中心，2019）。本研究中會先透過 6 米的數值地形影像繪製河流，再利用像片基本圖的等高線資訊進行修飾，最後就能利用這些河道作為量測斷層累積錯移量的錯移指標（Offset Marker）（圖 3.1.5）。

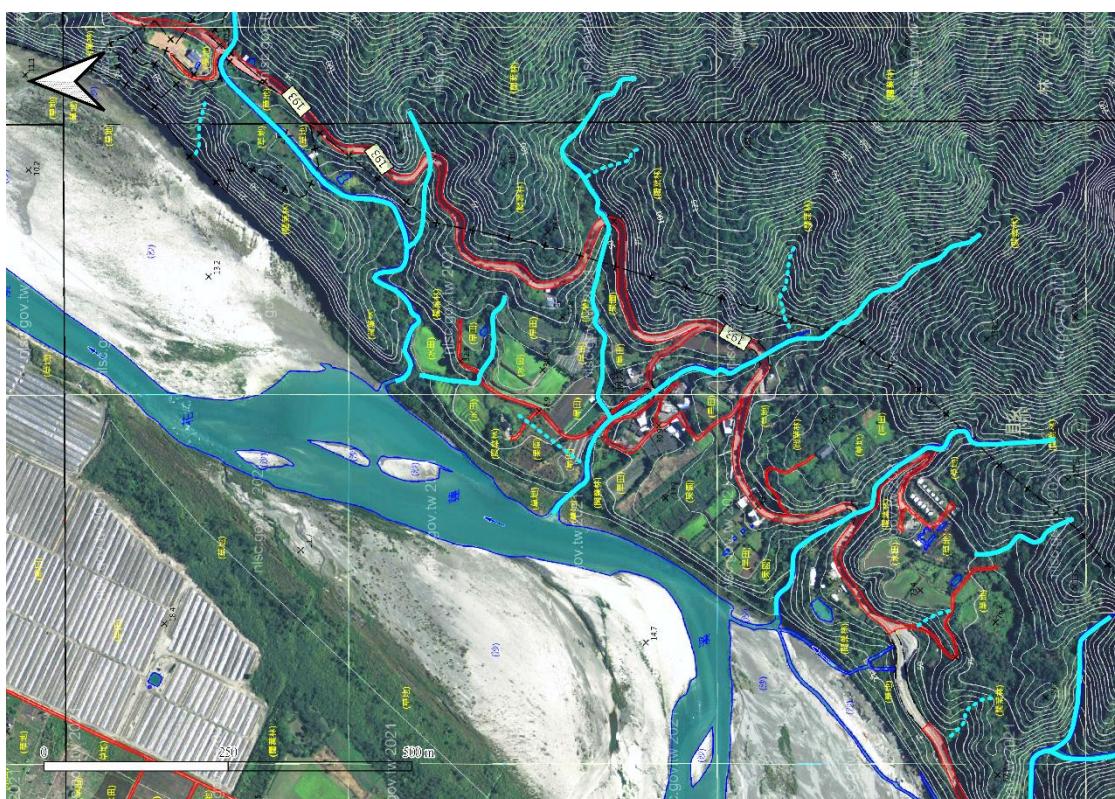


圖 3.1.5、崩坎一帶 2021 年 1:5000 像片基本圖。

圖中有現今的土地利用狀況（黃字）、道路（紅線）、部分河道的位置（深藍線），及 5 米間距的等高線（白線）。透過等高線可以進行河道位置的繪製與修飾（淺藍色實線與虛線為本研究判釋的河道），也可以觀察到地形面應為支流的沖積扇扇面，而非花蓮溪河床的河階面。崩坎的地理位置見圖 2.1.1。



3.2、判釋原則

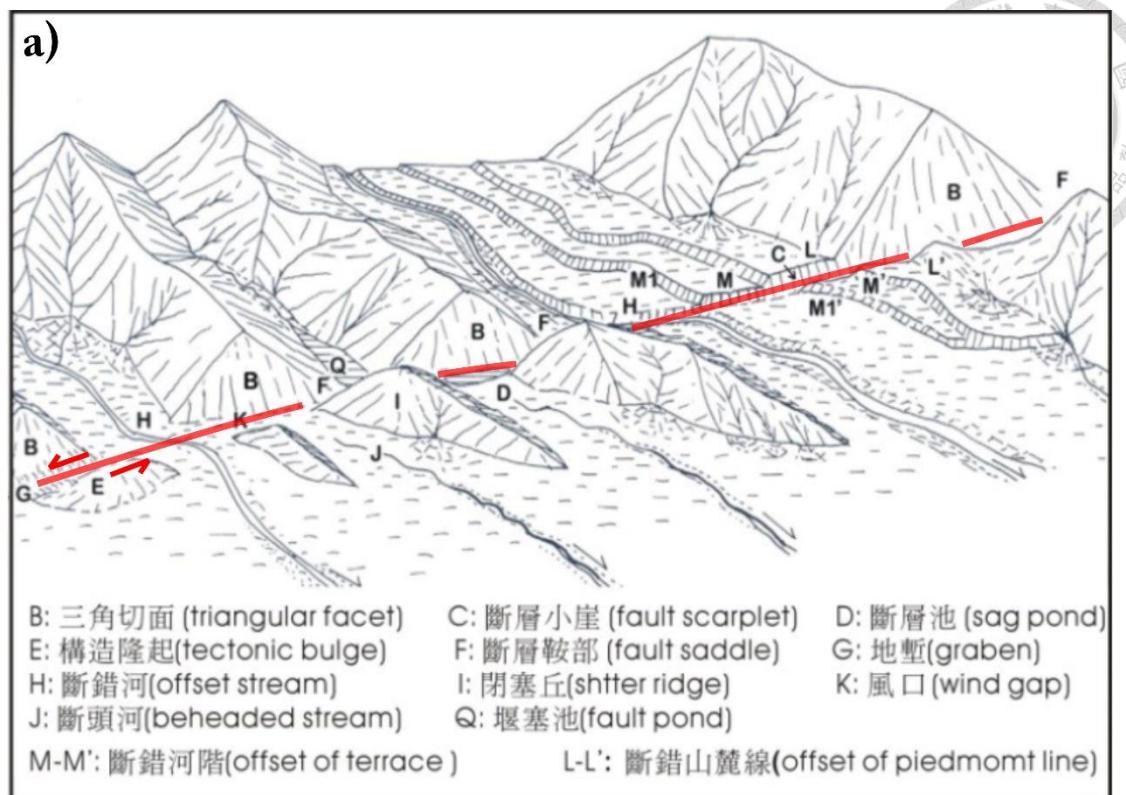
3.2.1、斷層跡判釋

斷層活動會導致地形產生錯位，所以構造地形的判釋是活動斷層研究相當重要的一環，能有效地讓研究者掌握活動斷層在空間上的分布，也才有後續針對該斷層的錯移特性評估或是槽溝開挖等研究 (Lienkaemper, 2001 ; Zielke et al., 2015)。在左移斷層系統中，常見的構造地形有：錯斷河 (Offset River)、錯斷階地 (Offset Terrace)、閉塞丘 (Shutter Ridge)、斷層鞍部/谷 (Fault Valley)、三角切面 (Triangular Facet)、壓力脊 (Pressure Ridge)，與風口 (Wind Gap) 等，藉由觀察這些地形特徵，就能繪製出相對應的斷層跡 (圖 3.2.1)。另外，前人研究在判釋斷層跡時(如：石再添等，1983；Arrowsmith and Zielke, 2009)，會同時對其斷層跡的可信度進行分級，作為後續更進一步討論的依據 (圖 3.2.2)。故本研究同樣針對斷層跡的確實度分級，由高至低分別為：等級 A、等級 B，與等級 C，分級的標準定義如下：

等級 A (Rank A) : (1) 同時有三個以上的河谷或山脊呈現系統性的左移排列；
(2) 在野外找到全新世的錯移證據；(3) 延續性佳的反斜崖。

等級 B (Rank B) : (1) 二至三個河谷或山脊呈現左移的排列；(2) 在野外無全新世的錯移證據，但其斷層鞍部/谷相當明顯且連續，且斷層通過的位置有三角切面、斷頭河，或風口地形；(3) 無法以斷層以外的營力解釋的地形。

等級 C (Rank C) : (1) 僅有單一的地形證據，不一定需要斷層活動也能解釋的地形特徵。



縱移斷層變位地形示意圖

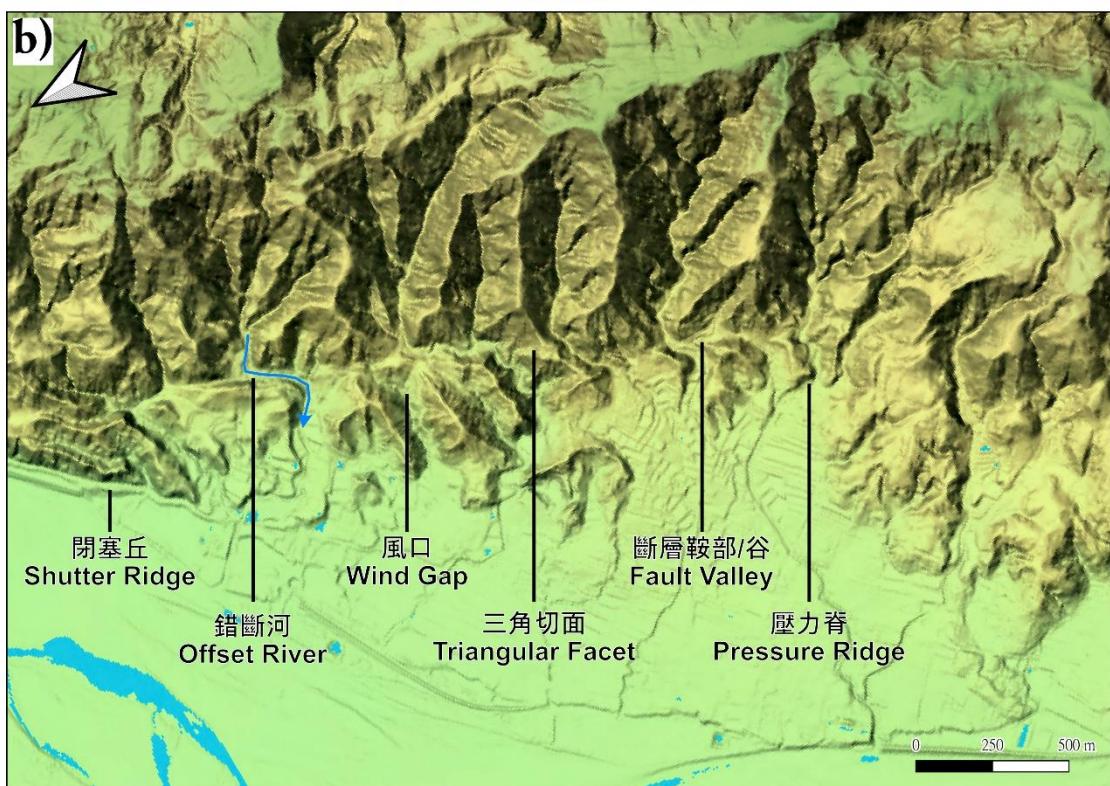


圖 3.2.1、左移斷層系統中常見的構造地形。

圖 a 改自松田ほか，1977 及日本活斷層研究會，1992；圖片來自：

<https://faultnew.moeacgs.gov.tw/About/WayMore/54fff905f790440caef6a319a95775b9>；

圖 b 為本研究在 6 米數值影像下判釋的構造地形（月眉一帶），可與圖 a 對照。



3.2.2、沖積扇扇階判釋與階序畫分

階地為指示斷層活動的重要依據（如：陳文山等，2004），透過觀察階地累積的變形量與其土壤化育的程度，可以了解自階面形成以來所經歷的斷層活動，進而得知該斷層的活動特性。因此本研究針對研究區域的北段進行沖積扇扇階的繪製，檢視在以都巒山層為主體的範圍中，是否可以觀察到第四紀的河階面或沖積扇面有斷層活動的證據。不過在研究區域中所出現的地形面，主要是發源自海岸山脈的支流的沖積扇扇階，而非花蓮溪河道的河階（見圖 3.1.4、圖 3.1.5），因此在判釋扇階階面時，是與附近支流的比高作為分階的依據。然而，每條支流開始堆積沖積物的海拔高度不同，故在不同區域中的相同階面，並無法直接對比。

命名原則說明如下：T0 為最低位扇階，而 T0a 則是比 T0 稍高的一階，但都會持續受到支流的水流作用；T1 則比 T0 更高一階，而 T1b 是 T1 扇階系列中最高的一階，T1a 則介於其中，在位階 T1 以上的扇階平時不會受到支流的沖刷作用。以此類推，數字越大、字母順序越後面者代表越高位的階面（圖 3.2.2）。

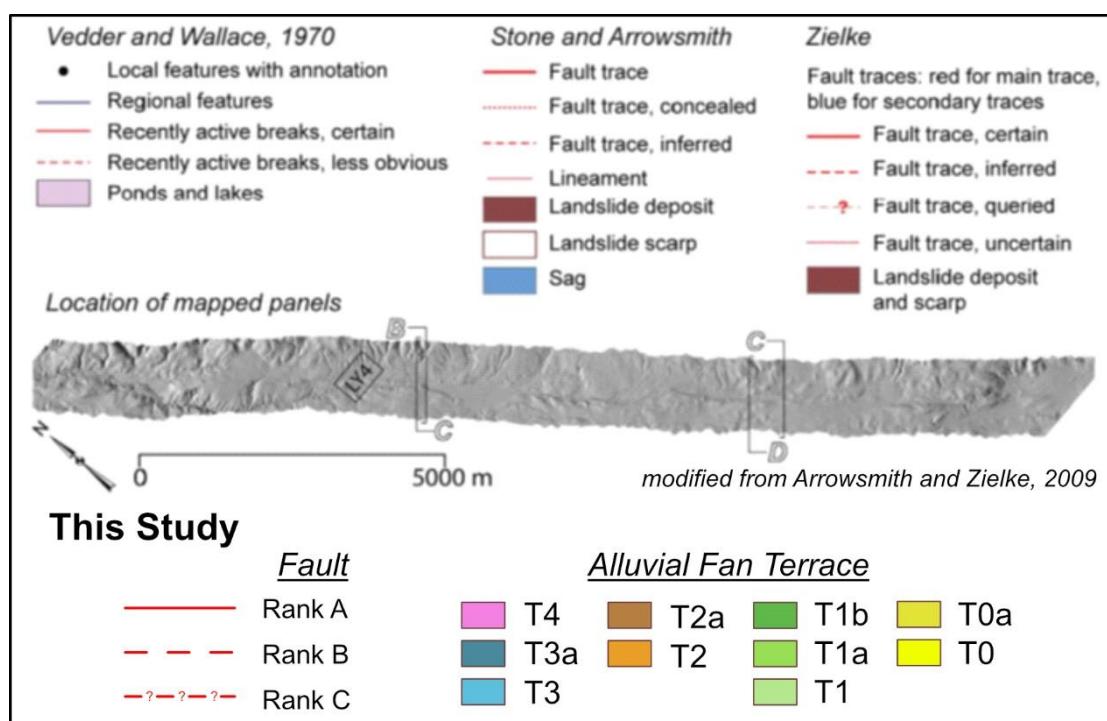


圖 3.2.2、構造地形研究中重要的判釋項目，改自 Arrowsmith and Zielke (2009)。
前人研究構造地形時，會針對斷層跡進行分類，並繪製重要的地形特徵。



3.3、水平錯移量量測方式

由於斷層的持續活動會使錯移量不斷累加，越老的河道系統或地形面會累積較多的變形量（如：Sieh and Jahns, 1984；Zielke et al., 2015），透過了解河道系統所累積的錯移量，若再結合年代資料，便能推估斷層在長時間尺度下的滑移速率。因此，本研究透過 QGIS 軟體與回復原始地形的方式（Slip Restoration），量測研究區域斷層跡上所累積的錯移量，以利後續推估此左移斷層系統可能的長期滑移速率，最終的測量結果請見附錄一。另外，參考 Sieh (1978) 的作法，本研究在量測水平錯距時，會同時給定該測量值的可信度 (Rating)。本研究將測量可信度分成 5 個等級，Rating 5 代表可信度最高，而 Rating 1 則是最低，標準如下：

Rating 4&5 :(1) 錯移指標位於主要斷層跡上；(2) 河道在接近斷層跡的位置呈現直角轉彎的現象，錯移指標在斷層跡上的投影位置的不確定性低；(3) 地形回復的結果可以同時還原 3 個以上的錯移指標。

Rating 2&3 :(1) 錯移指標不一定位於主要斷層跡上，但仍位於一活躍的斷層跡上；(2) 河道在接近斷層跡的位置非直角轉彎，但仍需斷層活動來解釋其轉折；(3) 地形回復的結果可以同時還原 2 至 3 個錯移指標。

Rating 1 :(1) 河道在接近斷層跡的位置非直角轉彎，不一定需要斷層活動來解釋其轉折；(2) 地形回復的結果不佳，通常能同時還原的錯移指標在 2 個以下，且其錯移量和整體趨勢不符。

此外，本研究也依照錯移指標的地理位置將其編號（見圖 2.1.1）：崩坎的代號為 1，進入月眉為 2，月眉至米棧為 3，米棧至山興為 4，山興至都巒山層結束出露的位置為 5，進到東富一帶後為 6；並在每區域由北至南依序從 01、02 開始編號，如崩坎的第一條錯斷河為 101、月眉的第一條錯斷河則為 201，以此類推，錯斷河的詳細位置分布請見第 4 章的研究結果。



3.3.1、河道錯移量

利用河道系統估計斷層水平錯移量的方式被廣泛應用在走滑斷層的研究上，如 Sieh (1978) 與 Zielke et al. (2012) 對聖安地列斯斷層 (San Andreas Fault) 上錯移量分布的研究；或是 Mériaux et al. (2005) 與 Gold et al. (2011) 對於阿爾金斷層 (Altyn Tagh Fault) 沿線上的河階崖進行錯移量的討論。而前人在進行錯移量的量測前，一般假設河道系統在形成之時、尚未被錯移之前的形態為直線狀，並在河流有一固定的河道之後才得以紀錄累積的錯移量。考量到本研究範圍內的主要錯移指標 (Offset Marker) 為河谷，且無明顯的河階崖發育（見圖 3.2.1），再加上本研究所使用的研究素材為無高程資訊的地形影像，因此本研究採用 Gold et al. (2011) 提出的方式來量測河道系統所累積的錯移量。

Gold et al. (2011) 將斷層兩側被錯移的河階崖分別投影至斷層上，得到兩側河階可能被錯動的極值與最佳的投影位置，再量測其錯移量的最大值與最小值，取兩者平均代表測量值，而平均值與極值之間的差異則是測量誤差。本研究將此方法運用到河道上，先將錯斷河的上下游分別往遠離斷層的方向延伸 30-150 公尺不等作為基線 (Baseline)，再投影至斷層上得到可能的錯移量範圍，最後使用 QGIS 量測，得到測量值與測量誤差（圖 3.3.1）。在呈現數據時，則取河道上游在斷層上的最佳投影點作為此測量值的量測位置，並在圖中以白色方框標記。

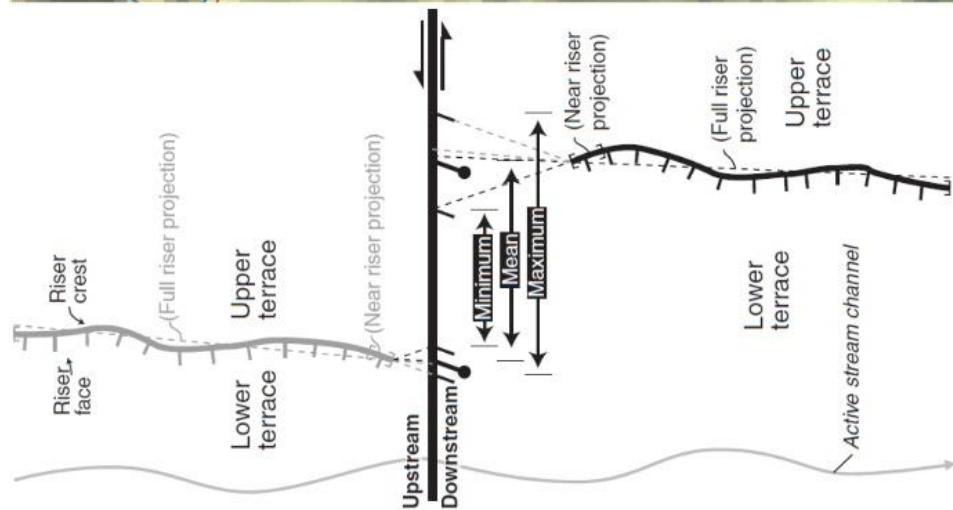
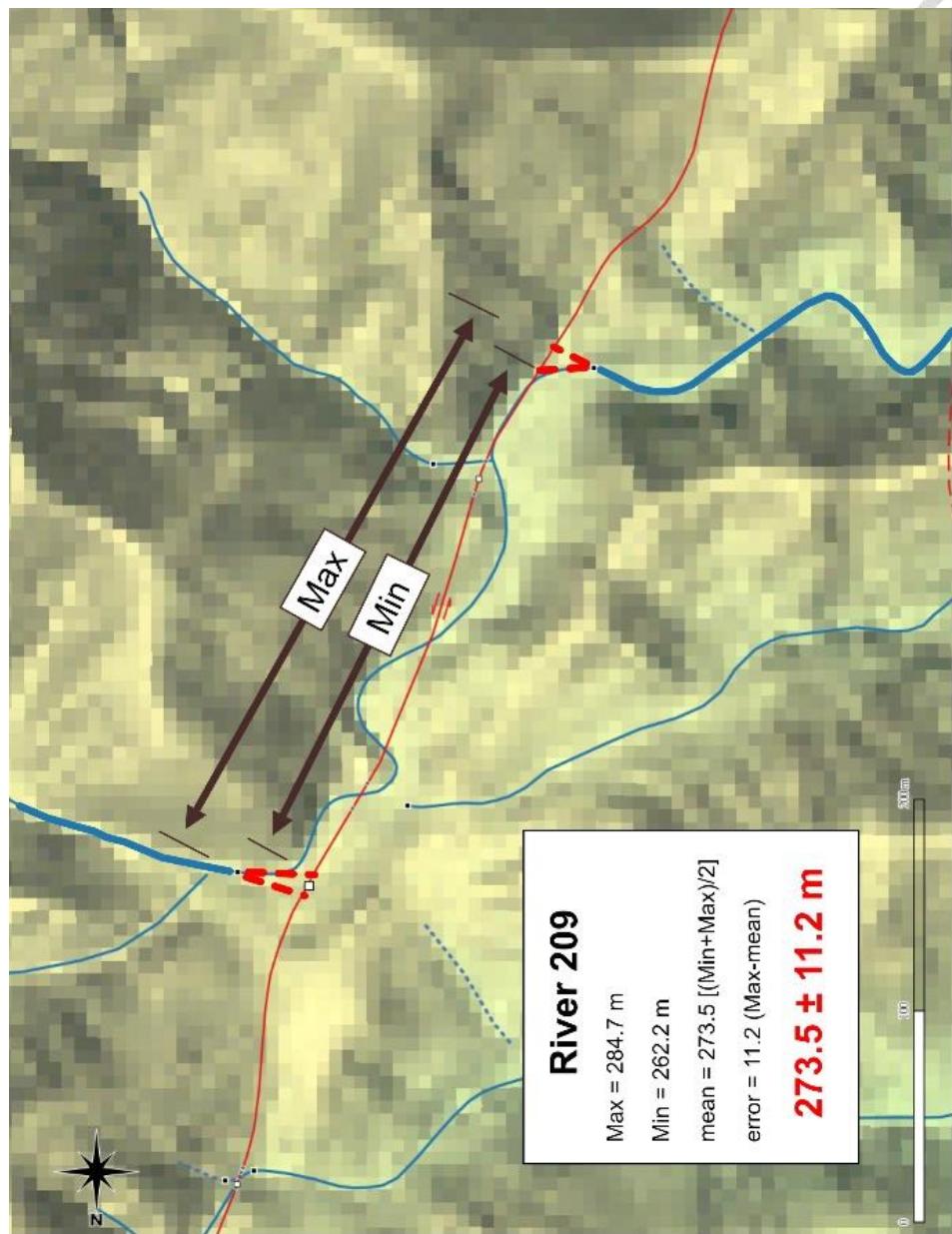


圖 3.3.1、單一斷層跡通過時採取的河道錯移量量測方式，左圖取自 Gold et al. (2011)。

右圖為編號 209 河道透過此量測方式所得到的最大水平錯移量，顏色加深的部分則為判斷河道投影至斷層上的延伸線。

然而，有些錯斷河同時有兩條以上的斷層跡通過，此時就不能使用任意一個測量值做為整體的錯移量（Haddon et al., 2016）（圖 3.3.2）。故本研究在計算多斷層跡通過的錯移指標所反映的總錯移量時，先採用 Gold et al. (2011) 的方式，分別在河道上、中、下游得到各斷層跡所呈現的錯移量，再將其各自的測量值相加，代表此河道的總錯移量。測量誤差採取誤差傳遞（Error Propagation）的方式計算，而代表此測量值的位置主要取在上游的投影點。

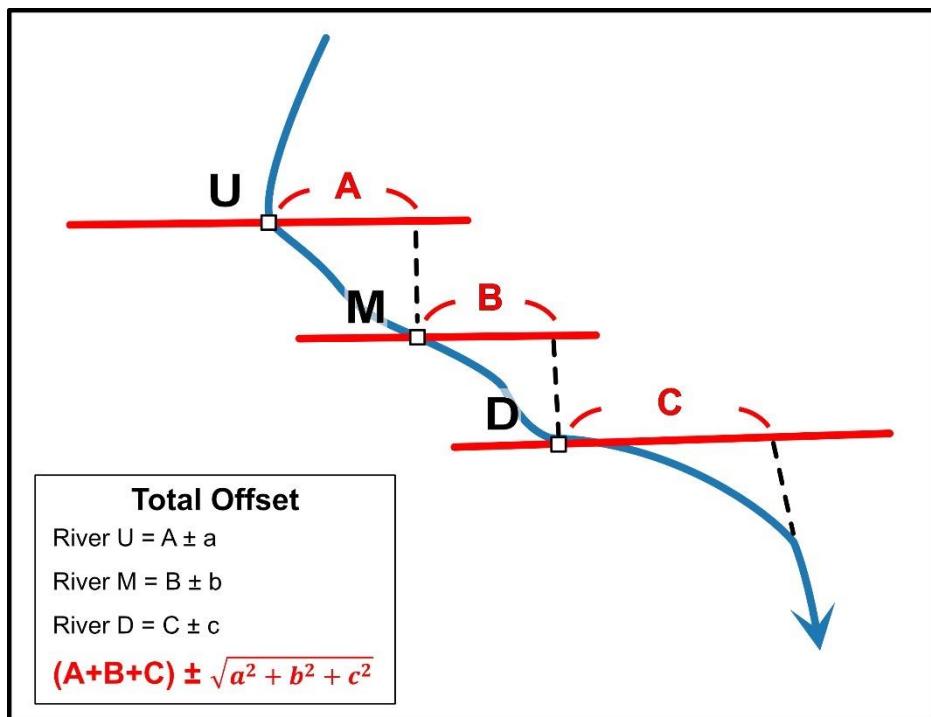


圖 3.3.2、在多斷層跡通過時河道總錯移量的計算方式，改自 Haddon et al. (2016)。U 代表上游；M 表示中游；D 則為下游。計算時分別將各段的測量值相加，誤差值（紅色粗體的根號值）則來自各段誤差值的誤差傳遞，而通常取最上游的白色方框做為此測量值的代表位置。

3.3.2、原始地形回復（Slip Restoration）

除了量測單一河道的錯移量，原始地形回復的方式也常用於估計與檢視走滑斷層的錯移量，如 Klinger et al. (2011) 就利用高解析度的衛星影像重建中國富蘊斷層（Fuyun Fault）的錯移量分布（圖 3.3.3）。此方法透過同時對比多個河道與山脊，得到該區域內可能累積的錯移量，適合用在河道系統相對複雜的區域，以檢視河道及其周圍地形上可以累積的錯移量（圖 3.3.4、圖 3.3.5）。

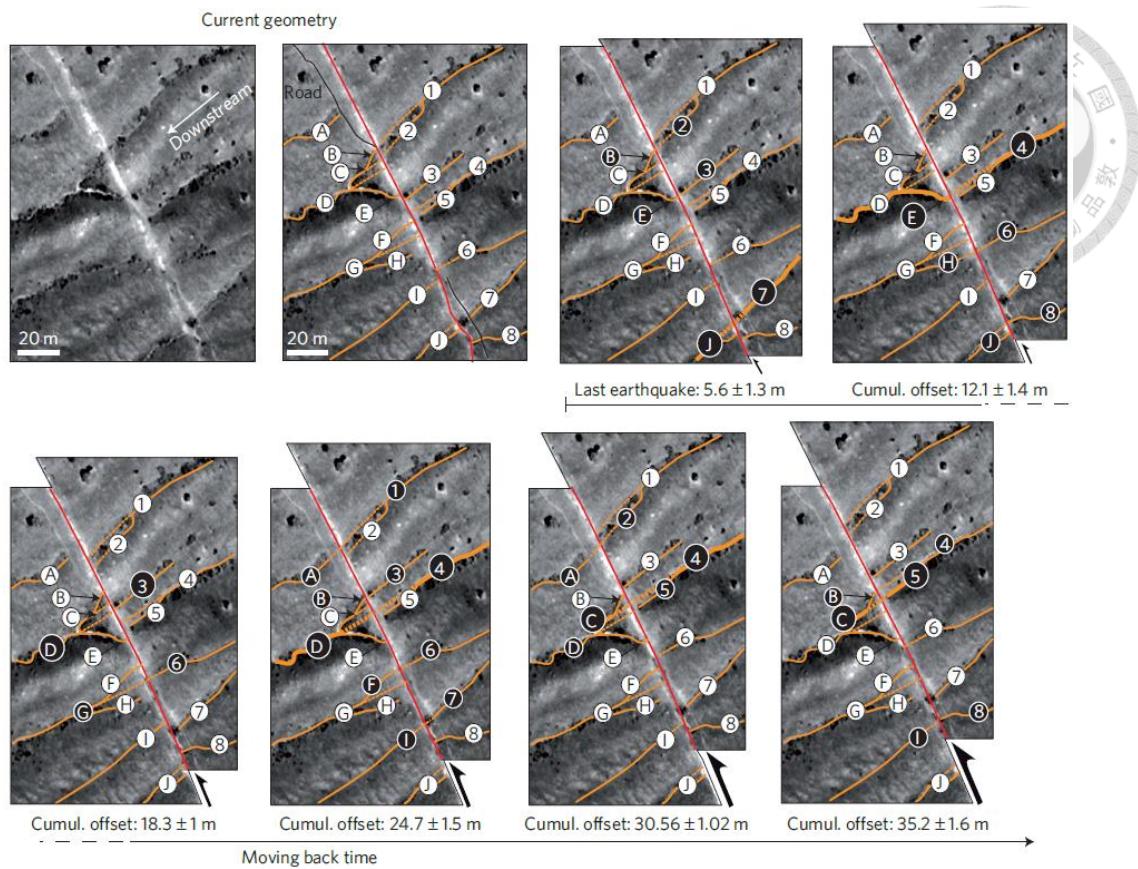


圖 3.3.3、運用地形回復法重建斷層系統的錯移量，取自 Klinger et al. (2011)。將地形回復時，需選擇適當的斷層位置，並同時還原不同的河道系統與山脊。

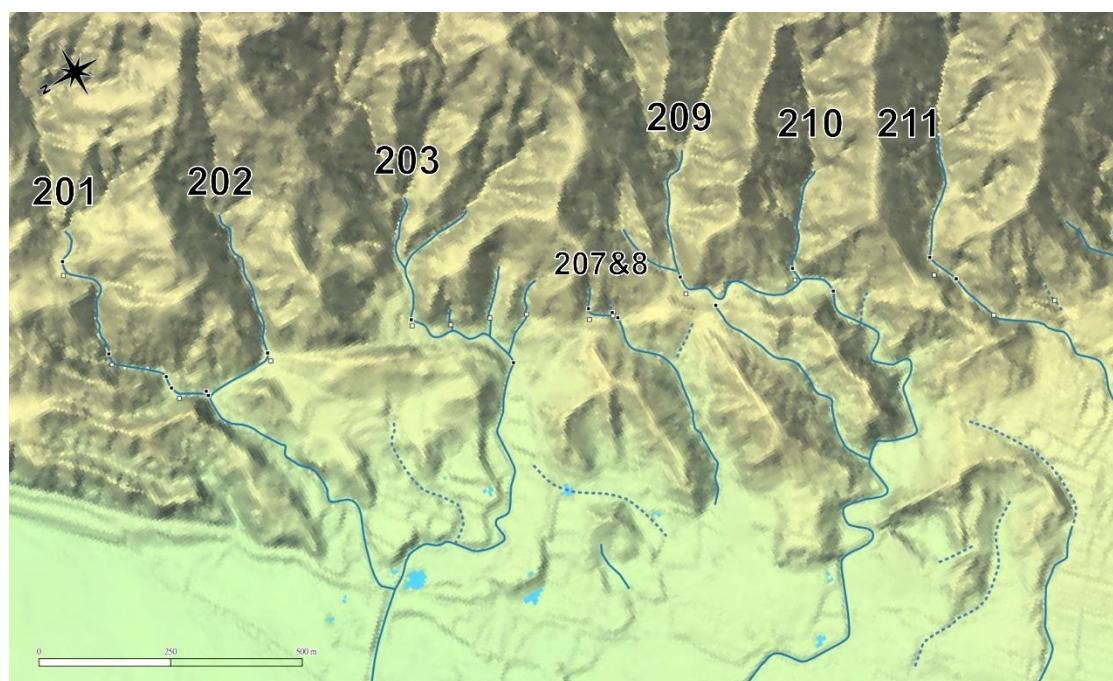


圖 3.3.4、月眉一帶目前的地形與河道分布。
圖上羅馬數字代表河道，2 代表河道位於月眉，並由北往南以 01、02、…，依序進行編號；而圖 3.3.5 為此範圍內的地形回復結果。

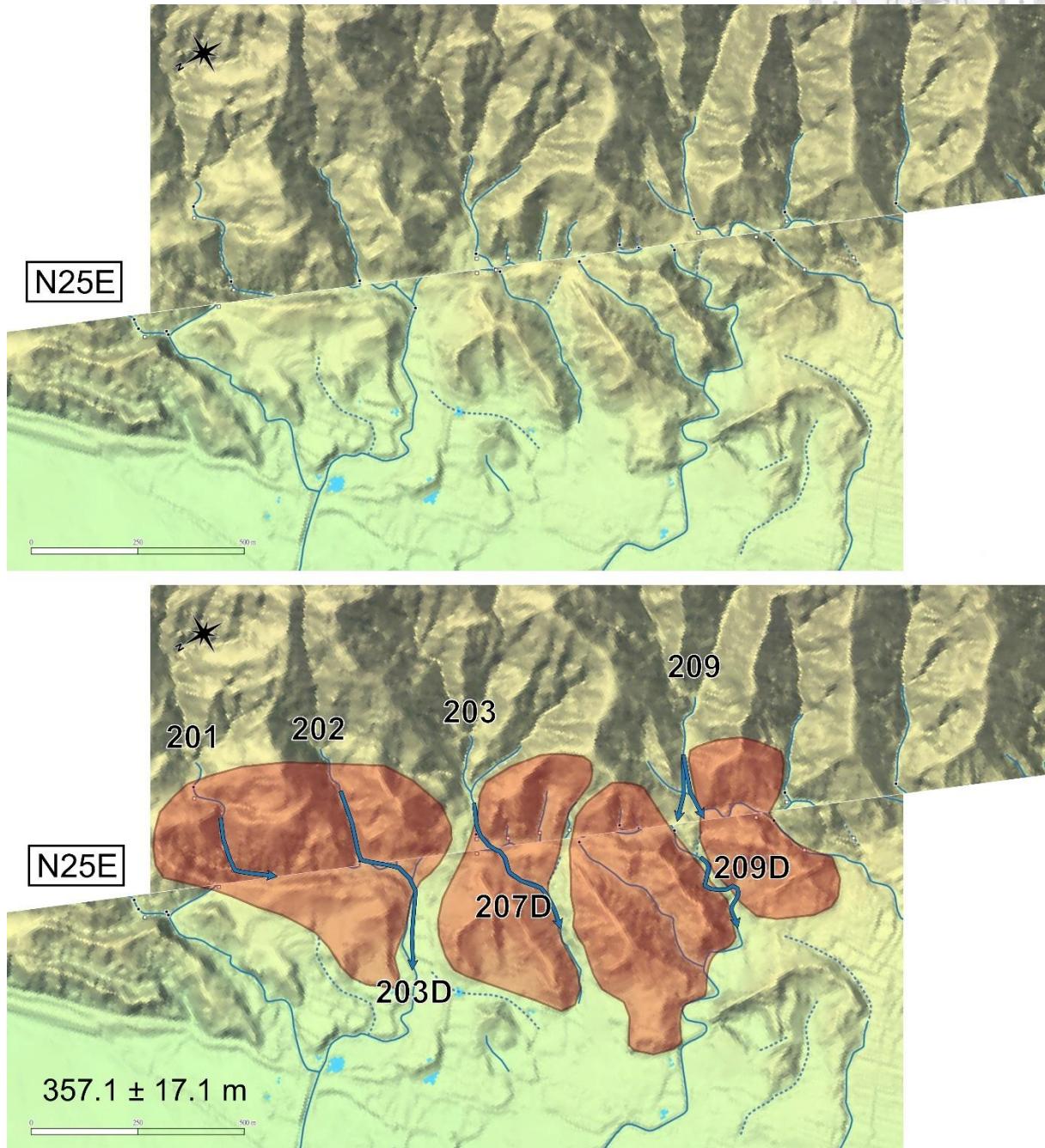


圖 3.3.5、運用地形回復法重建研究區域的水平錯移量，以月眉一帶為例。
圖上加粗的藍色箭頭代表可以對比在一起的河道，而用紅色標記的位置則是本研究
認為地形上可以對比的山脊，現今的地形請見圖 3.3.4。

第4章、研究結果



4.1、斷層跡分布與野外觀察

本研究依照判釋的斷層跡走向是否有較明顯的變化，以及其彼此間是否有較大的躍階現象（Stepping），將海岸山脈西側的斷層系統由北而南大致分成三段，分別為：月眉段（Yuehmei Segment）、米棧山興段（Michan-Shanhsing Segment），與東富段（Tungfu Segment）。月眉段的走向較偏東北，米棧山興段與東富段則偏向南北走向，不過後兩者間有約 1.5 公里的躍階現象，故分為不同分段。三個斷層分段彼此間呈現雁型排列（en-échelon pattern），且斷層跡的分布相當連續，整體的斷層走向為北北東，約延伸 30 公里（圖 4.1.1）。

除了室內作業以外，野外調查是檢視判釋結果不可或缺的一環（石再添等，1983；Arrowsmith and Zielke, 2009），加上過往的研究認為此系統主要截切中新世的都巒山層，沒有觀察到全新世沖積層的錯移證據（圖 4.1.2）（林啟文等, 2009；地調所，2019）。因此，本研究將野外調查的範圍聚焦在研究區域的北段，以都巒山層為主體的海岸山脈西緣，一方面在斷層沿線上觀察河道或是其沖積層是否有系統性排列的小型錯移量證據，因為系統性的錯移是指示斷層通過的強力證據，而小型的錯移量往往反映了近期的斷層活動（見內文討論與附錄圖集），並確認斷層跡與支流河道系統的判釋是否合理；一方面也藉由觀察沖積層的礫石岩性與其頂部的土壤化育程度，了解沖積層的來源與其反映的地質意義，做為後續討論縱谷北段斷層系統的活動特性的依據。以下將由北到南，分別介紹每個區域的構造地形特徵及野外檢核結果，並與前人研究相互參照。

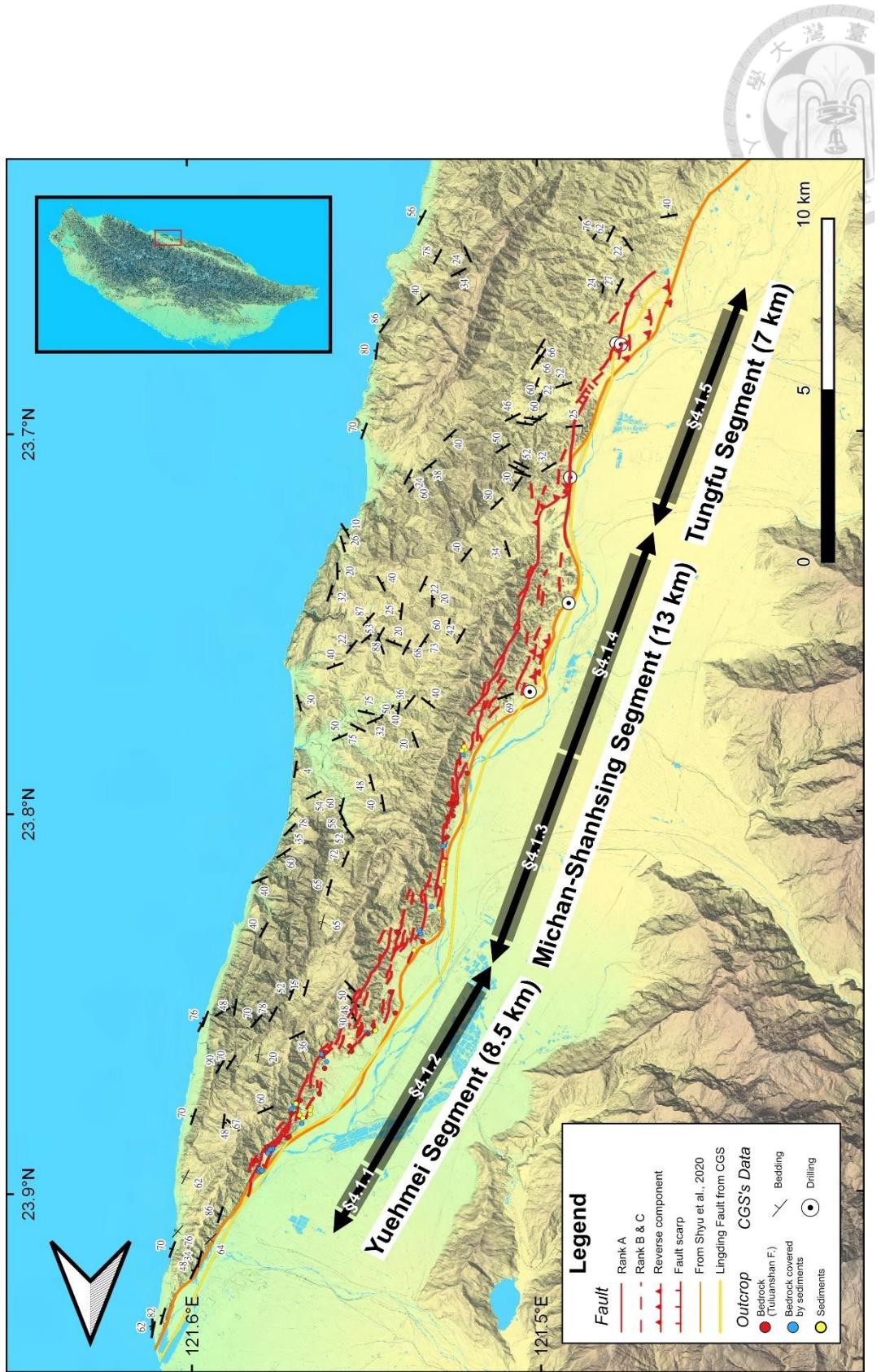


圖 4.1.1、存疑性左移系統的斷層跡與分段，由北到南分別為月眉段 (Yuehmei Segment)、米機山段 (Michan-Shanhsing Segment)、東富段 (Tungfu Segment)。圖中的紅線為本研究的斷層跡判釋結果，黃線為地調所的嶺頂斷層，橘線則為 Shyu et al. (2020) 的斷層跡；岩層位態與鑽井點位來自地調所，其餘圓圈為本研究的野外觀察結果；4.1 節各小節的範圍見圖中 §4.1.1 等標記。

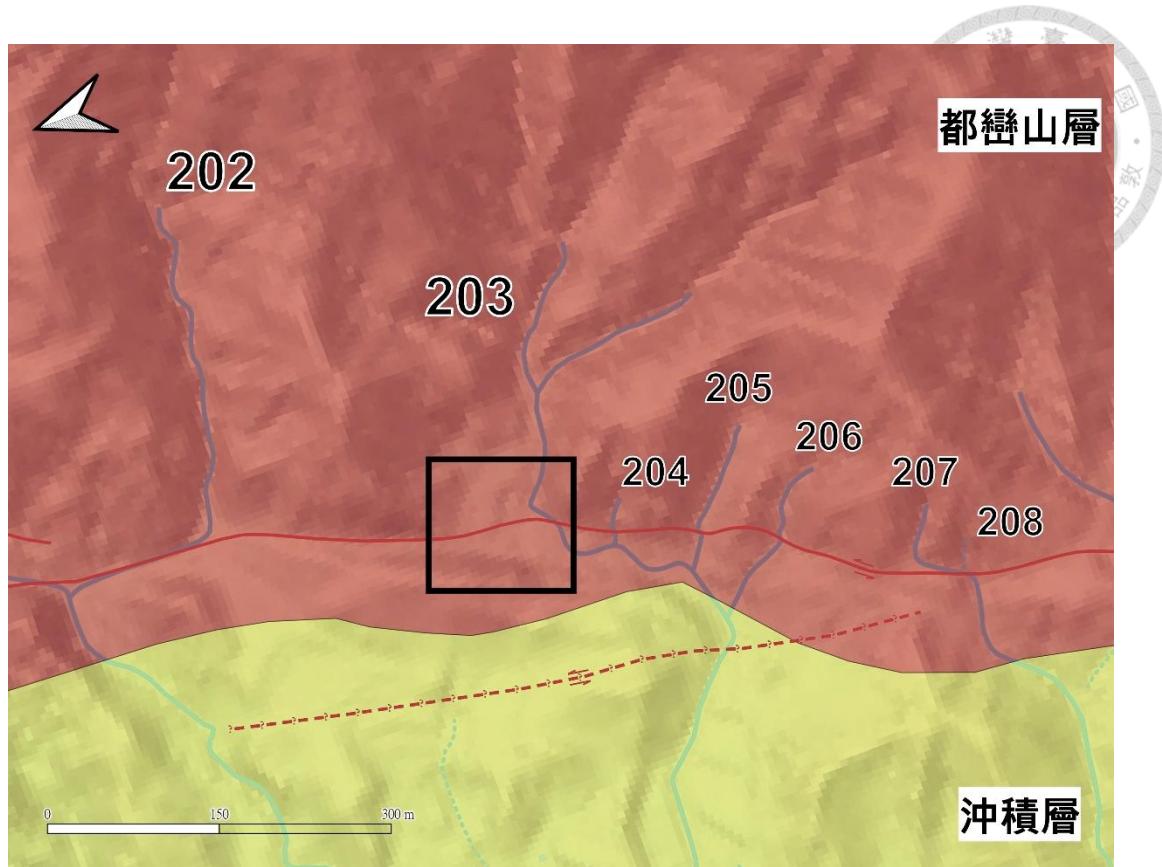


圖 4.1.2、存疑性左移斷層主要截切的地層單位，套疊 1:50000 地質圖。
 圖中的範圍為部分的月眉線形，紅色表示為都巒山層，黃色的則為全新世沖積層。可以發現五萬分之一地質圖標示都巒山層的位置似有沖積層（黑色方框處）及新的沖溝（204 與 208 河道），因此本研究將針對斷層跡沿線進行調查，確認是否有斷層近期活動的證據。另外在上圖也可以觀察到，斷層跡的位置並非位於不同地層單位的交界上。

4.1.1、月眉段：崩坎一帶

崩坎一帶為研究區域的最北段，位於左移斷層月眉段的前 1/5 處，延伸約 1.5 公里，平均的斷層走向為 N25-30E。斷層跡相當連續，但在切過沖積扇的位置有兩至三條分支，沿線上可以觀察到：閉塞丘、壓力脊、錯斷河、斷頭河，與三角切面等構造地形，並有高位的沖積扇扇階 (T3 與 T4)，且可以從航照圖上觀察到扇面上存有反斜崖（圖 4.1.3、圖 4.1.4）。若將崩坎一帶的斷層跡再往北延伸，似乎可直接對應到 2018 花蓮地震時的地表破裂，接上嶺頂斷層的最北端（圖 4.1.5）。

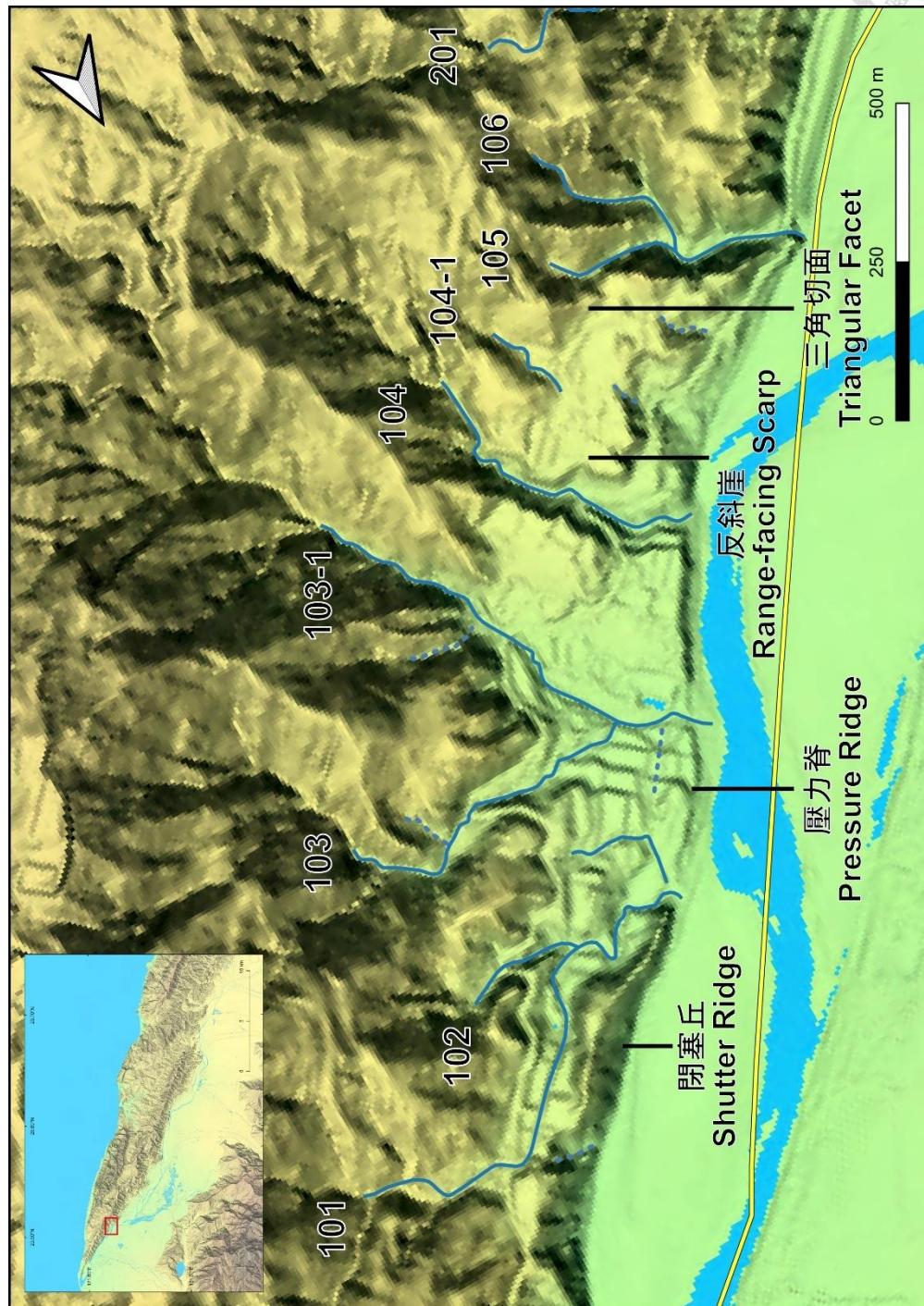
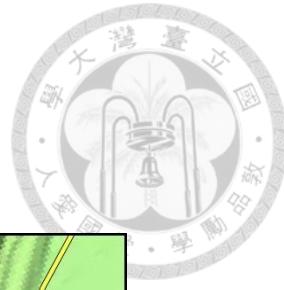


圖 4.1.3、崩坎一帶的構造地形與主要錯斷河。
河道命名原則：崩坎的編號為 1，從北到南分別以 101、102...依序命名。

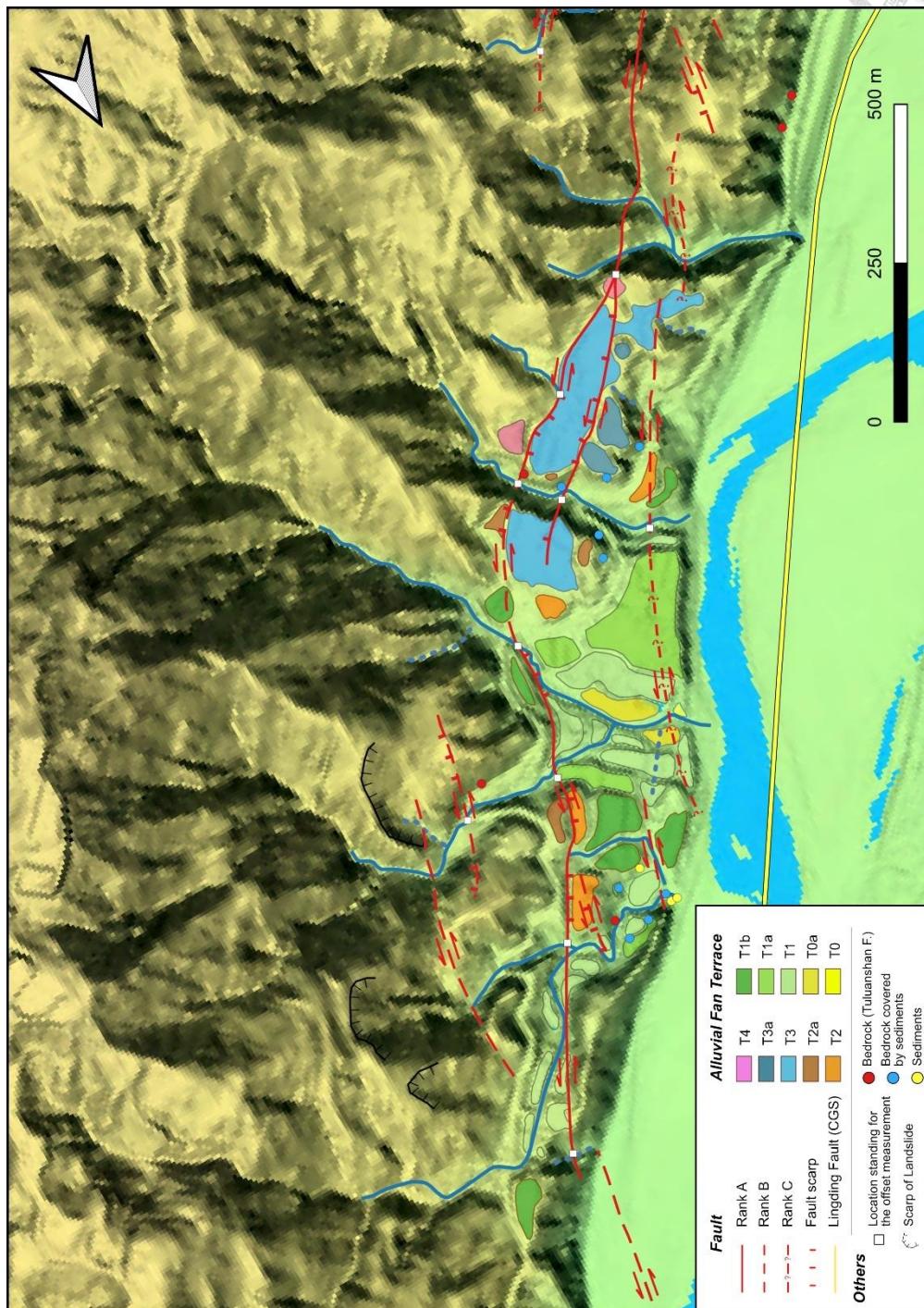
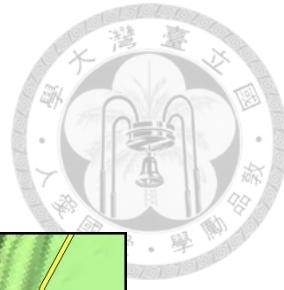


圖 4.1.4、崩坎一帶的斷層跡與階面判釋結果，範圍同圖 4.1.3。

圖例包含：斷層跡、扇階、野外觀察結果、錯移量量測位置、崩崖，詳細說明請見內文。

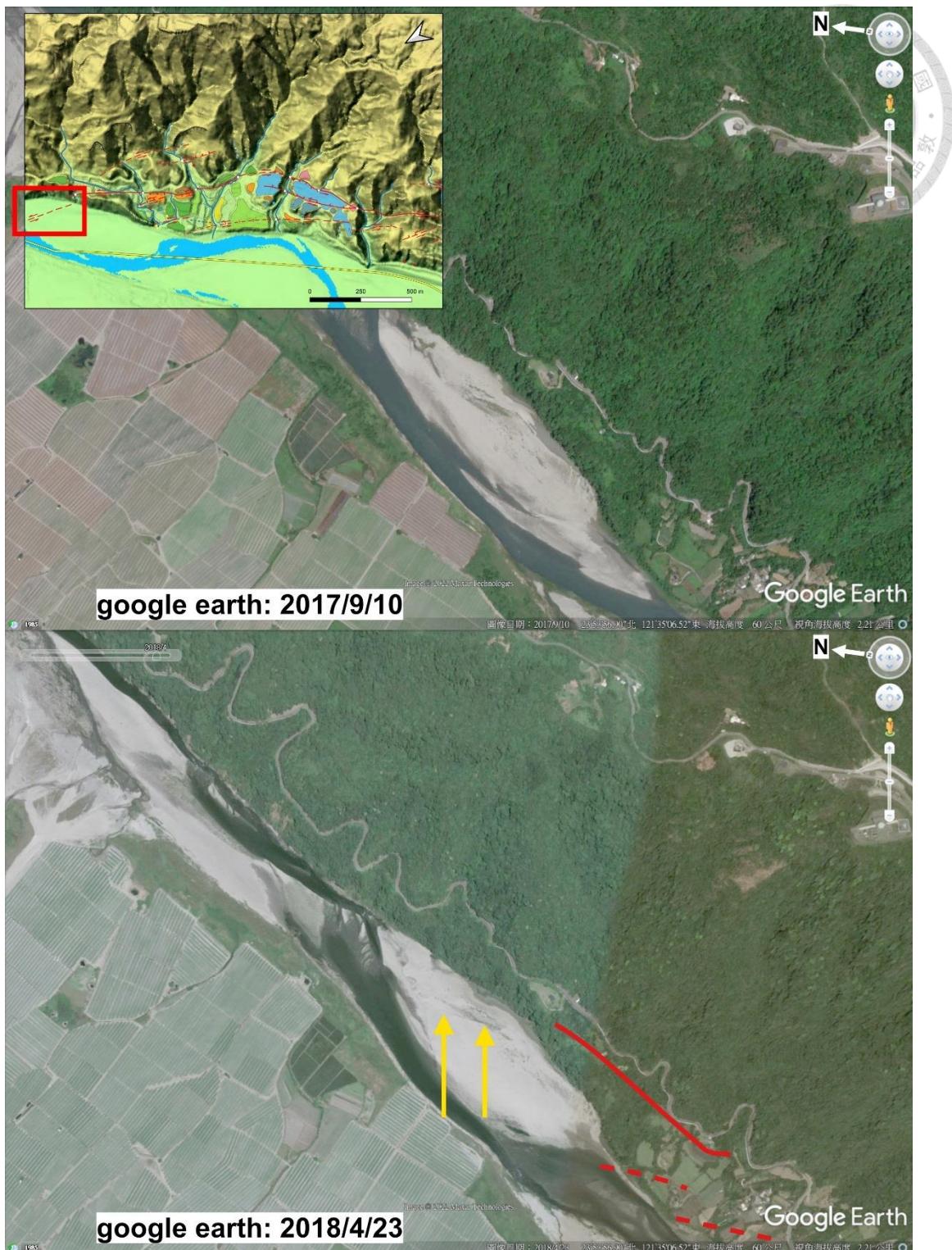


圖 4.1.5、崩坎以北的衛星影像，沙洲上似有 2018 花蓮地震的地表破裂。

圖片來自 Google Earth 的衛星影像（經過明暗度調整），下圖為 2018 花蓮地震後的衛星影像，對比上圖的地震前的影像，下圖黃色箭頭所指的位置可能為 2018 花蓮地震的破裂，此破裂若順著其走向進入海岸山脈，應直接接上崩坎一帶的左移斷層系統。

從野外地形調查可以發現，崩坎一帶在接近花蓮溪的位置疑似有壓力脊存在，雖然現地無法觀察到其內部的組成物質，但不論從航照圖、光達地形影像，或野外考察都可以發現此地形特徵。其較為低緩的地勢不像是都巒山層的延伸，而與被擠壓而形成的小丘相似，且在這個小丘的南側似有斷頭河或風口地形，因此此壓力脊可能指示了兩條左移斷層間的壓縮帶（transpressional zone）（圖 4.1.6）。

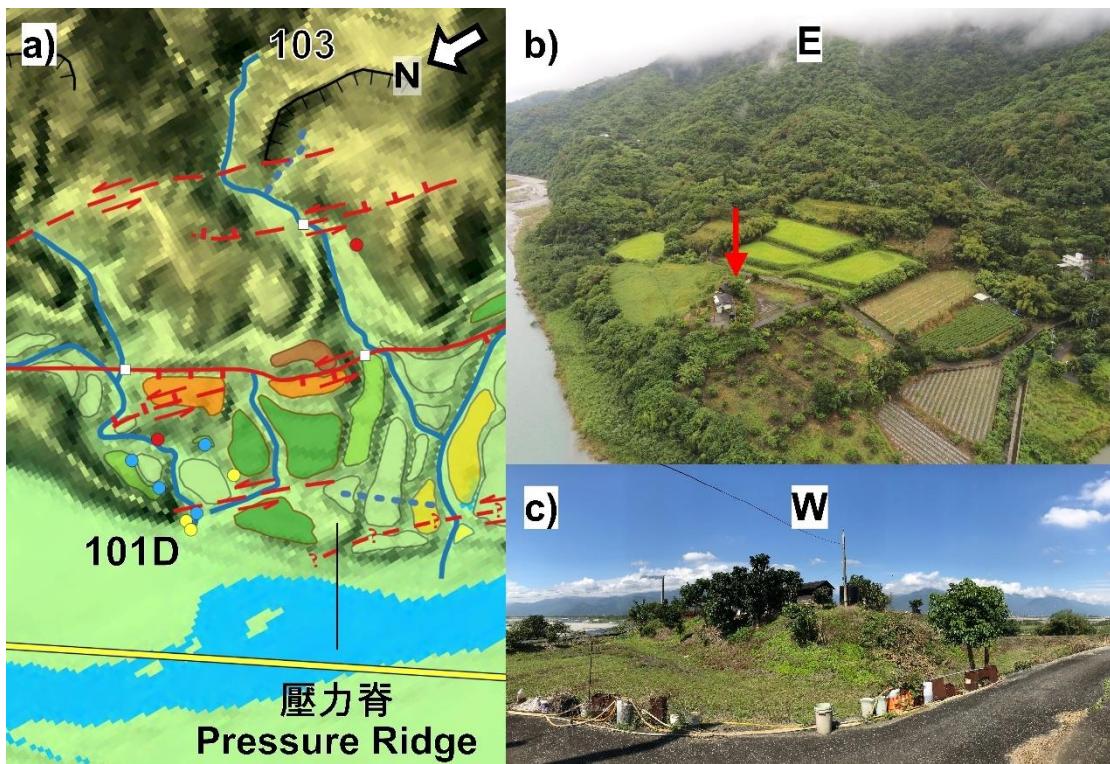


圖 4.1.6、崩坎一帶的壓力脊地形。

圖 a：壓力脊的位置，其南側疑似有舊河道通過，圖例見圖 4.1.4；圖 b：壓力脊一帶的空拍影像；圖 c：現地的地形特徵，與受擠壓的構造相似。

在錯移河道方面，本研究在 104 河道中游發現了其約有 10-20 公尺左右的左移量，並在附近的露頭中發現高角度西傾的破裂面（圖 4.1.7）。不過，在崩坎一帶有許多的溪床養護工程，河道所反映的真實斷層錯移量可能在工程進行時被移除了，故無法明確測量與指出近期斷層活動所造成的錯移量。另外在調查沖積層時，本研究確認了崩坎一帶的地形面基本上為支流沖積扇的扇階，因其礫石成分為源自於海岸山脈的安山岩質（另見圖 3.1.5 的等高線），且今花蓮溪河床溢淹的範圍並無法涵蓋到 T1 以上的階面（圖 4.1.8），故能確定崩坎一帶的地形面並非

花蓮溪的河階。若地形面是由沖積扇作用主導，則可以單純因沖積扇沖積時的機制形成高於花蓮溪河床的階面，不一定需要由嶺頂斷層的抬升作用解釋。然而，本研究在 104 河道接近斷層通過的位置發現遷急點（Knick Point，見圖 4.1.7b），雖養護工程也可能造成河道尚未達到均衡，但也無法排除崩坎一帶的斷層系統仍有一定的抬升作用。有待更多的觀察證實沖積扇機制主導的地形面普遍存在於縱谷北段的海岸山脈西緣，以及確認養護工程確實影響了河道的均衡，並在其上游都產生了遷急點，才能更有信心的推論本研究所觀察到的露頭可以不用嶺頂斷層的抬升機制來解釋。

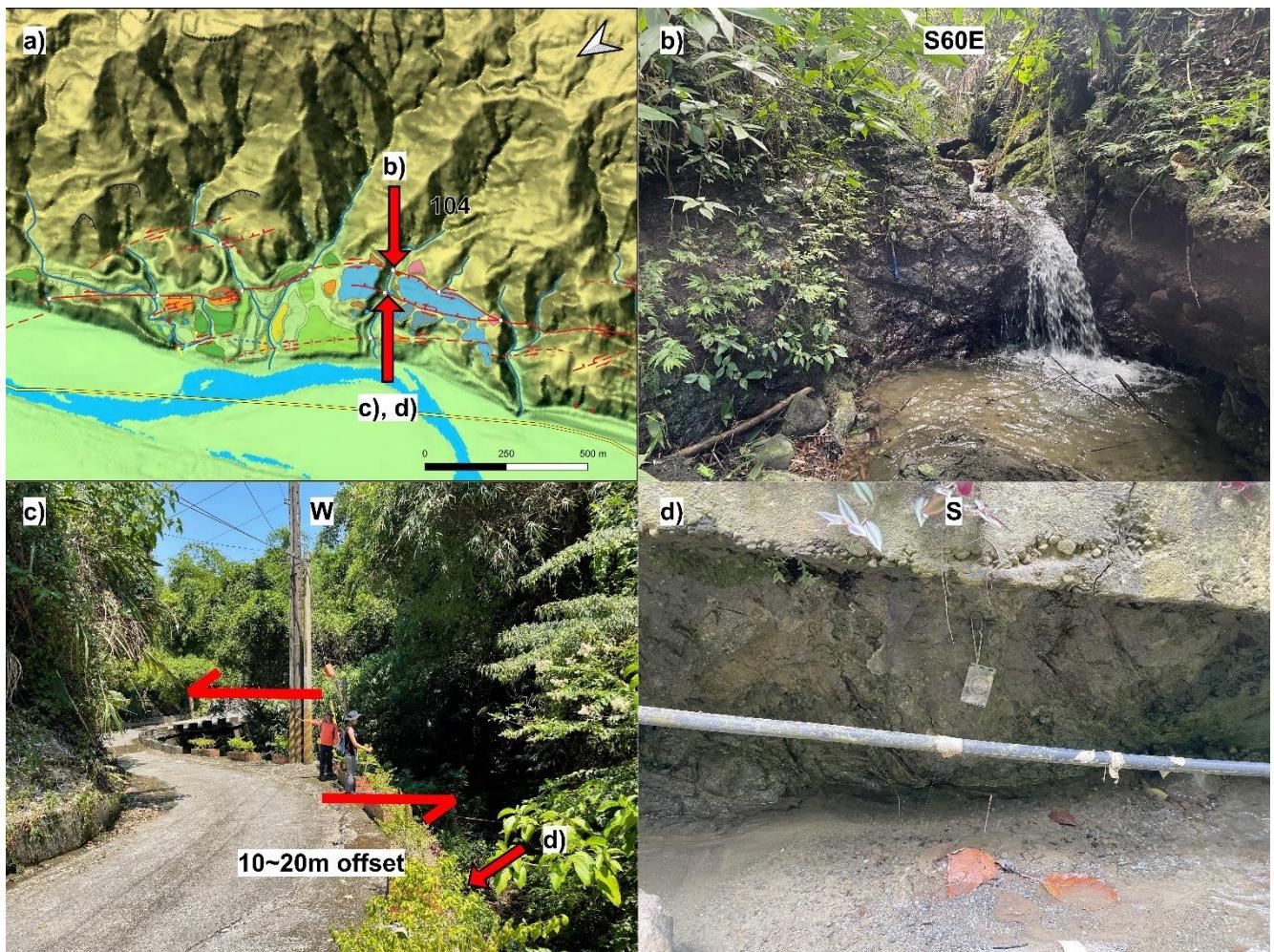


圖 4.1.7、崩坎一帶的 104 河道調查結果。

圖 a：104 河道的位置，而箭頭所指的是其餘三張圖的位置；圖 b：在河道中上游處的遷急點；圖 c：因為河道的南側有養護工程，故無法明確知道河道的錯移量，但確實反映了左移斷層的活動；圖 d：在左移錯斷河附近的露頭發現了高角度向西傾的破裂帶，代表其可能為接近斷層帶的破裂。

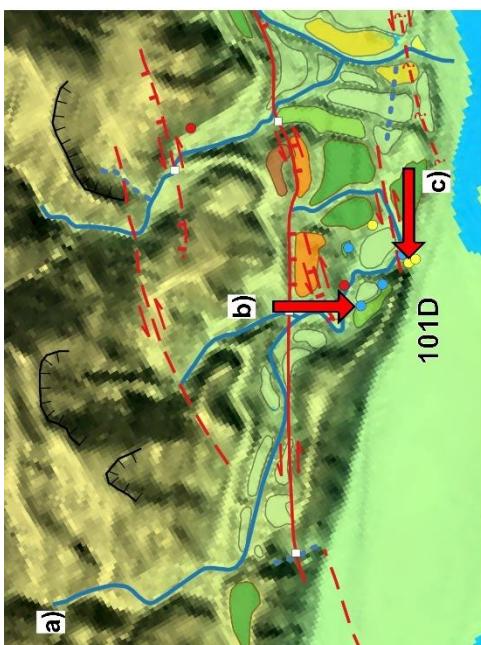


圖 4.1.8、崩坎一帶 101 河道下游的觀察結果。

圖 a：野外調查的位置；圖 b：沖積層的礫石組成為磨圓度與淘選度欠佳的安山岩，代表其為源自海岸山脈的沖積扇；圖 c：花蓮溪的沖積層，多為細顆粒與淘選度佳的沖積層。黃圈內為大理岩，為花蓮溪帶來的中央山脈變質岩礫石，而紅圈則是角礫狀的安山岩，屬於支流系統的沖積物。



4.1.2、月眉段：月眉一帶

月眉一帶位於左移斷層月眉段的後 4/5 段，接續崩坎一帶的斷層跡再往南延伸約 7 公里，走向除了在南端和米棧山興段跳階（Stepping）的位置稍微轉為更南北向，基本上沒有太大改變，平均為 N25-30E。斷層跡大致以月眉大橋與米棧大橋為界，可以再依其空間分布的複雜程度分成南北兩段進行討論（圖 4.1.9）。在崩坎和月眉大橋之間的北段，其幾何形貌較為簡單，雖然還是有一些次要的斷層跡，但其所呈現的錯移量有限，而主斷層的判釋結果大約可對應到前人研究中的月眉線形（沈淑敏等，2006）。至於沖積扇階面的分布，月眉一帶北段的階面絕大部分都在 T2 以下，少有 T2 以上的階面存在（圖 4.1.10；同時見圖 4.1.9）。

月眉一帶北段的主斷層跡通過的位置可見十條以上呈系統性排列的左移錯斷河，與相當發達的斷層谷地形（Fault Valley），可以推論應有斷層通過，且其累積了大量的左移運動（圖 4.1.11）。不過，在斷層的垂直運動方向上，本研究的解釋和前人不同，過往的研究（如：楊貴三，1986）認為斷層東側累積上升量為 10-50 公尺，但本研究認為斷層東側一系列的三角切面應該指示正斷層的分量，因此是西側下降造成的現象（見圖 4.1.11, 209 至 213 河道之間斷層東側的地形面）。然而本研究無法從研究素材中判斷相對沉降量，故只提出定性上的觀察。

沿著月眉線形（月眉一帶北段的主斷層跡）進行調查，可以發現三條相鄰的沖溝（204-206 河道）有系統性的左移現象，錯移量均小於 10 公尺，且皆發生在支流河道兩側的沖積層上，而非地質圖上所示的都巒山層，暗示了全新世的斷層活動（圖 4.1.12）。另外在空拍影像上確實可以觀察到明確的構造地形，且經由野外的岩層分布調查後知道斷層跡通過的位置並非岩性邊界（同圖 4.1.2 所示），因此線形構造（斷層谷地形）跟岩性差異的關聯性應該不大，凹谷地形的成因較可能如劉平妹與謝孟龍（2007）所述，是因為斷層通過的剪切帶較容易被侵蝕的緣故（圖 4.1.13）。



圖 4.1.9、月眉段南北兩段斷層跡複雜程度的差異。

北段的位置約對應到前人判釋的月眉線形；而南段則是前人研究的空缺帶（見圖 2.1.5），其斷層跡相對複雜很多，且和米棧山興段之間，似乎有另一條斷層分支。

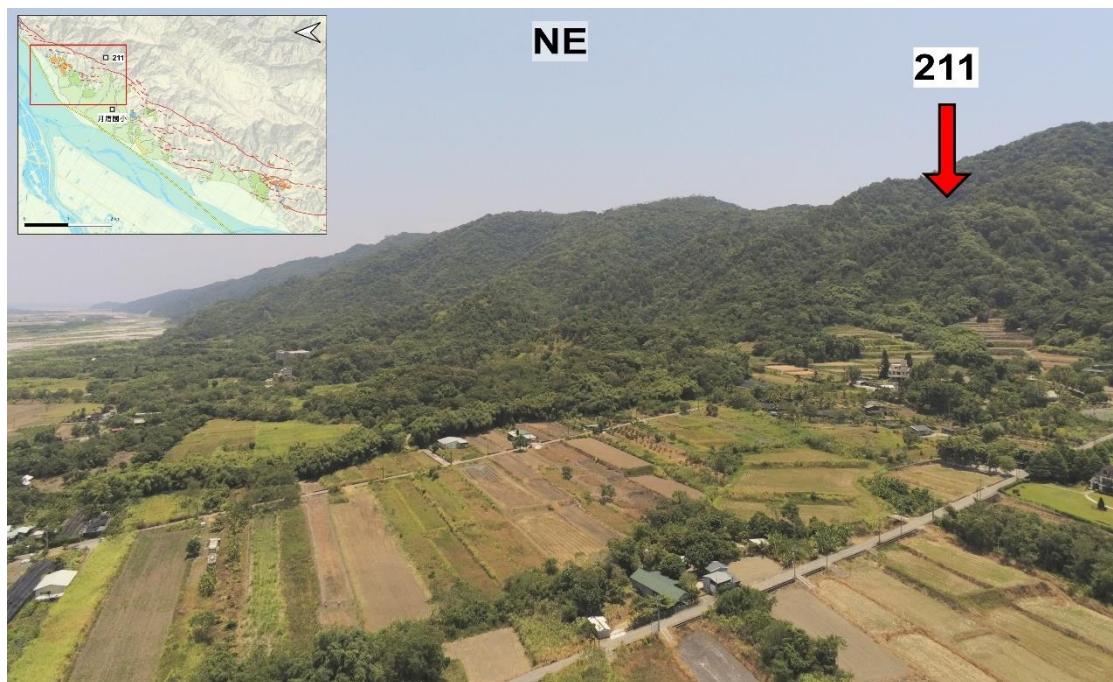


圖 4.1.10、月眉國小一帶的空拍影像。

大部分的沖積扇均為 T1，而圖上紅色箭頭所指的為 211 河道（見圖 4.1.11）。

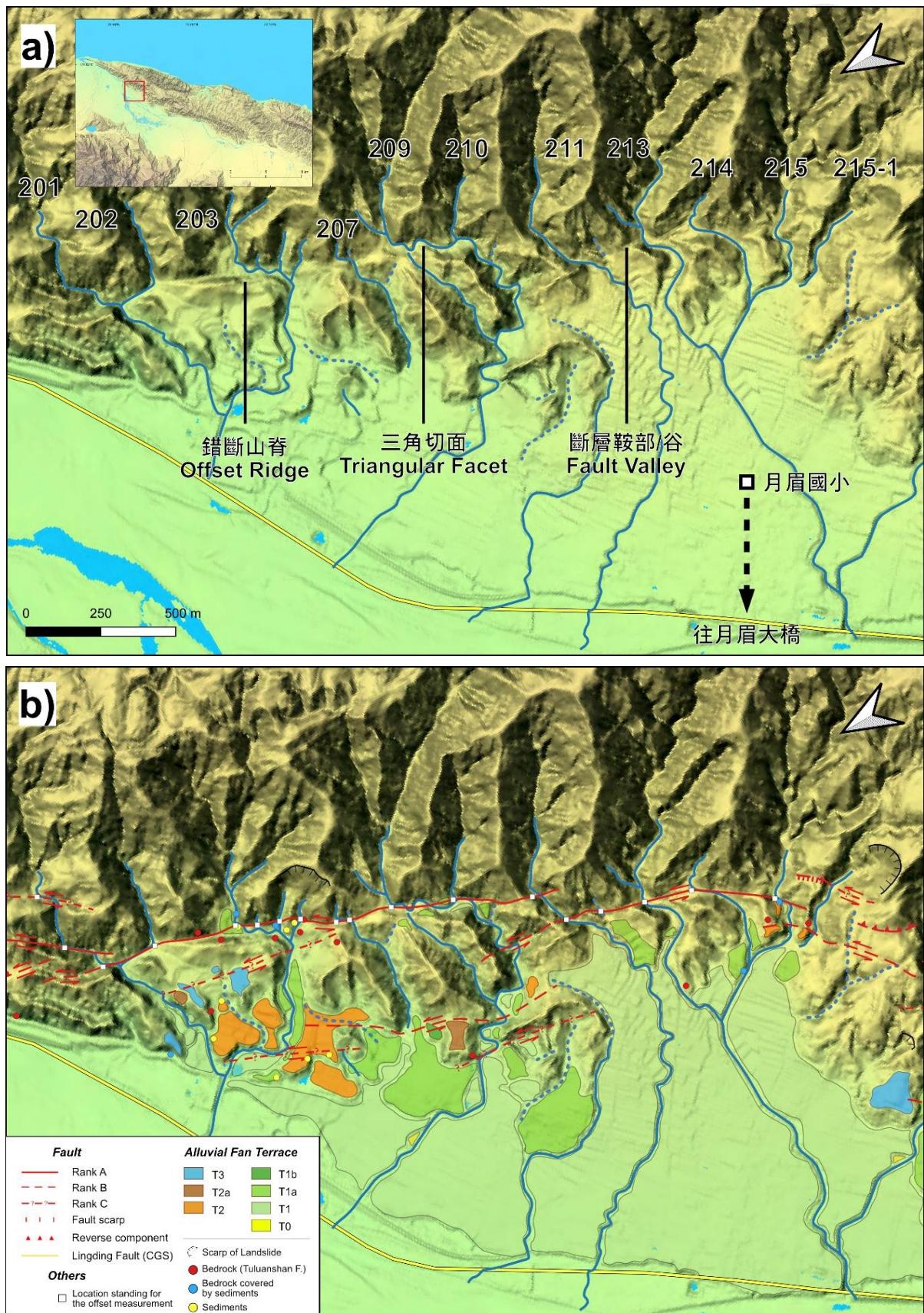


圖 4.1.11、月眉一帶北段的數值地形影像與判釋結果。

河道命名原則：月眉的編號為 2，從北到南分別以 201、202...依序命名。

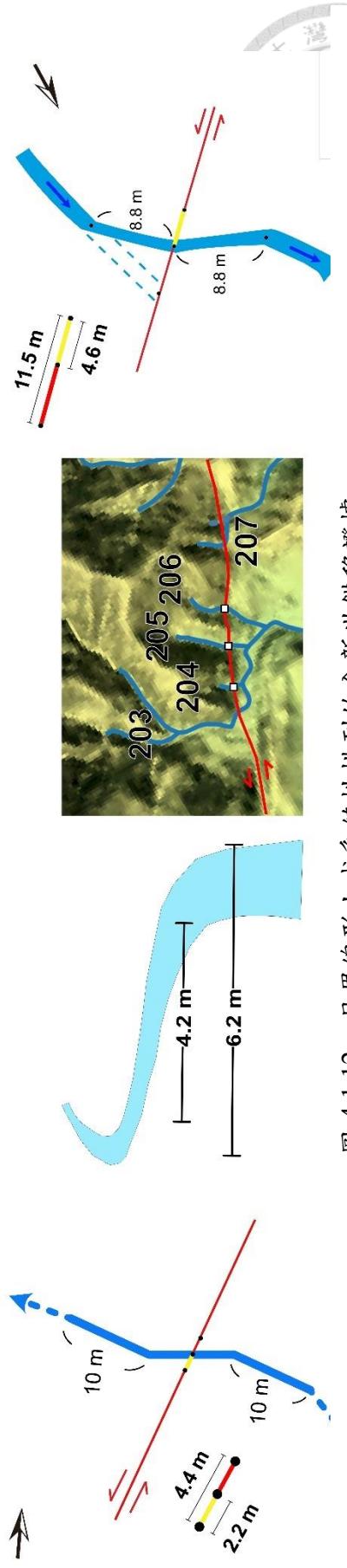


圖 4.1.12、月眉線形上成系統性排列的全新世錯移證據。

204、205、206 為河道的編號，其河道錯移量都不大（見附錄一與附錄圖集），且截切在崩/沖積層上，可能反映近期的斷層活動。



圖 4.1.13、211 河道一帶的空拍影像。

斷層鞍部/谷的構造地形十分發達，應代表斷層通過的位置。

月眉段南段介於月眉大橋至米棧大橋之間，約延續 4 公里，其斷層跡相對前半段變得相對複雜（圖 4.1.14），可能跟其位於與米棧山興段的交界有關。在斷層尖端（fault tip）或是不同斷層分段的交會處，常常有許多次要斷層出現（Kim et al., 2003），而月眉段的南段恰好是大部分前人研究沒有判釋出斷層跡的位置（見圖 2.1.5，嶺頂斷層條帶地質圖）。此外，本研究發現斷層跡分布的複雜程度似乎與沖積扇的空間分布有關連，在斷層分支越多處，或是位於不同段的斷層交界上，往往會出現分布在海拔較高處的沖積扇，且通常也多為高位沖積扇，此現象可能反映了大範圍的壓縮帶（transpressional zone）或斷層跡彼此交互作用下所造成的抬升（如：游明聖，1997；Woodcock, 1986）。

野外觀察的部分，本研究在米棧大橋附近的沖積層中，同樣觀察到其組成多為角礫狀的安山岩礫石（同崩坎一帶的結果，見圖 4.1.8b）。且一階的厚度可以達 2 至 3 公尺，代表此範圍的地形面仍以沖積扇主導，不一定需要嶺頂斷層的抬升來解釋高出花蓮溪河床的地形面（圖 4.1.15）。

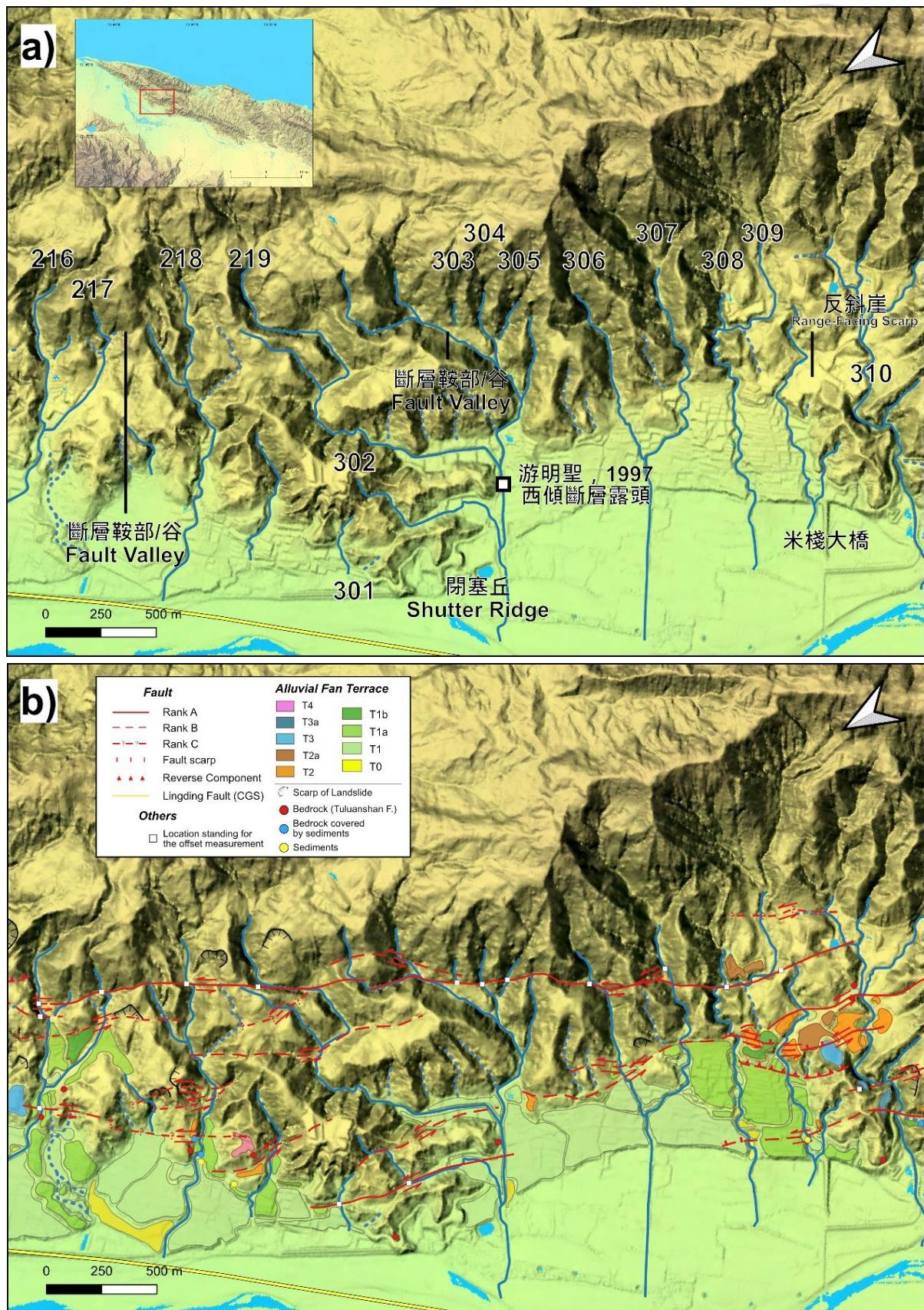


圖 4.1.14、月眉一帶南段的數值地形影像與判釋結果。

河道命名原則：在進入到月眉段與米棧山興段的交界後，河道的編號為 3。



圖 4.1.15、米棧大橋附近的沖積扇露頭，厚度可達 2 公尺。
角礫狀的礫石仍為安山岩質，表示其為源自海岸山脈的沖積扇。

4.1.3、米棧山興段：米棧一帶

米棧一帶是左移斷層米棧山興段的前半部，約介於米棧大橋以南、及本研究野外調查範圍的最南端之間，延伸約 7 公里長，走向轉變為 N10-15E，大致對應到前人研究的大坪線形與米棧線形。此段的斷層跡相對簡單，分支較少且連續性佳，並無太複雜的幾何關係，其沿線上常見閉塞丘與風口地形（圖 4.1.16）。沖積扇扇階多半在 T2 以下，除了在米棧一帶的最南端，似乎因左移斷層右階（right-stepping）導致局部的擠壓抬升，使階地比高較高，因而判釋出 T2 以上的扇階（圖 4.1.17）。在數值地形影像上，本研究發現了一個指示左移斷層活動的強力地形證據（圖 4.1.18），圖中可以觀察到一系列於不同時間發育的左移錯斷河。該河道系統對應到的集水區大小有往南逐漸遞減的現象，且較南側、晚發育的河道所累積的錯移量也較少，是左移斷層持續活動下的現象。

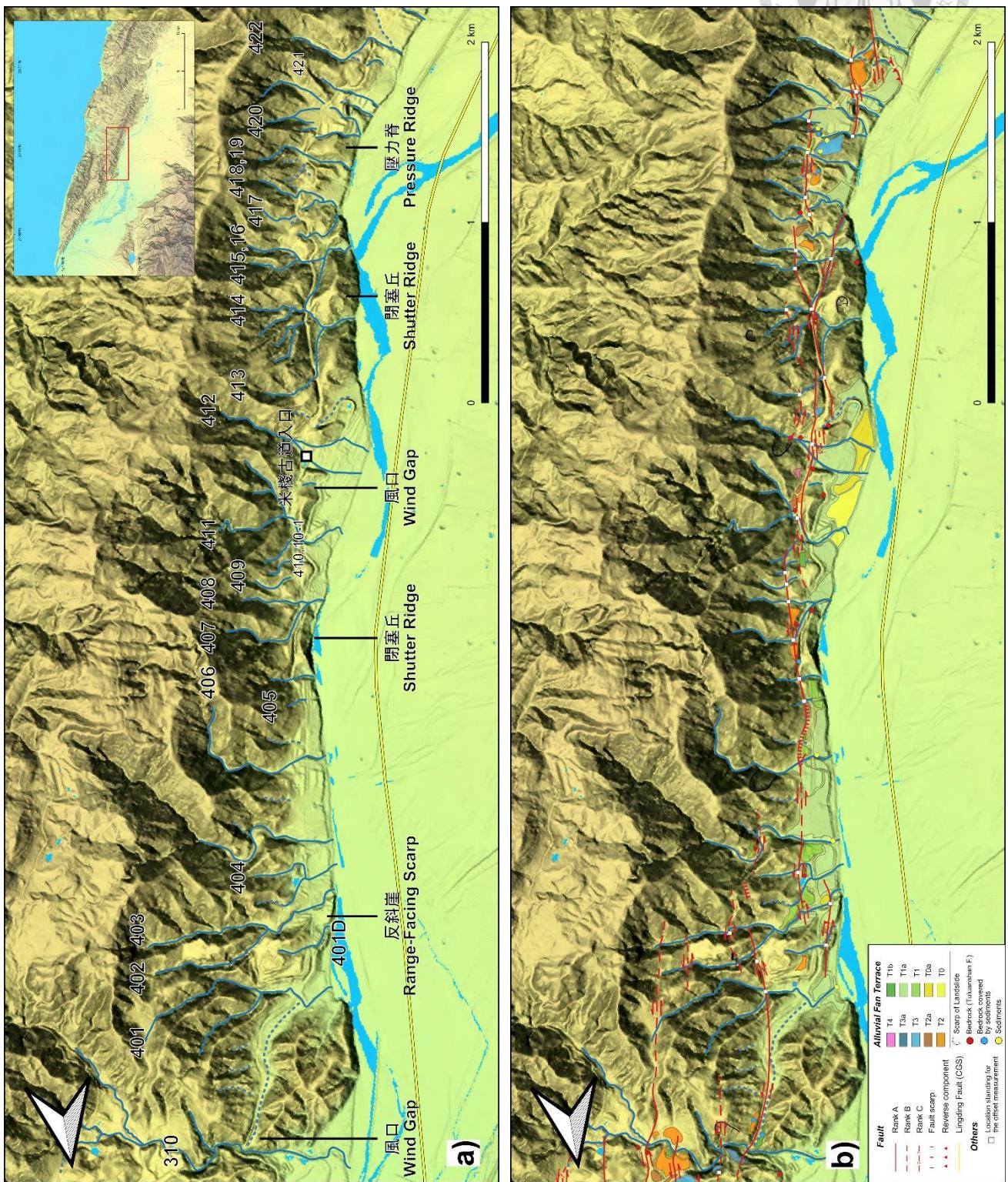


圖 4.1.16、米棧一帶的數值地形影像與判釋結果。
河道命名原則：米棧山興段的米棧一帶，河道的編號為 4。

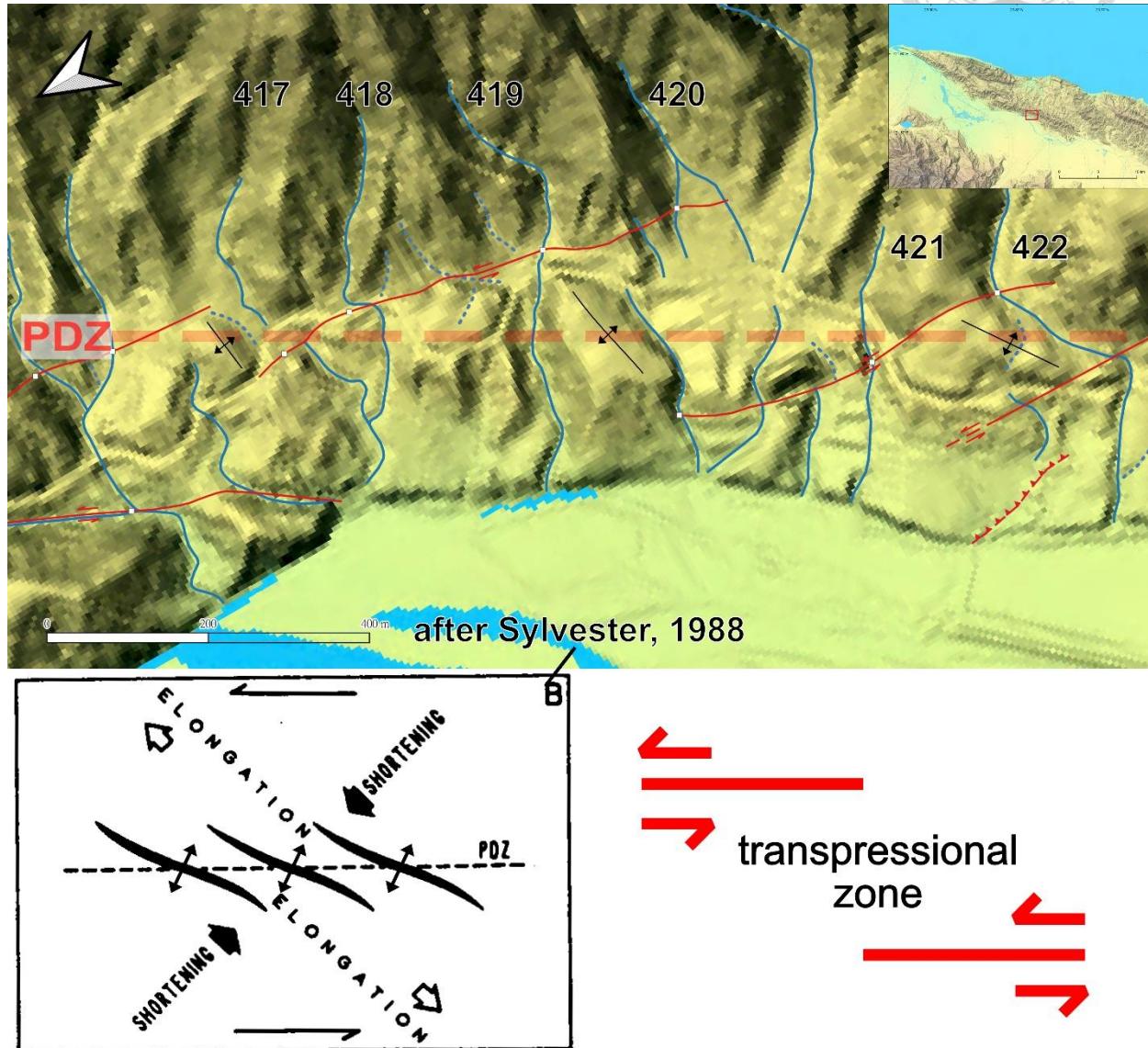


圖 4.1.17、米棧一帶最南端的雁型壓力脊，可對比至 Sylvester (1988) 的模型。PDZ (Principal Deformation Zone) 為主要破裂帶，即此斷層系統的主要斷層面。發育初期的走滑斷層的斷層跡往往和 PDZ 呈現低角度的交角，而由於左移斷層呈現右階 (Right-Stepping) 的排列，因此在斷層交界的地方有擠壓的分量 (見右下示意圖)，導致壓力脊呈現左階 (Left-Stepping) 的雁型排列，如前人模型所示。

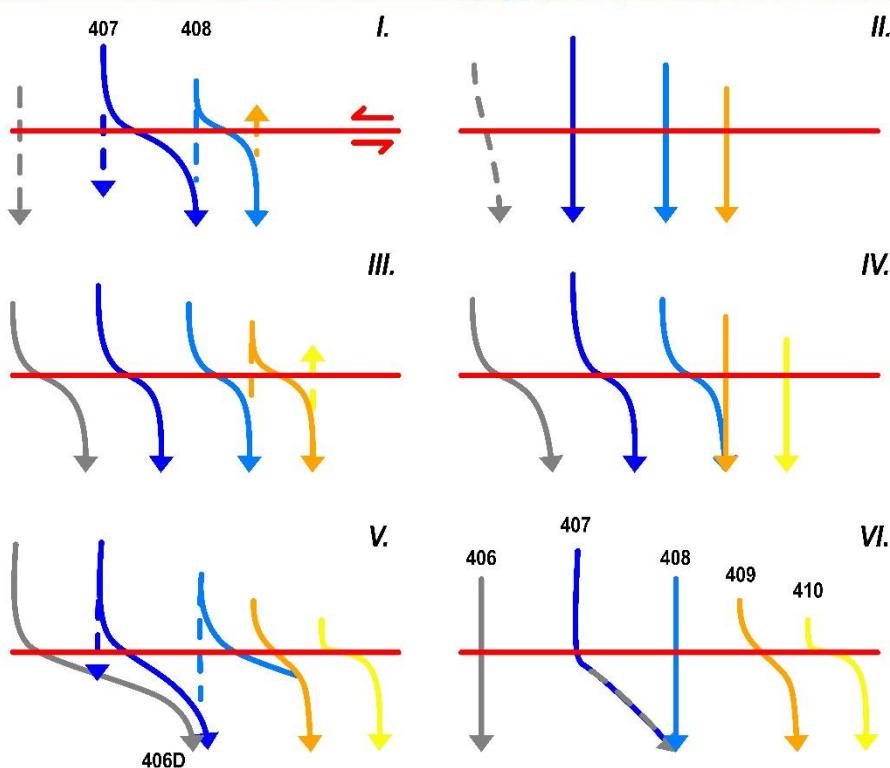


圖 4.1.18、斷層持續活動下所反映的左移錯斷河系統。

*階段 I、II：407 河道較 408 河道早形成，故集水區與累積的錯移量較大。當斷層持續活動使錯移量增加，上游河道將不再流經錯位的河道而直接下切；下游河道則向源侵蝕，形成新的 409 河道（橘色）；另一側則有 406 河道發育（灰色）。

*階段 III-VI：重複階段 I 與 II 的過程，因此較晚發育的錯斷河所對應到的集水區就比較小，也是斷層持續活動下的現象（目前的河道系統如階段 VI）。

野外調查顯示，在米棧一帶的最北端以及米棧古道附近有風口地形，此地形指示古河道的位置，是走滑斷層系統中常見的構造地形（圖 4.1.19、圖 4.1.20）。另一方面，本研究也在米棧一帶找到兩個反映斷層近期活動的證據，其中一個為 405 河道，位於圖 4.1.18 的斷層跡往北延伸處。雖然只有單一沖溝的測量值，但圖 4.1.18 的地形特徵顯示此斷層跡的活動性高，因此在指示斷層近期的活動上，405 河道的錯移現象仍具備一定的可信度（圖 4.1.21）；另一個證據則在米棧一帶的最南端，此處的沖積扇有持續被左移的現象（圖 4.1.22，在 3D 地形模型下更為明顯）。相較於河道上量測到的錯移量可能包含了沖溝本身的侵蝕所造成的河道變化，不一定全然反映斷層活動造成的變形量，沖積扇的系統性錯移則難以用斷層活動以外的機制解釋，是斷層錯移第四紀地層單位的強力證據。此外，在沖積層的調查中同樣發現有兩處的 T1 階地的礫石組成均為角礫狀安山岩，代表支流的沖積扇機制仍主導了米棧一帶的地形面的生成（圖 4.1.23）。



圖 4.1.19、米棧古道附近的風口地形，位置見圖 4.1.16a。
411 河道下切至新河道，使舊河道成為斷頭河，因此形成了風口地形。

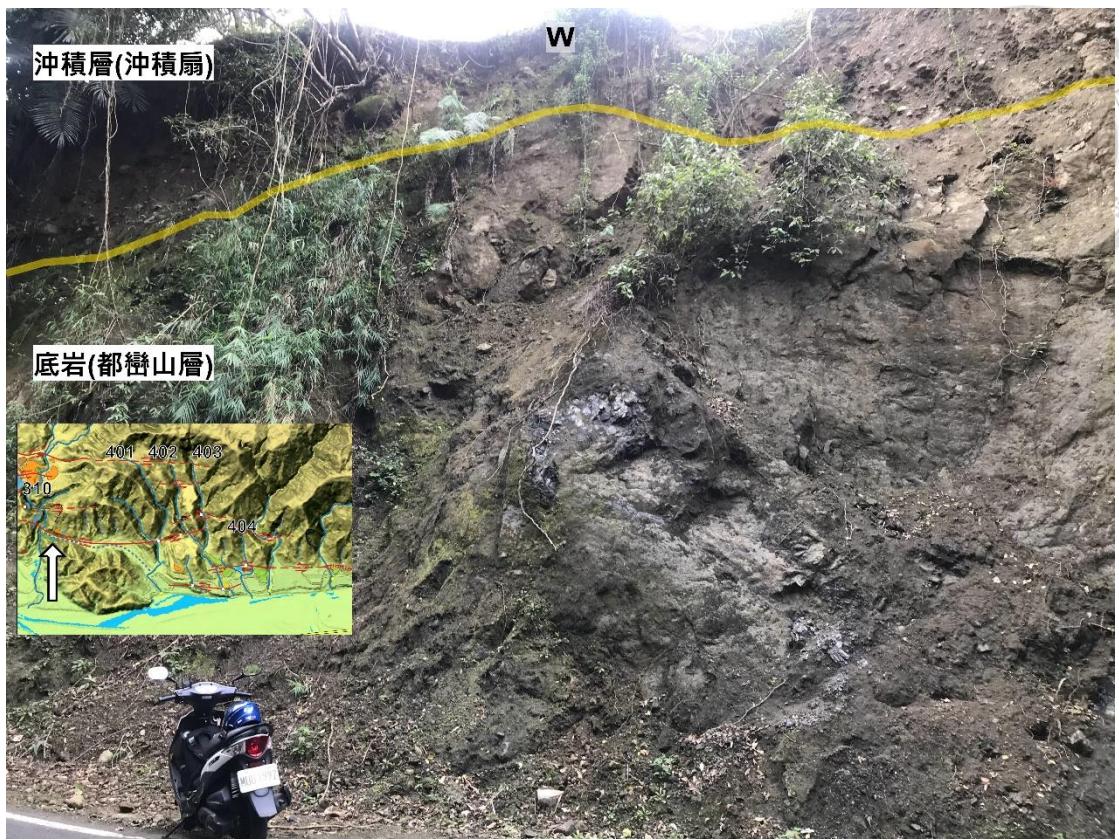


圖 4.1.20、米棧大橋附近的風口地形，沖積層蓋在 8 至 10 公尺厚的底岩上。大致以黃線為界，以下為底岩，以上則為沖積層，代表曾有河道流經。在研究範圍內，時常可以發現沖積層上覆於相當厚的底岩上（十至數十公尺不等）。



圖 4.1.21、405 河道的錯移量量測結果，左移量為 6.2 公尺，位置見圖 4.1.18。

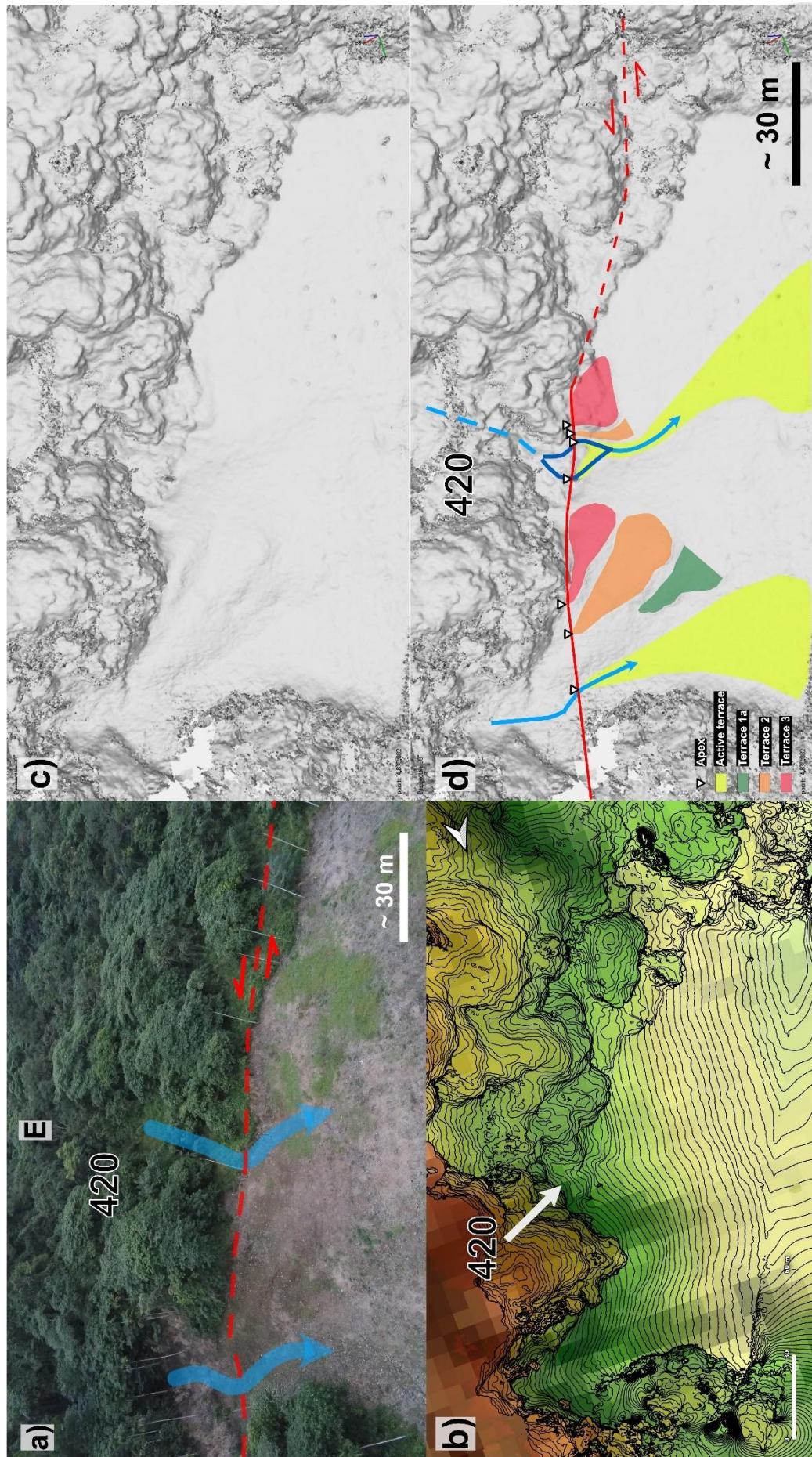


圖 4.1.22、米棧一帶南端的左移沖積扇與其 3D 地形模型。

圖 a：空拍影像，可以從圖中觀察到被錯移的沖積扇；圖 b-d：利用 Metashape 建立的 3D 地形模型，其品質見附錄二；圖 b 為利用建模結果匯出的間距 1 米的等高線套疊 6 米光達數值地形影像；圖 c 與圖 d 則顯示沖積扇的 apex 的持續錯位，反映了活躍的左移運動。



圖 4.1.23、米棧一帶鄰近花蓮溪的露頭。

其角礫狀的礫石為安山岩質，反映其為源自海岸山脈的沖積扇。野外的觀察證實研究區域的地形面為支流的沖積扇，而非花蓮溪的河階，因此不一定需要嶺頂斷層的抬升機制解釋高於河床的沖積層。



4.1.4、米棧山興段：山興一帶

山興一帶是米棧山興段的後半部，約起於前人所判釋的山興線形，終於海岸山脈主體變為蕃薯寮層的範圍之間，延伸約 6 公里長，走向相較於米棧一帶，稍稍轉變成 N15-20E。如 York (1976) 的觀察，河道系統沿著山興線形呈現系統性左移，且斷層跡相當平直，應反映了相當的左移運動（圖 4.1.24）。此外，在進入山興一帶之後，可以看到靠近花蓮溪一側的扇階有被逆斷層錯移的現象，且在 505 至 508 河道之間的錯移山脊的地勢，和其東側的海岸山脈相比似有相對抬升的現象，可能反映了這個區域的斷層系統除了左移的特性以外，也開始有逆斷層的分量（圖 4.1.25）。

4.1.5、東富段

東富段是此左移斷層系統的最南段，約介於箭瑛大橋與光豐公路(台 11 甲)之間，而東富段以南就進入了瑞穗斷層系統的範圍（許晉璋等，2018）。此段長度 7 公里，斷層走向平均約為 N20E，和米棧山興段相仿，但因為兩段之間有 1.5 公里的跳階（Stepping），故另外分出一段作討論。東富段的斷層跡不複雜，以左移分量為主的斷層跡相對連續，而在與米棧山興段躍階的位置、及最南端的沖積扇上，則有逆斷層作用造成的變形（圖 4.1.26）。雖然主要的河道開始有曲流的發育，不易判定是否為錯斷河，且走滑斷層的構造地形特徵相較於其他段變得不明顯，但還是有一些指標反映了左移斷層的活動。像是風口地形與閉塞丘在空間上呈系統性的排列，以及前人研究中所發現的左移沖積扇（李應頤，2022），均顯示東富段仍具有相當的左移分量（圖 4.1.27）。

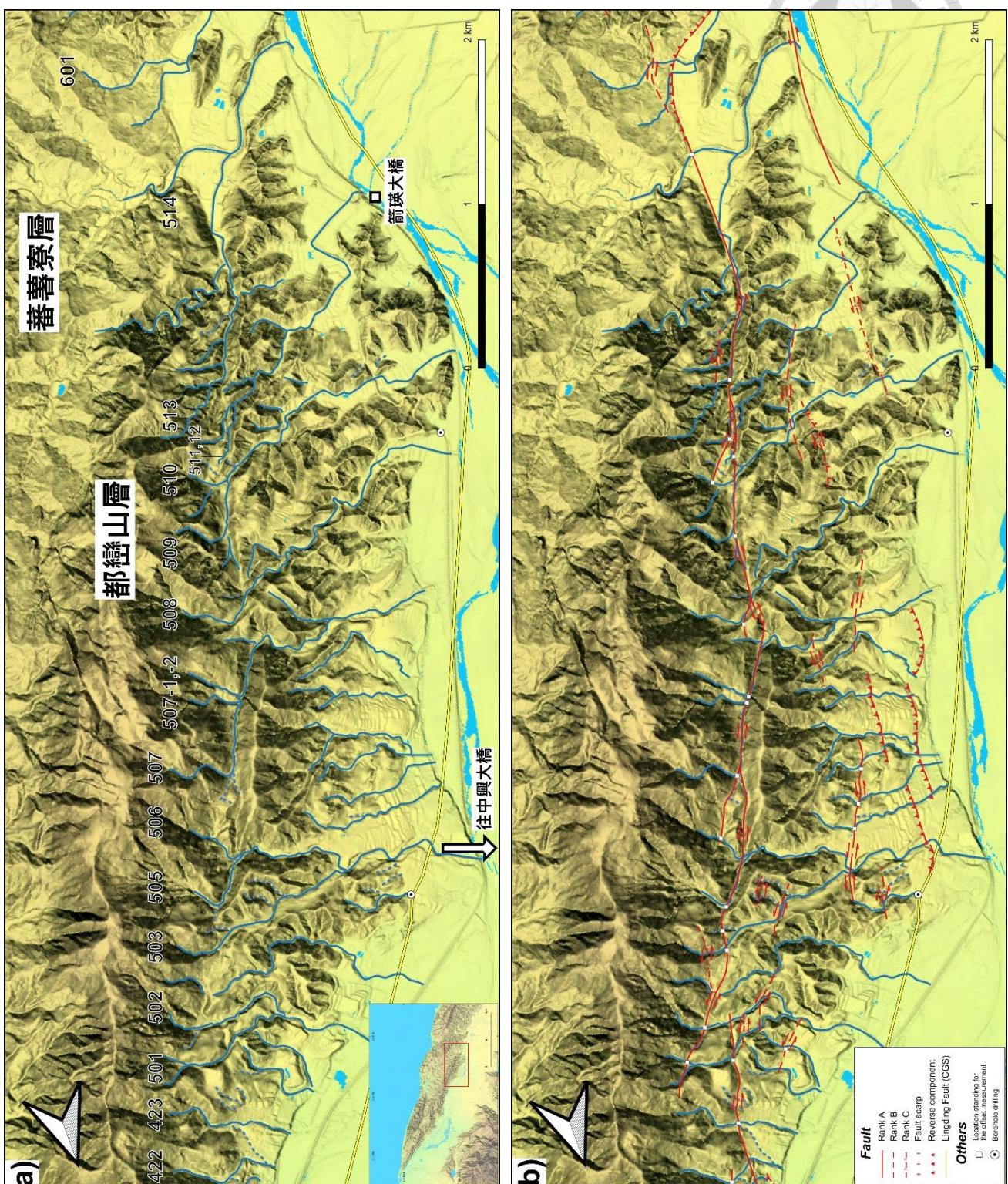


圖 4.1.24、山興一帶的數值地形影像與判釋結果。

河道命名原則：進入了前人判釋的山興線形以後，河道的編號為 5。靠近花蓮溪河床的沖積扇開始有被逆斷層錯動的現象，另外可觀察到海岸山脈的主體轉為蕃薯寮層之後，地勢普遍低矮。

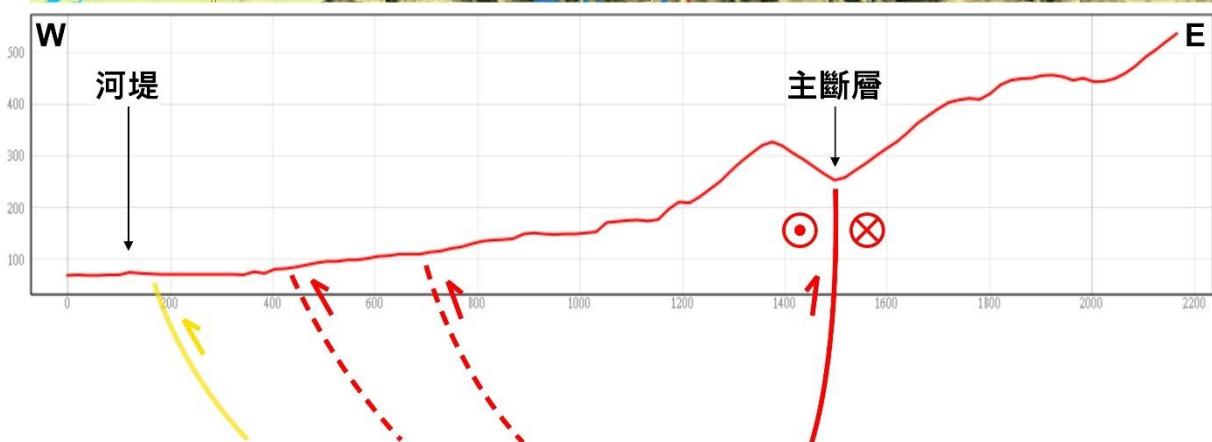
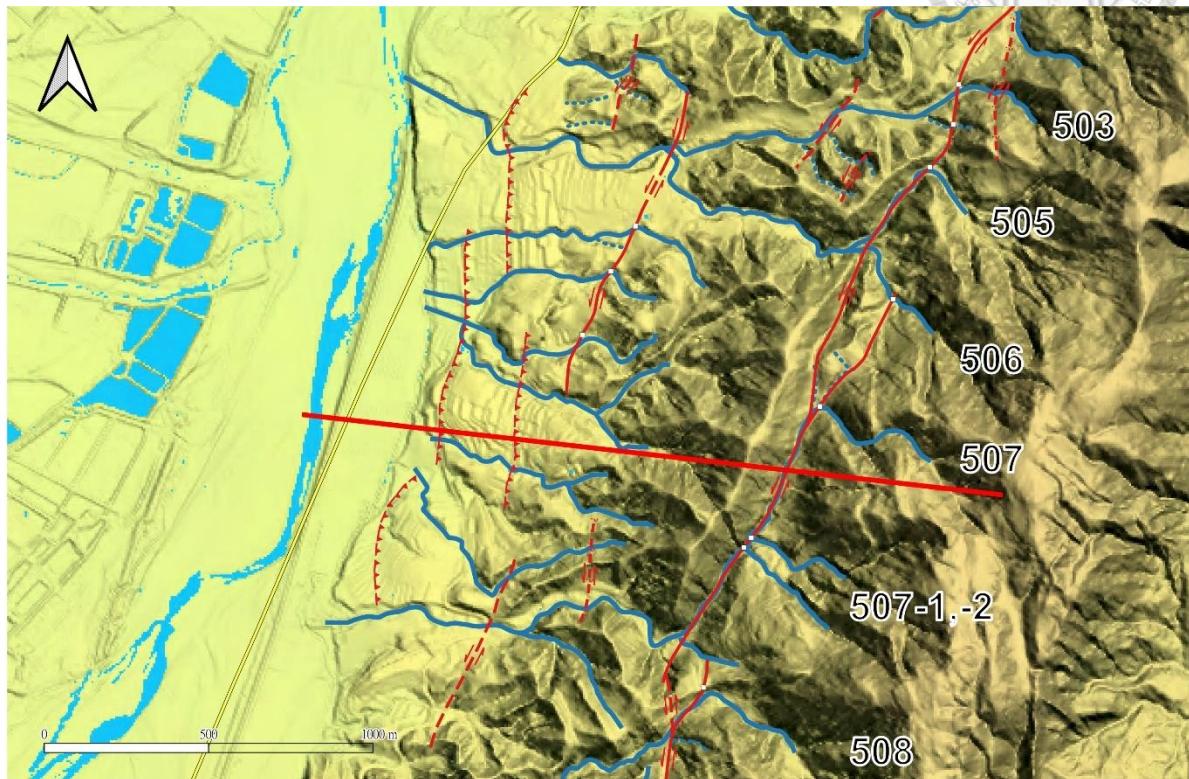


圖 4.1.25、山興一帶的地形剖面與觀察。

圖上黃色的部分為嶺頂斷層，而紅色的斷層為本研究的判釋結果。在地形剖面上可以看到沖積扇扇面疑似有逆斷層造成的變形，而主斷層以西較高的山脊可能也暗示著主斷層除了走滑以外，還帶有抬升的分量。

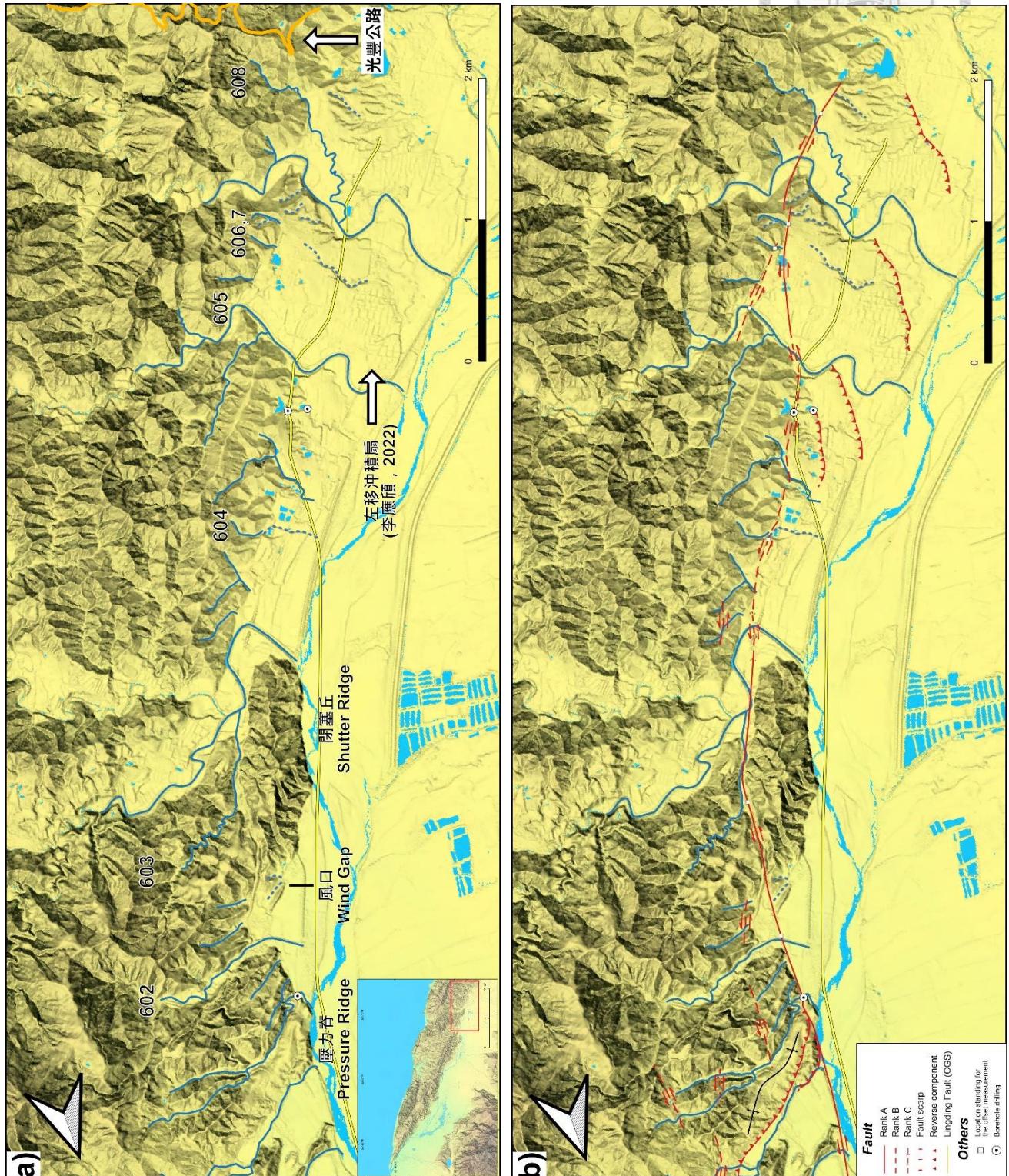


圖 4.1.26、東富段的數值地形影像與判釋結果。

河道命名原則：進入東富段之後，河道的編號為 6。逆斷層的作用變多，在最南端的沖積扇上明顯有逆斷層通過所造成的變形。

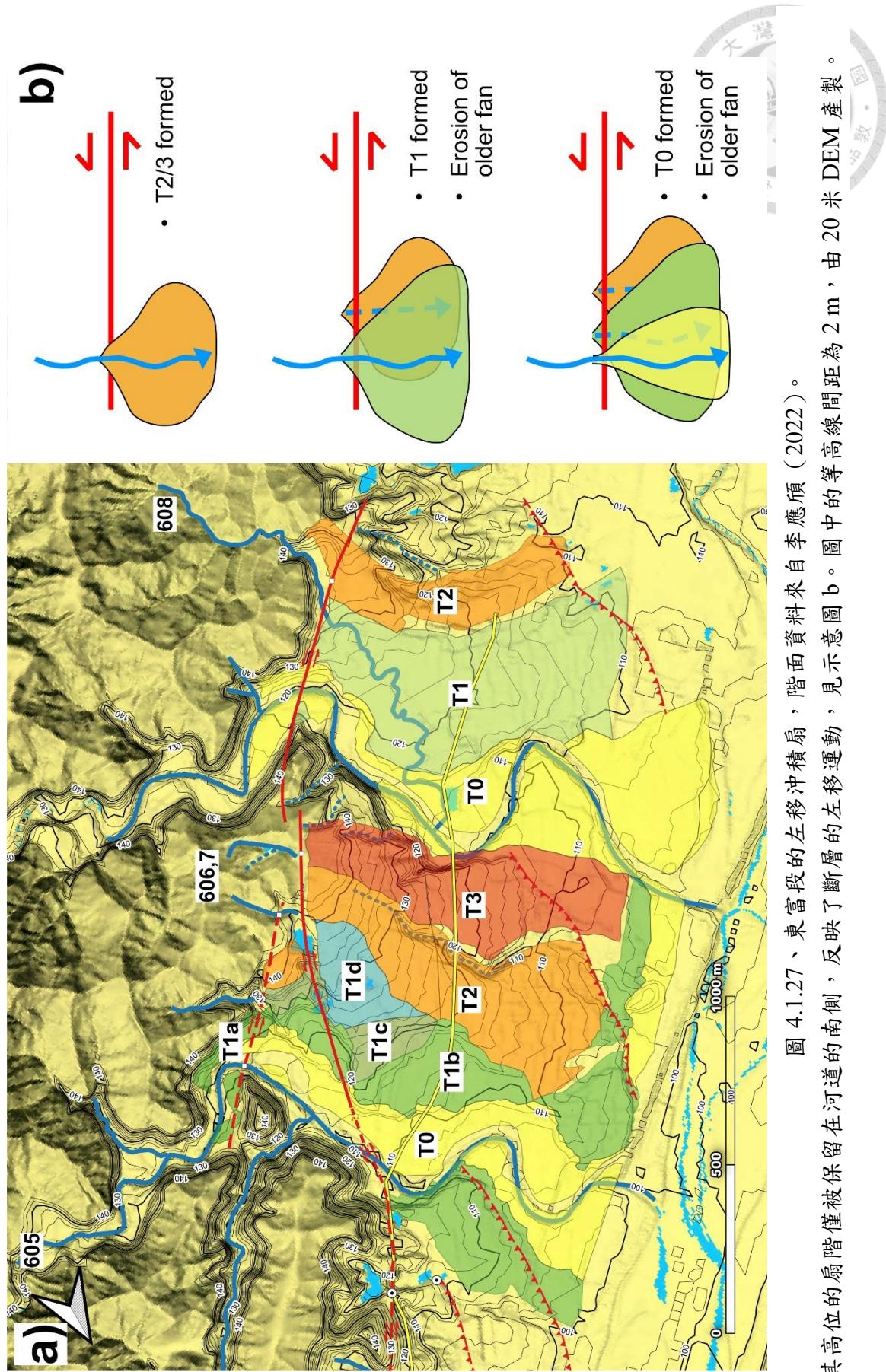


圖 4.1.27、東富段的左移沖積扇，階面資料來自李應頤（2022）。其高位的扇階僅被保留在河道的南側，反映了斷層的左移運動。



4.2、總累積水平錯移量沿斷層跡的分布

延續 4.1 節呈現的構造地形分布範圍，本研究找到 50 個以上可指示總水平錯移量的指標（原始數據請見附錄一），且大部分集中在月眉段及米棧山興段；東富段的錯移指標較少，可能是因為南段的左移運動較中北段不顯著，或是東富段發達的曲流系統使可量測的指標數目變少所致。透過第 3 章提到的方式量測這些河道系統可能累積的最大水平錯移量後，就能得到總錯移量沿著主要斷層跡的分布圖，如圖 4.2.1 所示。若只考慮可信度較高（Rating 2-5）的測量結果，此斷層系統累積的錯移量大約在 250-350 公尺，且似乎有往南遞減的趨勢（圖 4.2.2）。

然而，劉平妹與謝孟龍（2007）認為山興線形可以累積 700 公尺左右的位移量，其假設河道在形成之時為直線狀，所以河道的轉向應完全反映斷層的錯移量，因此得到 700 公尺的錯移（圖 4.2.3，其量測的河道對應到本研究編號 507&508 的河道）。縱使將可信度低的結果納入考慮，本研究量測的最大累積錯移量也僅有 500 公尺，和前人研究相比還有 200 公尺的差距。雖然在走滑斷層系統中，滑移量常有沿著斷層跡產生變化的現象（如：Peacock, 1991；Rockwell and Klinger, 2013），但根據斷層判釋的結果，米棧山興段與其他段的斷層跡相當連續，應視為同一個斷層系統，所以累積錯移量不應該有一倍以上的差異，否則難以在空間調配上達成平衡（圖 4.2.4）。本研究認為，山興線形上的 507 與 508 河道應受到地形的影響，意即其在形成之時就順應著地形流動，河道本身不一定為直線狀的，所以若將河道的轉折都視為斷層活動的錯移量，將會高估該系統所累積的錯距。因此，除了利用 QGIS 量測河道的轉折量，本研究也同時回復 507 河道一帶的原始地形，發現約在 300 公尺的回復量時有最佳的對比結果（圖 4.2.5），此數量級與整體斷層系統的錯移量相同，較可能反應 507 及 508 河道所累積的錯移量。

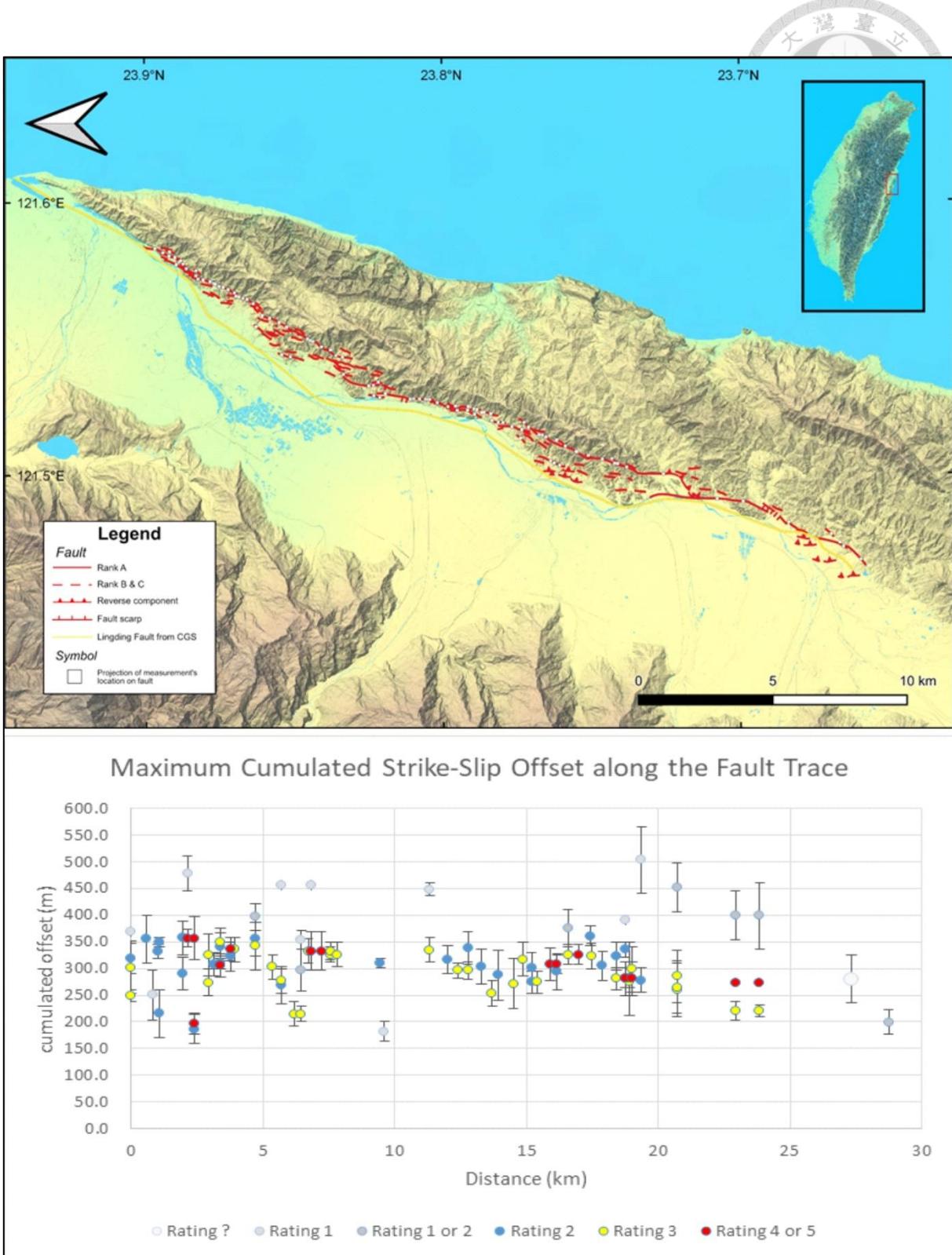


圖 4.2.1、最大水平錯移量沿斷層跡的分布圖。

上圖中的白色方框為量測的位置，在研究區域範圍內有相當多的錯移指標。下方的 Rating 代表測量結果的品質，數值越大則該錯移量的可信度越高。

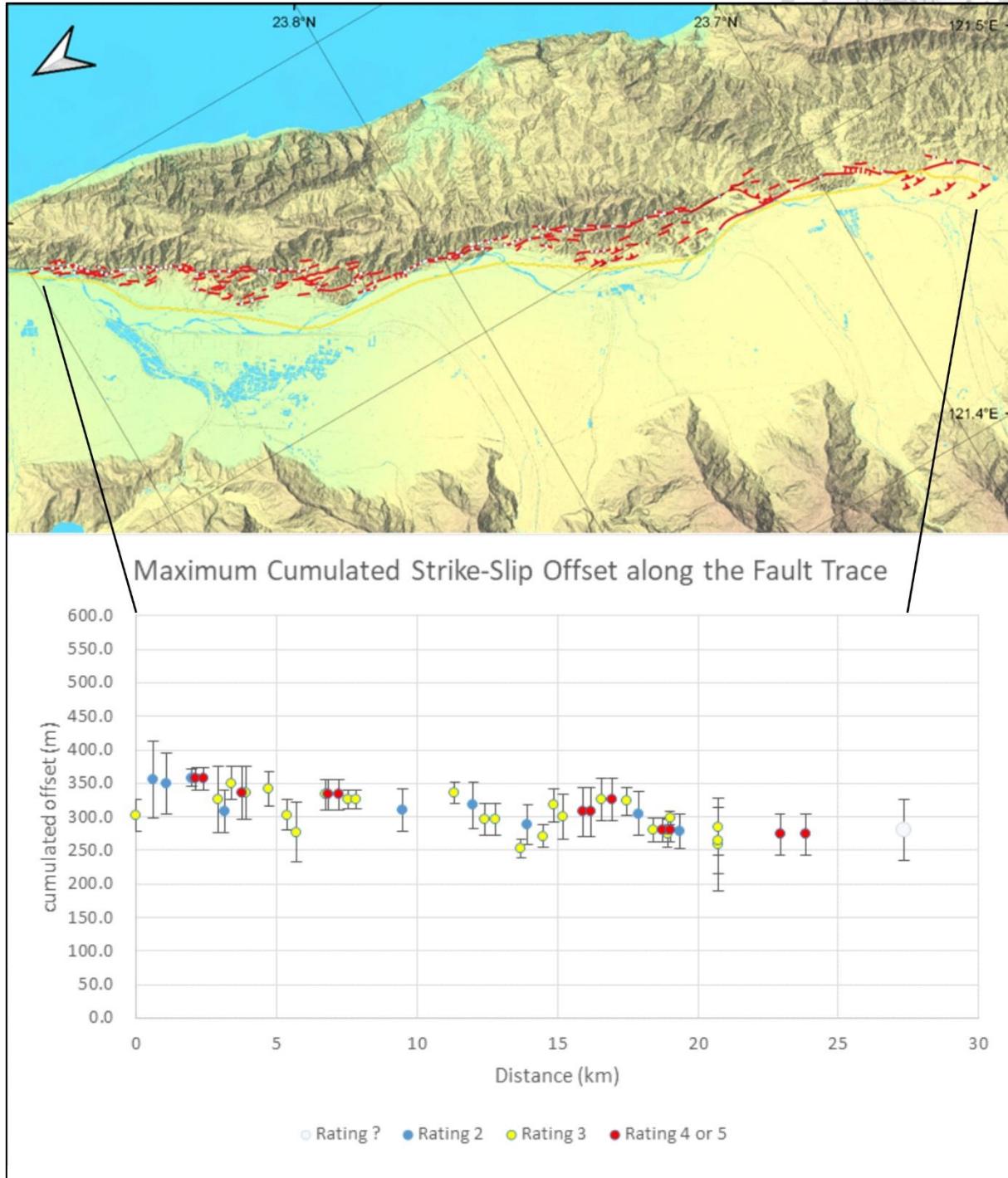


圖 4.2.2、Rating 2 以上最大的累積水平錯移量沿斷層跡的分布狀況。
若只保留可信度較高測量值，可以觀察到累積錯移量大約在 250-350 公尺之間，
且似乎有往南遞減的趨勢。

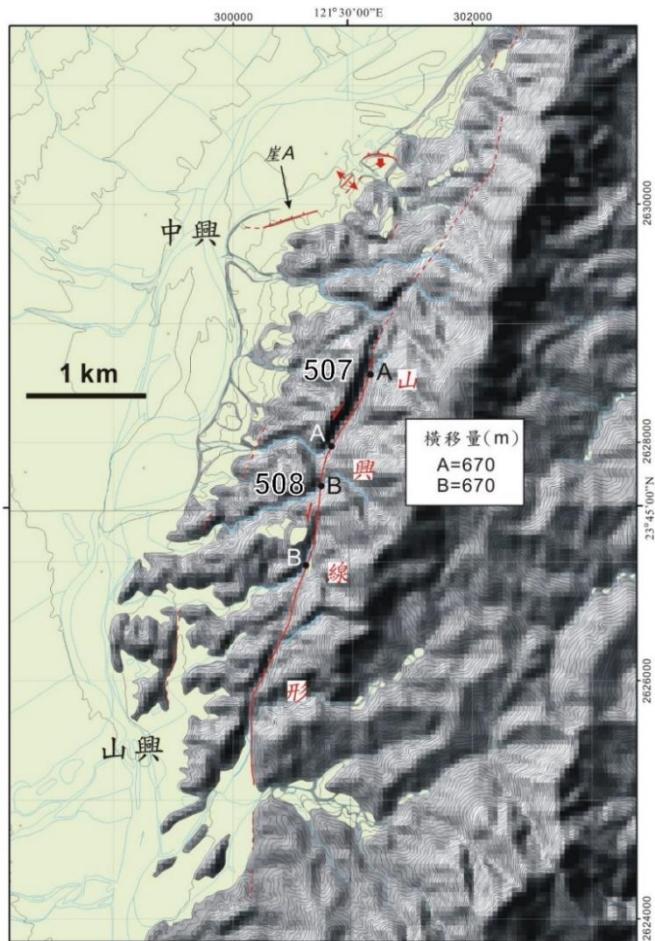


圖 4.2.3、山興線形的累積錯移量，改自劉平妹與謝孟龍（2007）。其研究中的 A 河道對應到本研究的 507 河道，B 河道則對應到 508。

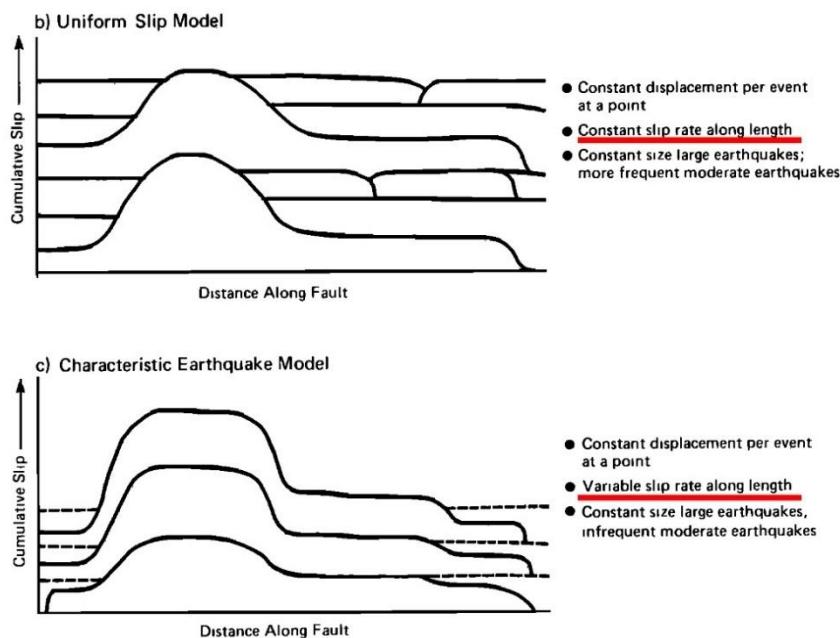


圖 4.2.4、斷層的滑移模型，改自 Schwartz and Coppersmith (1984)。本研究認為同一斷層系統的滑移速率應當一致，且在原始地形的回復結果上，山興線形並沒有比其他段累積更多的左移量，見圖 4.2.5。

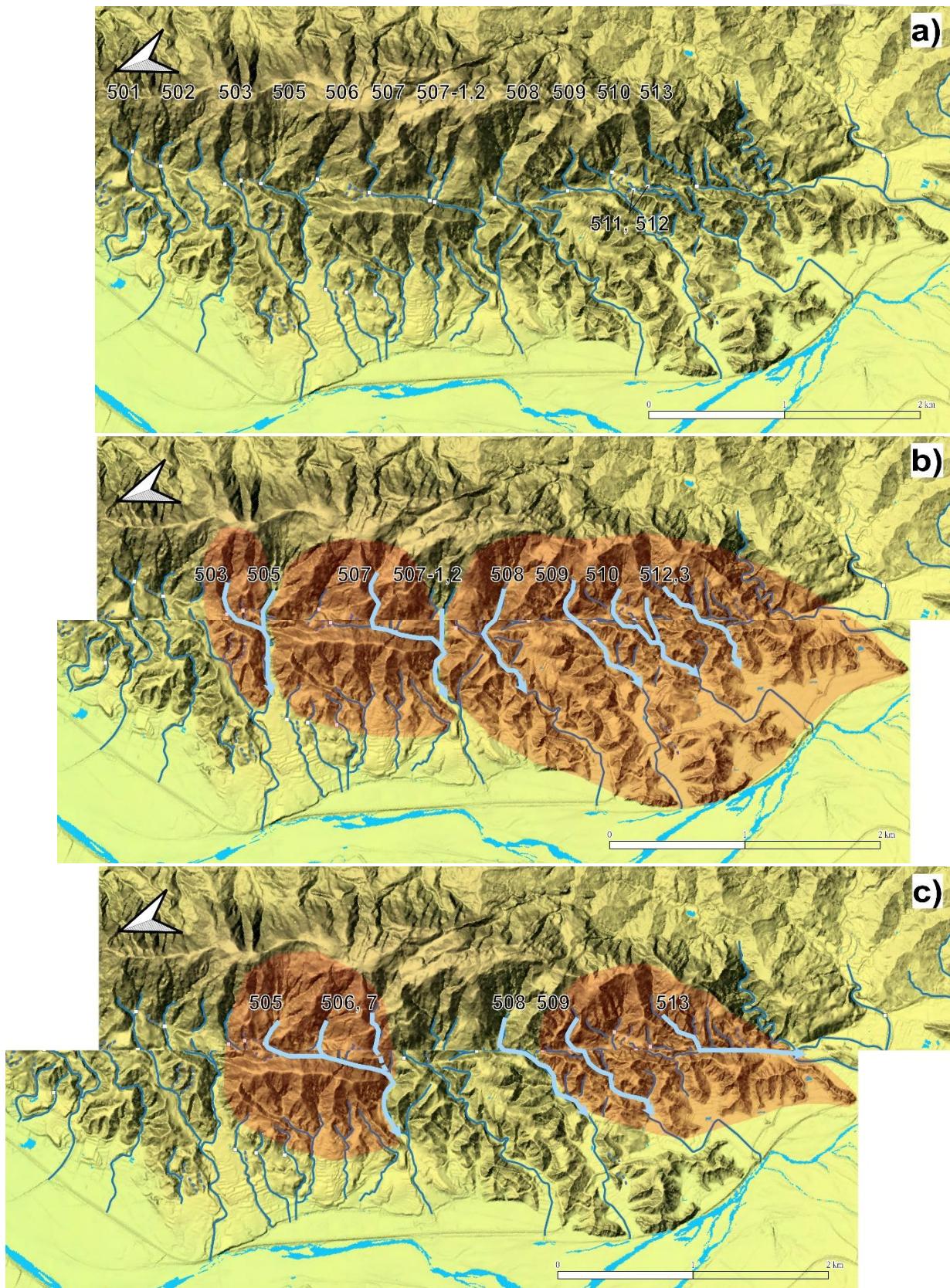


圖 4.2.5、山興線形的地形回復結果，以淺藍色標示的河道以及紅色標示的山脊為本研究用以回復的地形特徵。圖 a 是現今的地形與所有錯斷河的位置；圖 b 是回復 300 公尺的結果，可以同時對比的河道數量多，而地形上也有不錯的對比；圖 c 是回復 670-680 公尺的結果，可對比的河流數目明顯變少，且地形的對比上沒有圖 b 佳。



4.3、研究與野外調查結果小結

本研究判釋的斷層跡整體而言相當連續，填補了前人研究中線形構造間的空缺，並以北北東走向延伸約 30 公里（圖 4.3.1）。在野外調查時觀察到不少指示近期斷層左移運動的證據（見圖 4.1.12, 21, 22），而在海岸山脈西側以安山岩礫石為組成的沖積扇露頭，似乎也暗示了在縱谷北段內不一定需要嶺頂斷層的抬升作用（見圖 4.1.8b, 15, 23）。

若進一步觀察此左移斷層系統的空間分布，會發現其斷層跡的排列形式與前人研究所提及的左移斷層破裂形式相當類似（Fossen, 2020；Ren et al., 2021）（圖 4.3.2）。左移斷層在發育時，一開始並不會沿著主要破裂帶（PDZ: Principle Deformation Zone）破裂，而是以 Riedel Shear 的形式，意即斷層跡會與 PDZ 呈現一低角度的交角，且彼此間呈現雁型排列。隨著斷層持續發育，開始會有 P Shear 作為 Riedel Shear 之間的連接，最終才會形成一條延續性良好的線狀斷層跡。本研究判釋的斷層跡的空間分布顯示其應為一新生的左移斷層系統，一方面不同分段的主要斷層跡尚未連接成一條連續的斷層（Le Guerroué and Cobbold, 2006），彼此間呈現雁型排列，且仍有明顯的躍階現象（Stepping）；另一方面，此系統累積的錯移量遠小於世界上其他成熟的走滑斷層系統（Dolan and Haravitch, 2014），反映了此左移斷層仍在發育的初始階段。

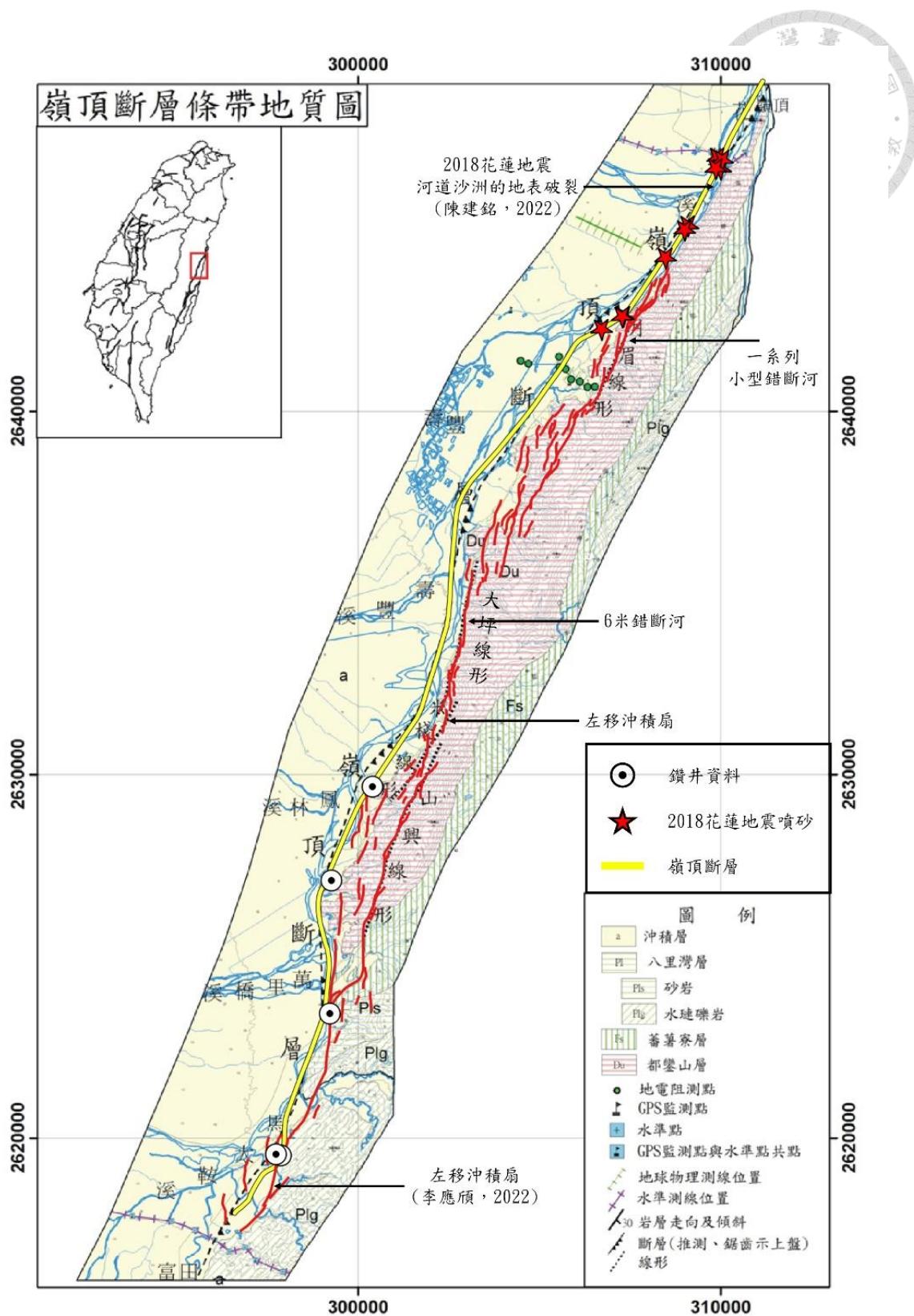


圖 4.3.1、研究成果套疊嶺頂斷層條帶地質圖，改自地調所（2019）。
本研究判釋的斷層跡補足了線形之間的斷層空缺，以及指示左移運動的野外證據。

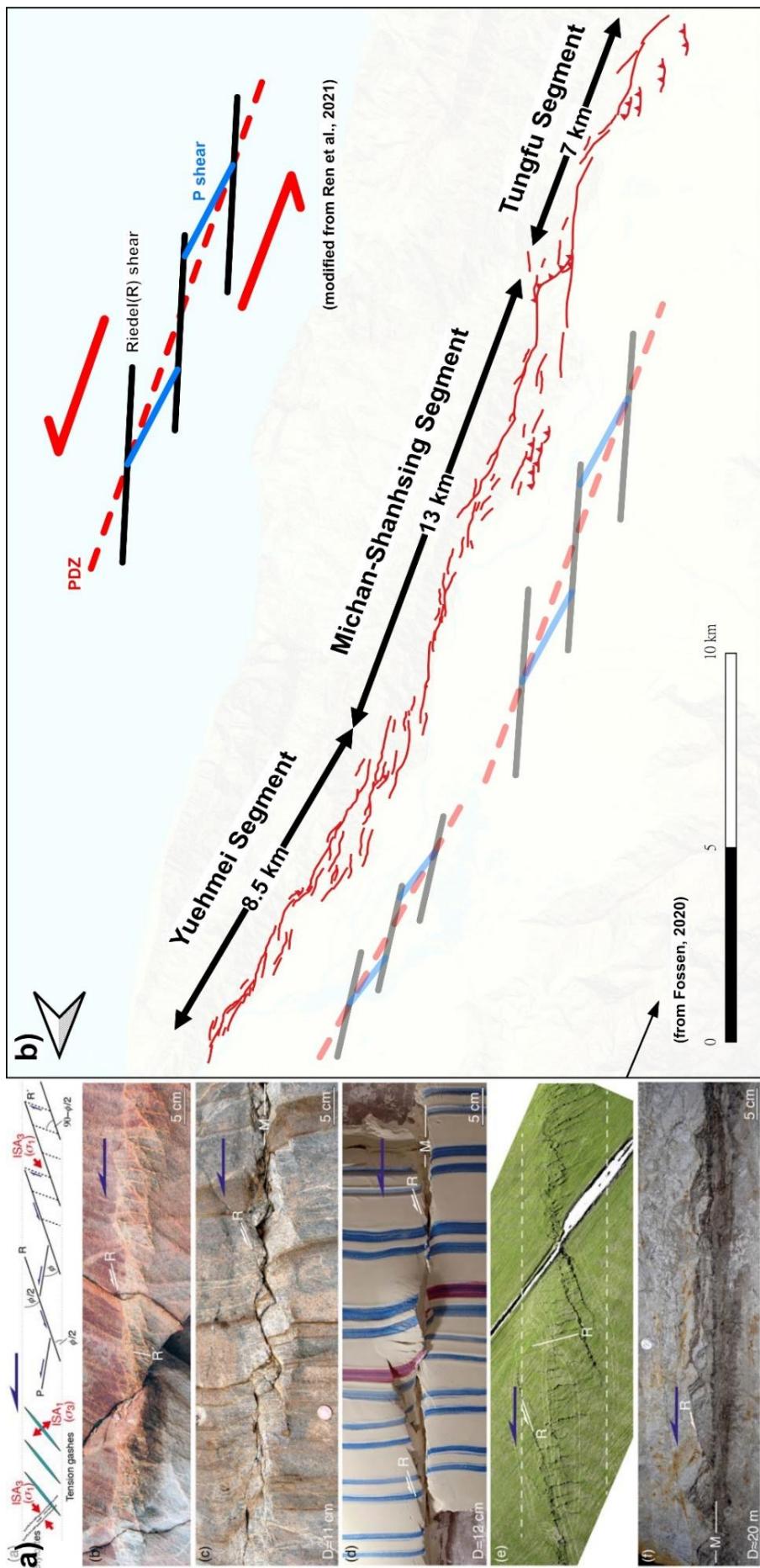


圖 4.3.2、左移斷層系統的斷層分布與前人的 Riedel Shear 模型 (Fossen, 2020)。

圖 a 取自 Fossen (2020)，顯示了在不同空間尺度下，左移斷層一般以 Riedel Shear 的方式進行破裂與發育，因此新生的走滑斷層常常呈現雁型排列，之後再以 P Shear 連接成一相對連續的主破裂帶 (PDZ)。

第5章、討論



5.1、存疑性左移斷層的斷層活動特性

研究結果顯示了海岸山脈西側上確實存有一左移斷層系統，其活動形塑了一系列的構造地形，目前正持續累積左移運動量。而透過第3章提到的錯移量量測方法，本研究得到斷層沿線上最大累積水平錯移量的分布，整體約介於250-350公尺，且似有往南遞減的趨勢。本節將先討論造成累積錯移量遞減的潛在原因，以及導致測量結果產生偏差的可能性；接著配合野外觀察與文獻回顧，推估此斷層系統的長期走滑速率，以了解其活躍程度。

5.1.1、斷層南北段的活動差異

若將最大累積水平錯移量按照本研究的斷層分段做圖，會發現月眉段平均累積的水平錯距最大，約330公尺；而米棧山興段其次，約300公尺；至於最南邊的東富段則只有275公尺左右的累積量，而整個斷層系統平均累積了300-310公尺的水平位移量（圖5.1.1）。本研究認為往南遞減的現象有兩種可能的解釋，一種是斷層本身在活動時的滑移特性，另一種則與大地應力的方向有關。

前人的斷層研究指出（Peacock, 1991；Burbank and Anderson, 2011），地震的同震滑移量沿著斷層跡的分布並不一致，且在斷層的尾端錯移量通常較小（圖5.1.2）。因此，研究區域中的累積水平錯移量在最南端下降，可能是因為左移斷層東富段位於此系統的最末端，往南將接至瑞穗斷層系統（許晉瑋等，2018），因而反映較少的累積錯移量。至於研究區域最北邊的101河道，其錯移量相對於月眉段也疑似有減少的現象，不過此系統再往北就難以找到其他可以量測累積錯移量的指標，所以無法判斷往北遞減的趨勢是否存在。故本研究認為此左移斷層的錯移中心應為月眉段，單一指標的最大累積平移量可達360公尺，但其往北的遞減趨勢在本研究的範圍內並不明顯。

Maximum Cumulated Strike-Slip Offset along the Fault Trace

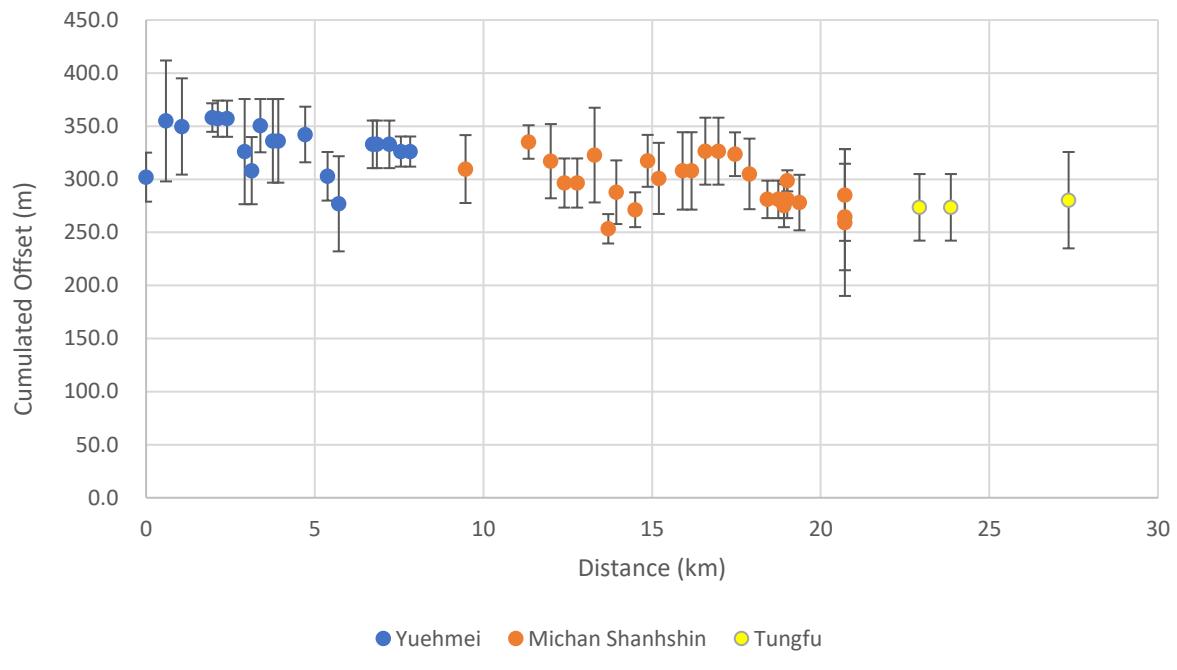


圖 5.1.1、不同斷層分段的最大走滑錯移量沿斷層跡的分布。

藍色為月眉段，橘色為米棧山興段，而黃色則為東富段。圖上的數據平均落在 300-310 公尺，原始數據請見附錄一。

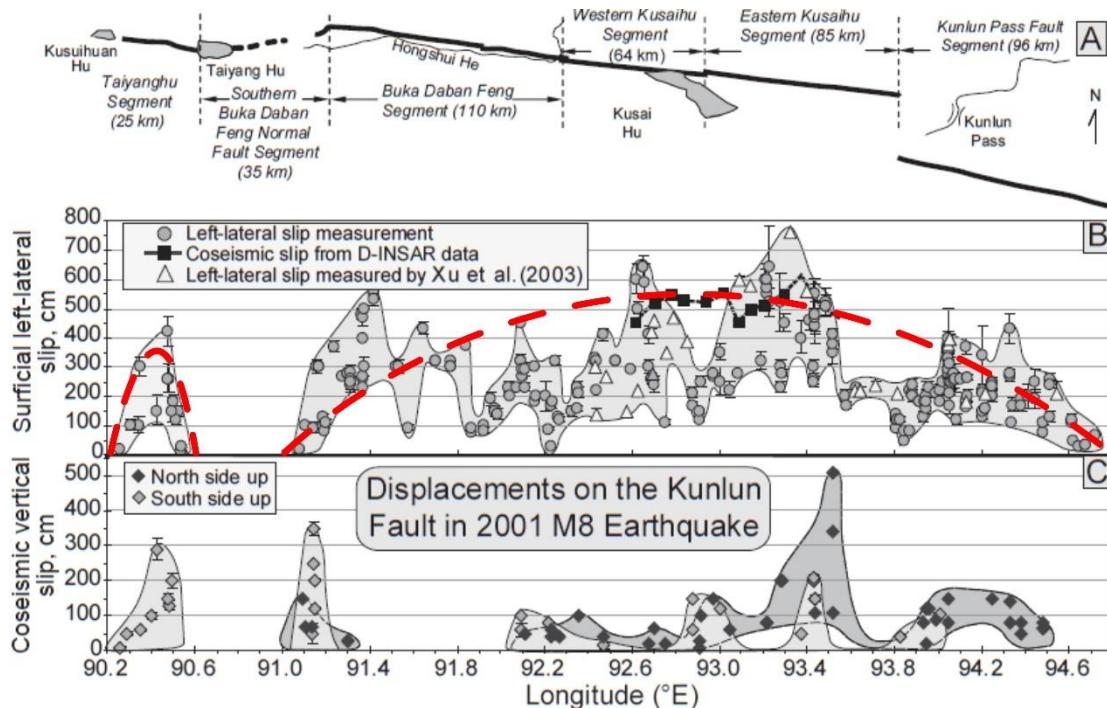


圖 5.1.2、斷層的同震變形量向兩端遞減，改自 Burbank and Anderson (2011)。
原始資料出處為陳杰等 (2004)。不論是整體斷層系統或是單一斷層分段均有類似的包絡線，錯移量往斷層的末端遞減。

大地的應力方向也可能導致研究區域南端較少的累積平移量，本研究將景國恩等（2020）的 GPS 連續站資料繪製成圖 5.1.3，參考點選在中央山脈上的 3 個測站（見圖 2.1.2）。可以發現研究區域的 GPS 速度場有明顯的南北段差異，南端的壓縮量明顯比北段的大，因此可預期南段的斷層有更多的垂直運動分量，且走滑分量應較北段不顯著。若將此速度場拆解成平行與垂直左移斷層的兩個分量，計算跨斷層所吸收的水平滑移速率，可以得到斷層系統北段的走滑速率為 10.9 mm/yr，南段則為 7.7 mm/yr，兩者的比值為 1.4（圖 5.1.3）。

假設這個比值完全反映左移斷層的南北走滑特性差異，則南北段所累積的水平錯移量的比值也應為 1.4，不過，月眉段和東富段的累積錯移量比值卻只有 1.2 (330 m/275 m)。由於月眉段的錯移指標較多且其測量結果可信度高，故較低的比值代表的應為東富段累積超過由 GPS 速度場推算的滑移量，而非月眉段的累積滑移量不足，此結果可能反映：(1) 東富段的水平錯移指標少，且量測結果的可信度普通，故無法準確反映 GPS 的觀測結果；(2) GPS 所觀測到的速率是此斷層系統的最小值（圖 5.1.3），故以其計算的比值會較高，舉例如下：目前計算的值為 1.42 ($10.9 / 7.7$)，但若同時將 GPS 觀測速率加 1 mm/yr，會得到較低的比值 1.37 ($11.9 / 8.7$)；若是加上 5，則比值將下降成 1.25 ($15.9 / 12.7$)；(3) GPS 速度反映的是數十年的活動特性，和長期滑移的結果不一定相符合（圖 5.1.4）。若實際的狀況是第 3 種，意即東富段確實累積了 275 公尺的水平錯移量，且 GPS 的速度變化即是該斷層系統近期在測地資料上的滑移速率，則代表東富段累積的走滑量比預期的多，應暗示此左移斷層系統的發育比想像中的完整，斷層從北到南均呈現了顯著的左移活動。

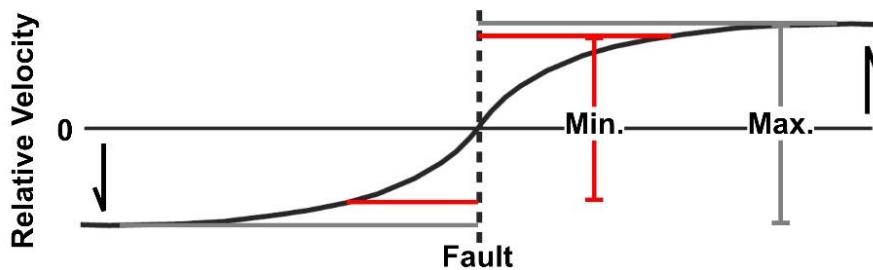
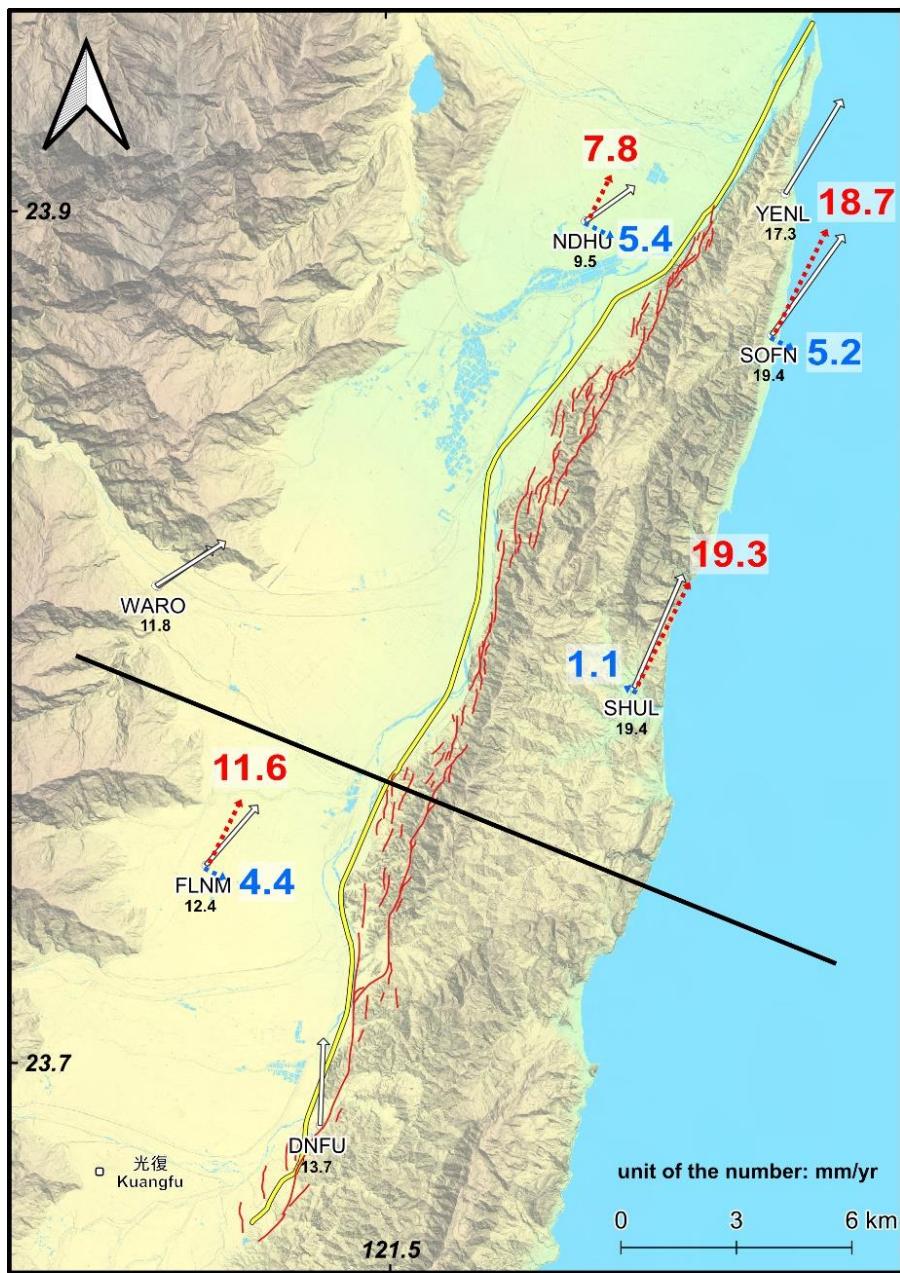


圖 5.1.3、縱谷北段相對於中央山脈的 GPS 水平速度場，資料來自景國恩等（2020）。本研究選取的不動站為中央山脈上的 KAFN、KFN2、WUCH，見圖 2.1.2。黃線為地調所的嶺頂斷層，紅線為本研究判釋的斷層；白色箭頭與其下的數字為原始數據，而藍色與紅色箭頭分別為垂直及平行於斷層走向的分量；黑色實線示意速度場的投影剖面，而最下方則為 Arctan 曲線，若測站的位置未達遠場，則其速度差反映的為斷層活動速率的最小值。原始數據及測站位置請見附錄三。

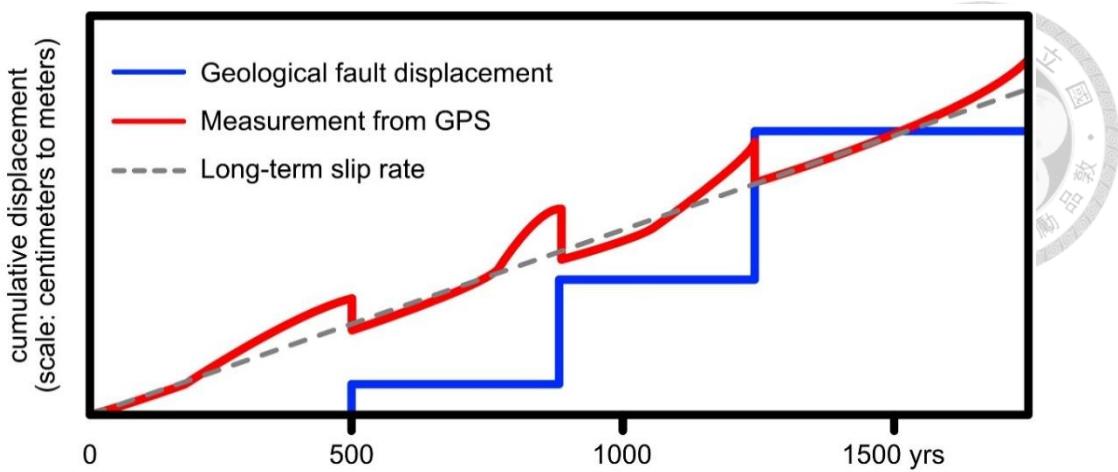


圖 5.1.4、滑移速率在不同觀測方式下的差異，修改自 Friedrich et al. (2003)。GPS 反映的為數十至百年的尺度的滑移速率，而斷層調查則反映了千至萬年尺度，兩者不一定完全吻合。

此外，本研究發現有一些累積錯移量的測量結果雖可信度高，但其數值和該段的平均錯移量相比偏小（見圖 5.1.1，距離 3.13、5.38-5.71、13.7-14.5 公里處）。在重新檢視這些測量結果後，發現導致數值偏低的原因不是量測時的誤差，而另有其他原因。距離 5.38-5.71 km 的 218 與 219 河道，因為其下游靠近花蓮溪的位置有相當複雜的斷層跡，雖然難以直接量測這些斷層所累積的錯距，但其應吸收了一定的錯移量，所以使位於主斷層跡上的河道系統所累積的錯移量下降（圖 5.1.5）。距離 3.13 km 的 210 河道、及 13.7-14.5 km 處的 418 與 419 河道，則位於主斷層跡的末端或斷層跳階（stepping）的位置，根據 Kim and Sanderson(2005) 提出的斷層化育與錯移量之間的關係，在斷層相連的位置，其錯移量明顯有與整體趨勢不同的現象，取決於斷層之間的連接機制。對 210 河道而言，其位於兩條平行的主斷層跡的連接處，所以有部分的錯移量已轉移到另一條斷層上，造成單一斷層所記錄到的錯移量僅能代表此指標的最小值（圖 5.1.6）(Dawers and Anders, 1995)。至於通過 418 與 419 河道的斷層跡，其部分的錯移量可能用局部抬升的方式呈現（見圖 4.1.17），使累積的水平錯移量較少；或根據 Kim and Sanderson (2005) 的模型（圖 5.1.7），斷層彼此之間以 Soft-linked 方式連結，其反映的是不同斷層跡之間不直接以可見的次要斷層連接。而以此方式相連的位置，其累積的錯移量也較小，同樣可以解釋 418 與 419 河道所記錄到的較小的累積錯移量。

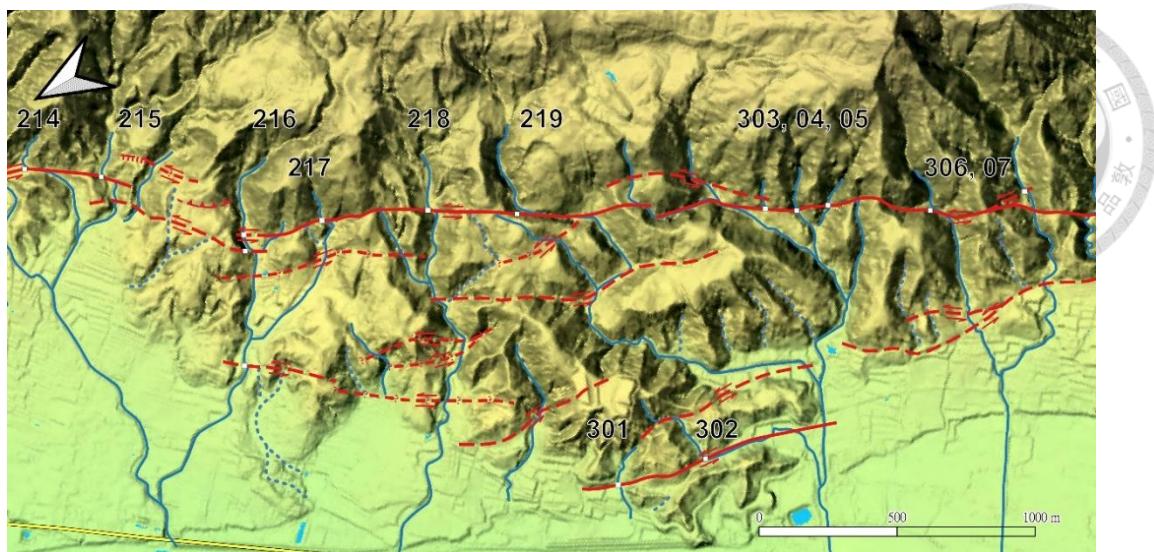


圖 5.1.5、218 與 219 河道一帶的斷層跡，斷層有許多分支，其分布相當複雜。

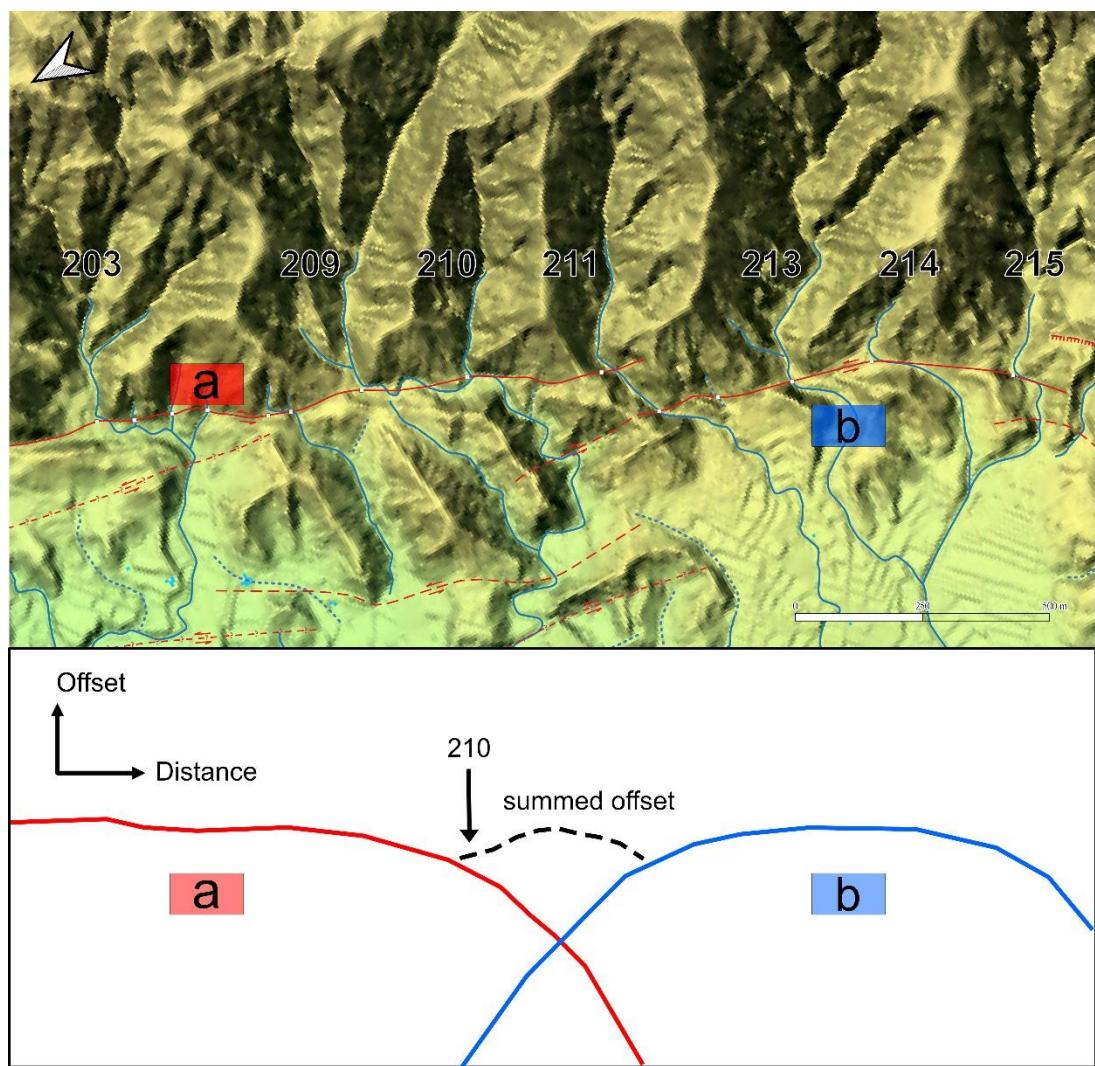


圖 5.1.6、210 河道一帶的斷層跡，示意圖改自 Dawers and Anders (1995)。錯移指標位於斷層跡的交會處，因此累積的錯移量稍微有下降的趨勢，如黑色箭頭所示。黑色虛線代表 a 與 b 兩段斷層錯移量的總和，若僅參考單一斷層跡上的錯移量，會低估整體系統累積的變形量。

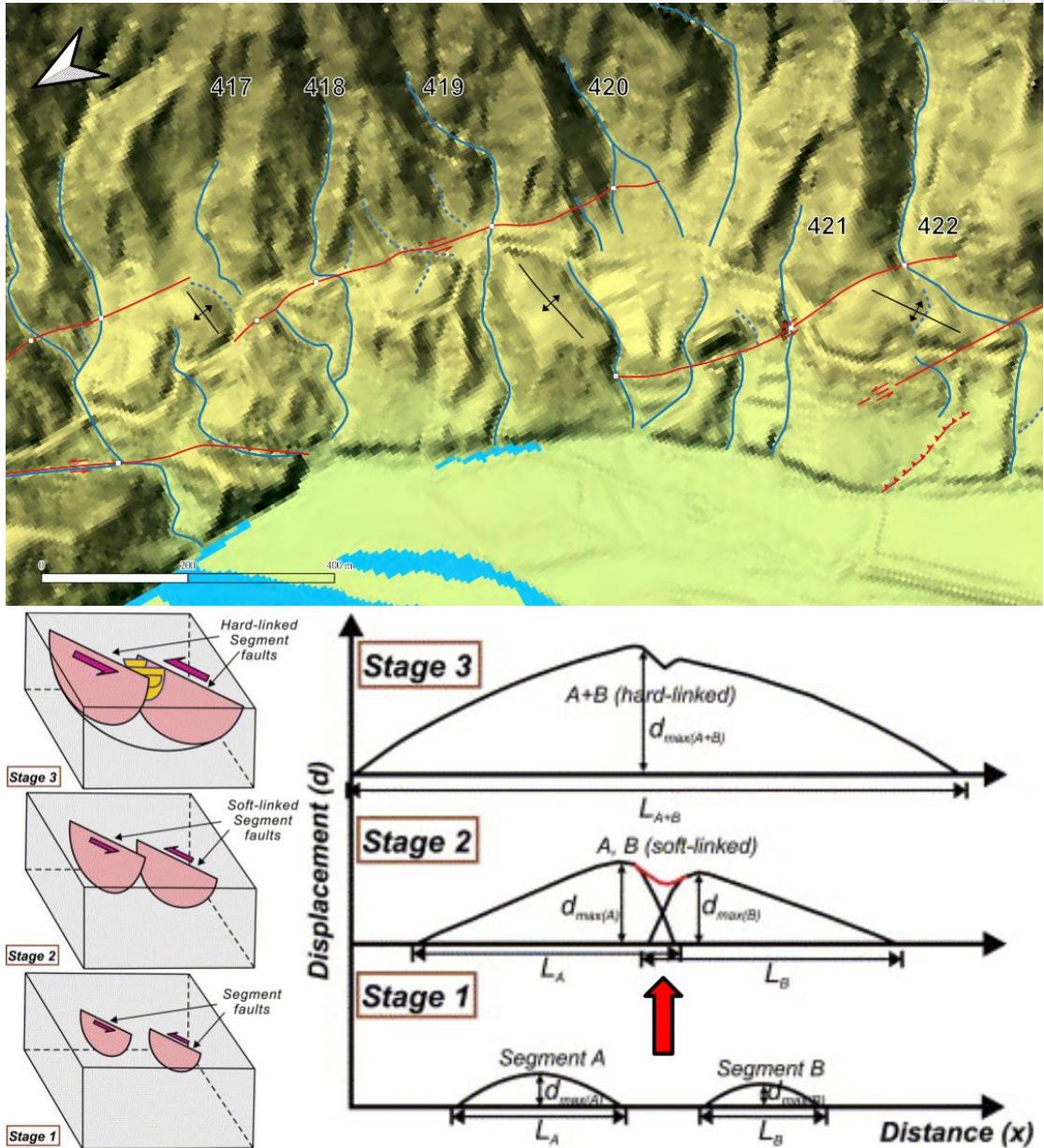


圖 5.1.7、418 與 419 河道一帶的斷層跡，其空間上的交互關係可以類比至 Kim and Sanderson (2005) 的模型中的 Stage 2。斷層彼此之間不以次要斷層連接，而是以跳階 (Stepping) 的方式，在跳階範圍內（紅色箭頭）的累積錯移量相對其鄰近位置是減少的。



5.1.2、斷層的活動速率

斷層的長期滑移速率，是將其累積的錯移量除以開始累積的時間，不過目前對於此左移斷層系統仍未有滑移速率的討論，因此本研究將進一步估算其可能的活動速率。已知此斷層平均累積 300-310 公尺的水平錯移量，所以本節將重點討論開始累積此錯距的時間區段，推算此系統的長期走滑速率 (long-term strike-slip slip rate)，並利用現有的前人資料與研究結果做為此速率的佐證。

在野外調查時，時常可以觀察到研究區域的露頭是沖積扇扇階蓋在底岩上（圖 5.1.8）。目前已知縱谷北段的斷層活動並不是以抬升為主 (Shyu et al., 2005；陳文山等，2008），因此讓河道下切底岩約 10 公尺，至圖 5.1.8 中所呈現的露頭樣貌；或甚至下切底岩，形成 20-30 公尺深的河谷（圖 5.1.9），應另有斷層抬升以外的機制。而本研究認為最有可能導致支流下切的動力，應為海平面下降造成的侵蝕基準面變化。在末次冰盛期 (LGM) 時，全球海平面至少下降了 120 公尺，這樣的機制提供了河道下切的能力（陳文山等，2005；楊詠然，2016）。此外，這些露頭頂部的沖積扇扇階沒有紅土化的現象（見圖 4.1.20、圖 5.1.8），因此可以推估其開始土壤化育的年代應於 5、6 萬年內(如：龔琪嵐與齊士崢, 2012)。結合 Lambeck and Chappell (2001) 與謝孟龍與劉平妹 (2010) 的海平面變化曲線，以及土壤化育在 6 萬年內的限制，本研究推測海岸山脈西側支流可能的下切時間是介於 14.5-30 ka 的末次冰盛期的低海平面時期（圖 5.1.10）。配合斷層系統平均累積的 300-310 公尺的水平錯移量，即可估算此左移斷層的長期走滑速率為 10.0-21.4 mm/yr (300 m/30 ka – 310 m/14.5 ka)。



圖 5.1.8、215 河道轉折處的露頭，相對於河床的高度約 10 公尺。
黃線以上為沖積層，在河道下切之後，其頂部才可以有土壤的化育。

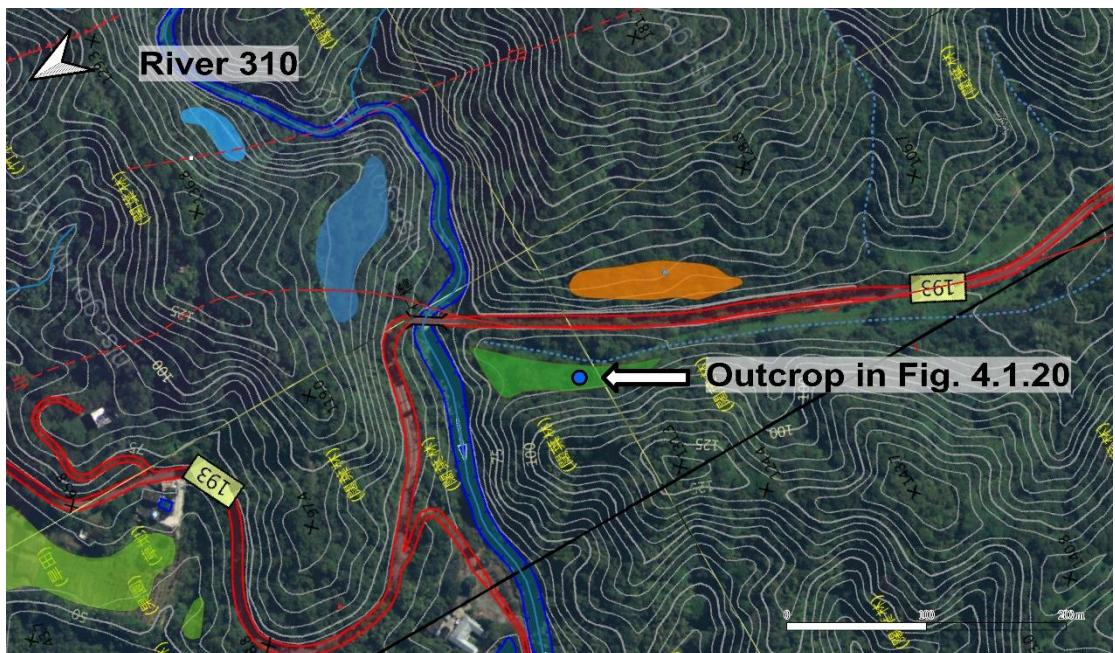


圖 5.1.9、米棧大橋旁風口地形一帶的等高線圖，其等高線間距為 5 公尺。
310 河道在沖積形成扇階後，至少下切了 20 公尺。而此扇階的頂部，尚未有紅土化的現象（見圖 4.1.20）。

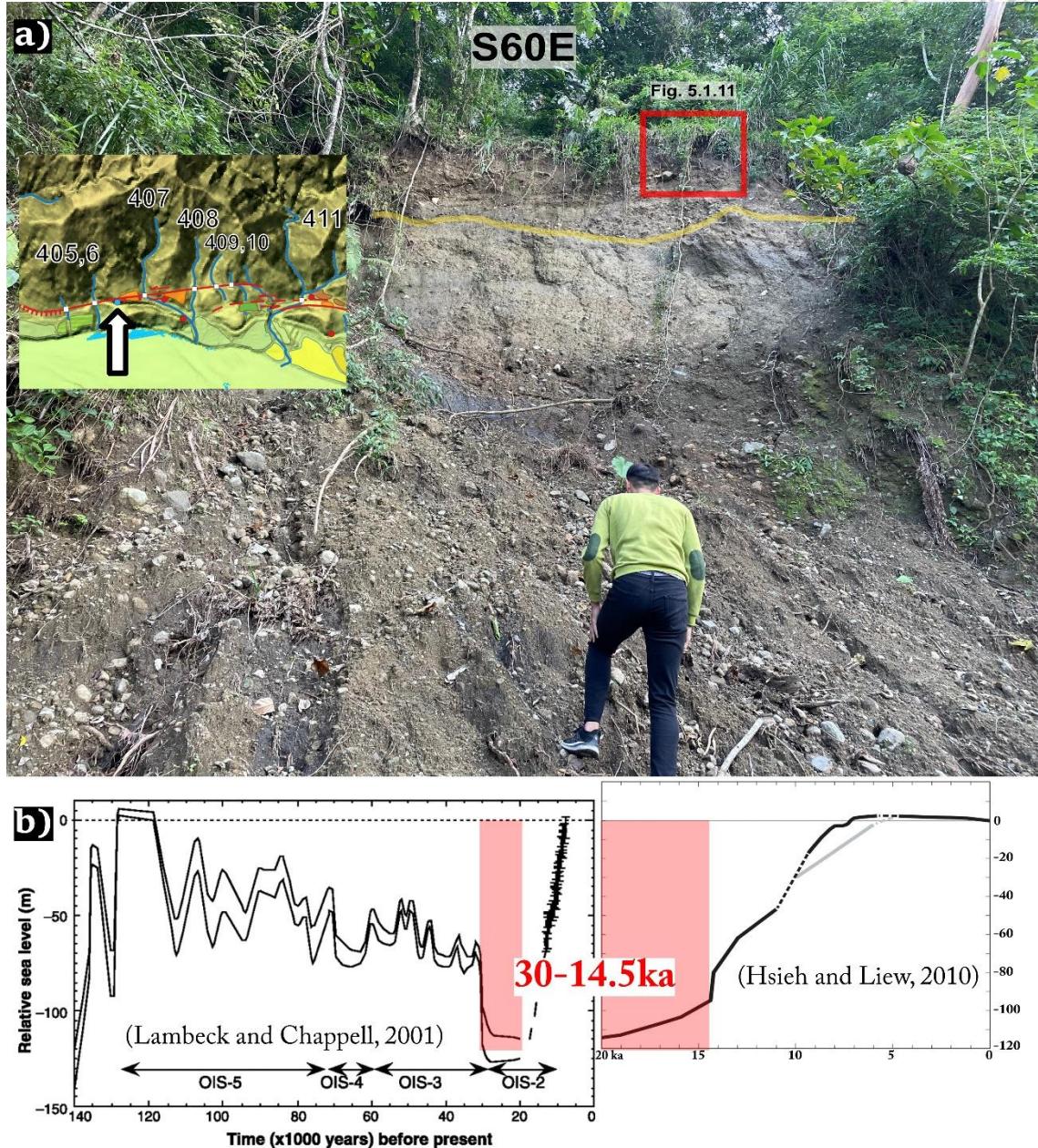


圖 5.1.10、海岸山脈發源的支流於末次冰盛期下切的推論依據，全球海水面變化曲線修改自 Lambeck and Chappell (2001) 及謝孟龍與劉平妹 (2010)。圖 a：406 河道旁的沖積扇露頭，黃線以上為沖積層，其土壤尚未有紅土化的現象，紅框為圖 5.1.11 的範圍。圖 b：全球海水面變化，在 30-14.5ka 時為低海水位期。

此走滑速率（10.0-21.4 mm/yr）可以由前人研究，及本研究的地形回復結果配合野外觀察推算的速率進行驗證。在最大值方面，前人研究認為縱谷斷層的滑移速率在 20-30 mm/yr（如：Yu et al., 1990；Shyu et al., 2006a；Huang et al., 2010），恰好與本研究計算的 21.4 mm/yr 的數量級呼應（表 5.1.1）；在最小值方面，首先 5.1.1 章節的計算可以做為檢驗的依據之一，本研究將景國恩等（2020）的 GPS 連續站速度拆解成平行及垂直於左移斷層走向（N20E）的兩個分量，發現斷層的走滑速率介於 7.7-10.9 mm/yr（見圖 5.1.3）。由於測站的分布應尚未達到 GPS 遠場的位置，意即測站並不在 \arctan 曲線持平的位置上，所以跨斷層的 GPS 速度變化所代表的是此斷層系統的最小滑移速率，而 7.7-10.9 的數量級正好與本研究計算的最小走滑速率吻合。

另外，由野外觀察搭配前人文獻得到的年代，再配合地形的回推量，也可以得出 10 mm/yr 左右的速率，做為最小值的控制之一。本研究在 406 河道附近找到一露頭（見圖 5.1.10a），其上覆的沖積扇扇階的土壤化育與前人研究（沈于超，2005）在相似化育條件下找到的土壤剖面可以類比，最上方均有一層特別深的土壤層，向下則漸變成黃棕色（圖 5.1.11）。沈于超（2005）呈現的 Tt-5 土壤剖面，其土壤層至少有 1.1 公尺厚，有約 40 公分的 A 層（表育層），以及至少 70 公分的 C 層（母岩上方的土壤化育層），但未判斷出 B 層。故該研究將其分為新成土，處於土壤化育的起始階段，並另外透過海階的比高估計其剖面年代為 24ka。而本研究在野外觀察的露頭（見圖 5.1.10a 及 5.1.11b），最表層的土壤/有機質（O 或 A 層）約 50-70 公分厚，其下方的黃棕色風化層（應為 C 層）的化育不佳，與母岩的交界並不明顯，故其化育時間應比前人的土壤剖面短。因此，若假設此露頭與前人露頭的年代同為 24ka，再利用地形回復的方法得到其累積的 215-245 公尺的錯移量（圖 5.1.12），便能推估左移斷層的長期走滑速率的最小值為 9.0-10.2 mm/yr，與每年 10 毫米的速率是相同的數量級。此計算結果代表由估計累積水平錯距的研究結果結合低海水面時期下切的假設所求得的速率是相當可信的，而極高的活動速率也代表了此左移斷層在縱谷北段屬於相當活躍的斷層系統。

不過，本研究認為此系統的速率應較接近 10 mm/yr ，一方面此數量級有縱谷北段的 GPS 資料及野外觀察做為控制，且表 5.1.1 的縱谷斷層滑移速率不一定直接代表斷層在北北東方向的走滑速率；另一方面，花東縱谷北段底下還有活躍的中央山脈斷層 (Huang and Wang, 2022 ; Lee et al., 2023)，但前人研究跨越縱谷斷層的速度變化時所使用的測地資料，部分涵蓋到位於中央山脈東翼的測站 (如：Yu et al., 1990 ; Tsai et al., 2015)，因此 $20\text{-}30\text{ mm/yr}$ 的測地速度變化也包含了中央山脈斷層的滑移速率，不完全反映在單一斷層系統的活動速度上。



圖 5.1.11、土壤剖面的比較，圖 a 取自沈于超 (2005) (經過明暗度調整)。圖 a 的露頭位於台東長濱的海階，其與本研究討論的沖積扇露頭同樣為發源於都巒山層的支流系統的沖積層，且在地理位置上的緯度差異不大，土壤化育的條件 (岩性與氣候) 相似。而前人透過海階對比的方式，求得此露頭的年代為 24 ka ；圖 b 則為 406 河道旁的沖積扇露頭的頂部，位置見圖 5.1.10a。透過土壤層化育狀況的比較，可以推論圖 a 的土壤剖面的化育時間比圖 b 長，並可做為化育時間的最大值控制，詳細討論請見內文。

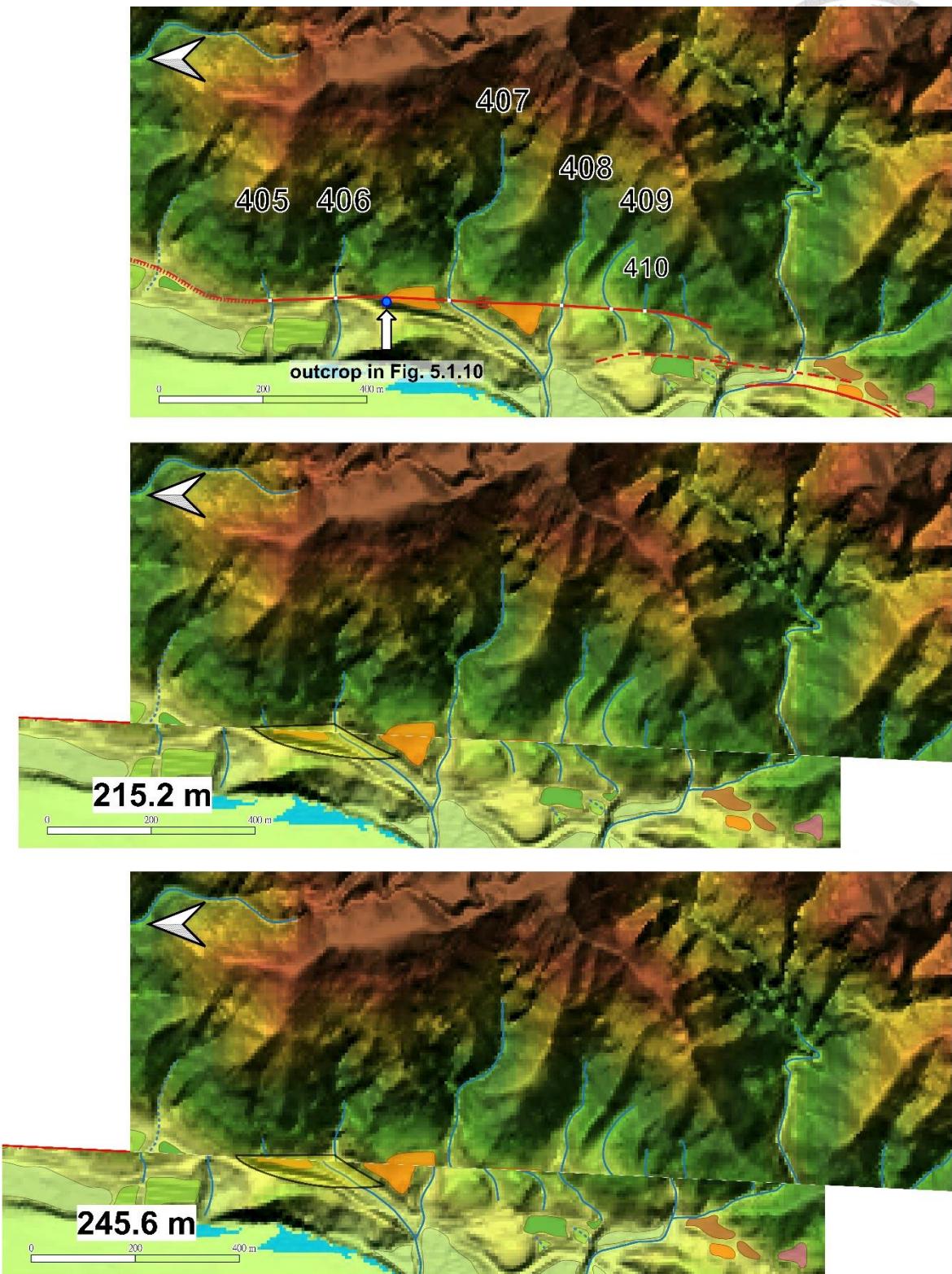


圖 5.1.12、406 河道旁的沖積扇露頭可能累積的錯移量。
地形回復的結果顯示 406 河道在回復 215-245 公尺時，可以沖積出圖 5.1.10 的露頭。

表 5.1.1、縱谷斷層滑移速率的前人研究

*註：縱谷斷層北段的走向為北北東（地調所，2019），平均約為 N20-30E。

出處	滑移速度 (mm/yr)	研究方式
李瓊武與余水倍 (1987)	20-40 (北北東)	透過花蓮、玉里，與台東的三邊側網，在 1983-1986 期間量測三角點的相對位移，並計算其位移速率。
Yu et al. (1990)	25 ± 4 (N0 ± 3E)	利用 1983-1988 年間的三角網測線長度變化，求得在花蓮測網的海岸山脈相對與中央山脈的滑移速率。
Yu and Kuo (2001)	北： 5.2-15.5 (N0-27W) 中： 13.3-24.9 (N24-51W) 南： 29.2-32.7 (N37-48W)	1992-1999 的 GPS 資料，跨越縱谷的速度場變化約為 30 mm/yr，但跨過縱谷斷層的速度變化由北而南有所差異。
Shyu et al. (2006a)	20.5-24.9 (斷層長期抬升速率)	利用秀姑巒溪河階所求得的縱谷斷層長期抬升速率。
陳文山等 (2008)	19.3 (N30E)	地調所 2004-2006 年間的 GPS 資料，平行斷層的速度場在跨越嶺頂斷層的變化為 19.3 mm/yr，但觀察不到壓縮量。
Huang et al. (2010)	20-30 (長期斜滑移速率)	利用 Yu and Kuo (2001) 的 GPS 資料反演，得到的縱谷斷層長期滑移速率(抬升與走滑分量大致相等)。
Chen et al. (2014)	20-30 (水平方向縮短量)	在文獻回顧時提到，許多前人研究認為縱谷斷層吸收了板塊之間 1/3 的運動量 (82mm/yr 除以 3)。
Tsai et al. (2015)	20-30 (西北-西北西)	利用 2007-2013 的 GPS 資料，發現跨越縱谷斷層的速度變化為 20-30 mm/yr。



5.2、嶺頂斷層與左移斷層系統的空間關係

從上一節的討論中得知，左移斷層系統的活動速率和前人研究中估計縱谷斷層的活動速率相似，代表其可能吸收了花東縱谷北段一帶絕大部分板塊之間的活動量，解釋了研究區域內所累積的左移變形量。不過，除了本研究判釋的斷層跡外，在鄰近的花蓮溪還有地調所劃定的嶺頂斷層，其在空間分布上有地球物理跟鑽井的證據（石瑞銓等，2004；許晉瑋等，2018），且根據鑽井岩心的定年結果，嶺頂斷層在 3 萬年內有活動。另外在 2018 的花蓮地震時，最北端的嶺頂斷層也有顯著的同震左移破裂（如：Yen et al., 2018），代表其可能也具備一定的活動性。不過此段嶺頂斷層在空間上極可能為海岸山脈西側的左移斷層系統向北的延伸（見圖 1.1.2、圖 4.1.5），仍需更多的討論以釐清兩斷層之間的關係。雖然目前無法確定整段嶺頂斷層在近期是否活躍，但根據上述的證據，也無法排除其為一條不活動的斷層。因此，本研究將藉由 2018 花蓮地震的同震變形行為與地質圖繪製的原則，建構左移斷層系統與嶺頂斷層之間的交互關係，並探討在該地震中有同震位移的斷層應具備的條件，對研究區域內的斷層系統有更進一步的了解。

5.2.1、2018 花蓮地震與縱谷北段近地表斷層系統

本研究認為嶺頂斷層最北端與海岸山脈西側的構造地形同屬左移斷層系統，是因為在 2018 花蓮地震時，嶺頂斷層的地表破裂反映了左移斷層的活動（圖 5.2.1）。走滑斷層的斷層面通常是高角度而近乎垂直的，若根據地質圖的繪製原則，高傾角斷層的斷層跡幾乎不會轉折，而是直接切過地面（圖 5.2.2）。因此，若按照走滑斷層系統中常見的斷層跡分布，在花蓮溪河床上的 2018 花蓮地震同震左移破裂（陳建銘，2022），應直接從花蓮溪河床切入嶺頂斷層上盤，與本研究所判釋的左移斷層相連，故嶺頂斷層最北端應為左移斷層系統向北的延伸（圖 5.2.3）。此外，在重新檢視 2018 花蓮地震的同震變形場後（圖 5.2.4），會發現其平移分量雖可以由嶺頂斷層的活動解釋，但卻難以解釋垂直分量的位移場。因為其被定義為一條東傾的左移斷層並帶有逆斷層的分量（地調所，2019），所以

同震抬升側理論上應為斷層上盤東側的海岸山脈，而非其下盤西側的位置。但如果被促發垂直運動非嶺頂斷層，而是一條西傾的斷層或走滑斷層，則能更合理的解釋為何同震的變形行為是花蓮溪河床側抬升、海岸山脈東側下沉。以上現象反映了嶺頂斷層在花蓮地震時的活動性不高，應另有其他斷層系統造成地表變形。

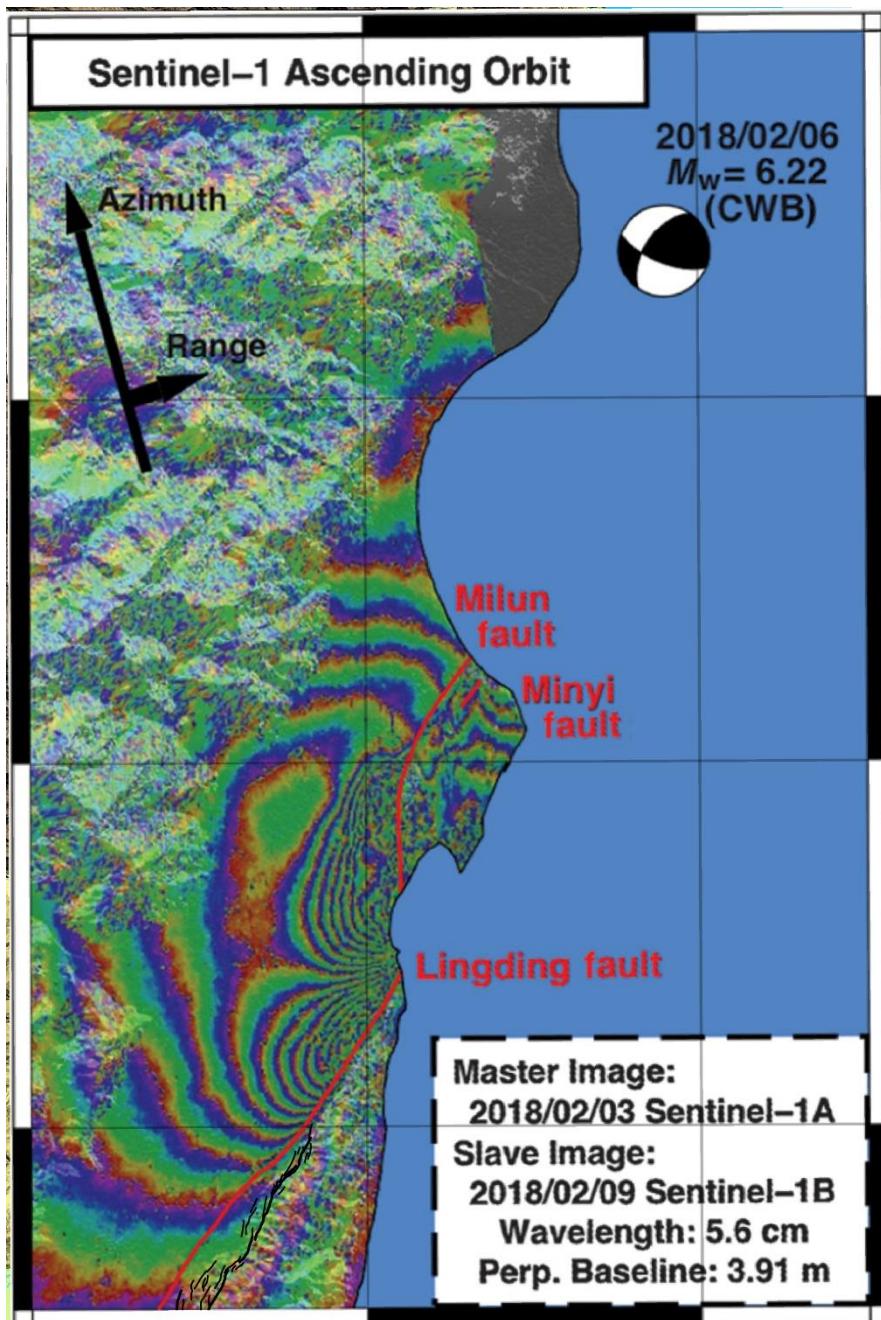


圖 5.2.1、2018 花蓮地震 InSAR 結果，改自 Yen et al. (2018)。
圖上黑線為本研究判釋的斷層跡

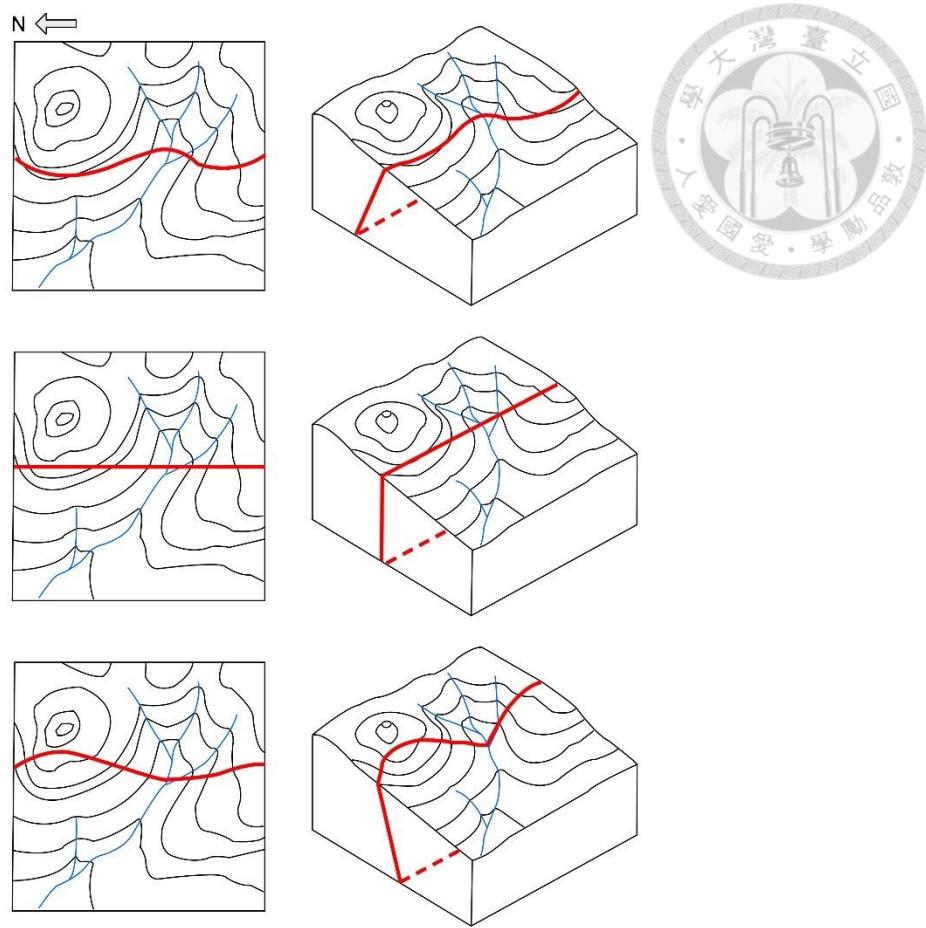


圖 5.2.2、斷層跡與斷層傾角之間的關係，改自 Lisle (2004)。
由上而下分別是東傾、垂直，與西傾的斷層面與其斷層跡在地表的位置。



圖 5.2.3、花蓮溪出海口的空拍影像，改自劉彥求等 (2018)。
紅線為 2018 花蓮地震時有地表破裂的位置；紅色點線為嶺頂斷層的位置。

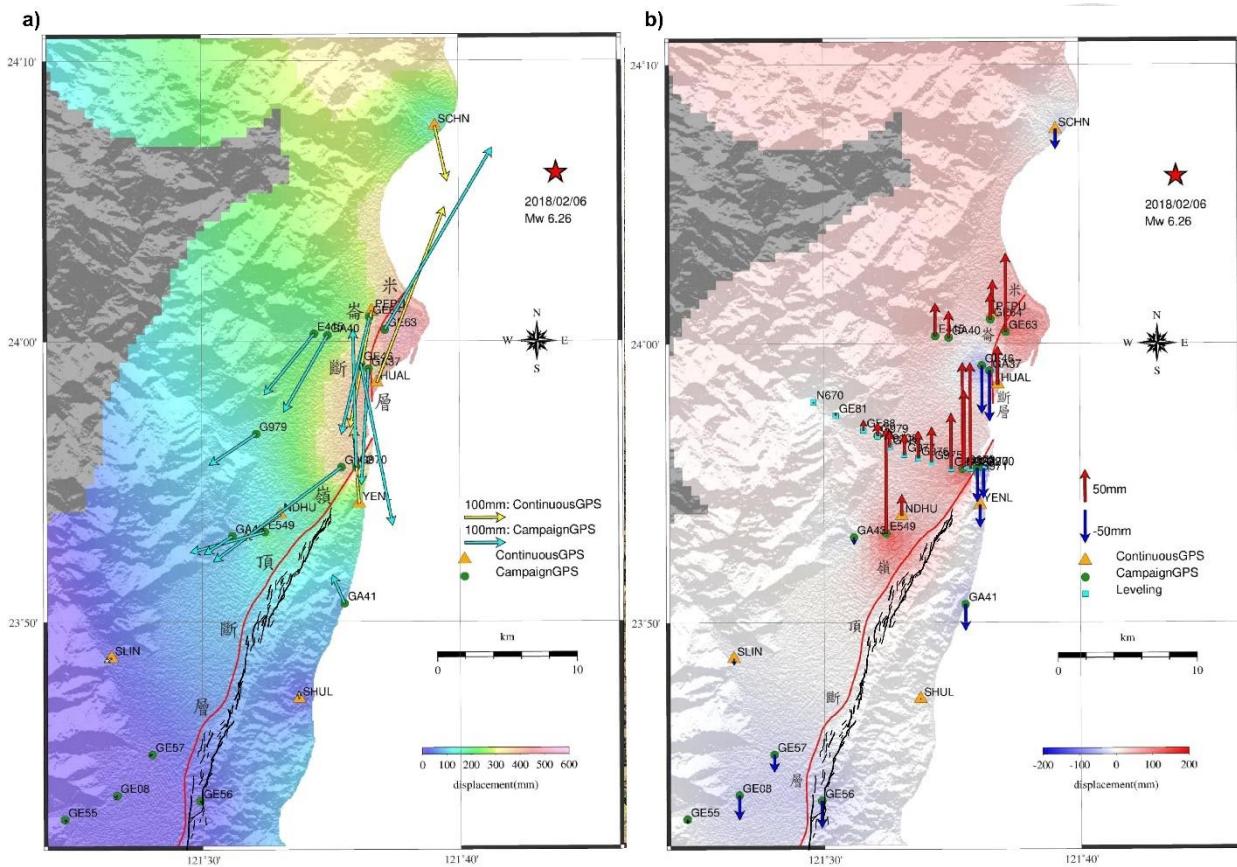


圖 5.2.4、2018 花蓮地震的同震變形場，改自地調所（2018），黑線為本研究繪製的斷層跡。圖 a 為水平方向的同震位移；圖 b 為垂直方向的同震位移。這次的地震在縱谷北段有顯著的左移運動，而抬升的現象發生在地調所的嶺頂斷層下盤側。

本研究所判釋的斷層跡少有大角度的轉折，確實反映了高傾角的走滑斷層，且若按照斷層跡與其斷層面之間的關係（見圖 5.2.2），還可進一步推論此左移斷層系統的斷層面大部分為西傾的（圖 5.2.5；同時見圖 4.1.7d）。雖然此結果和一般認為呈現東傾的縱谷斷層系統不同，但也有不少的前人研究可以佐證本研究判釋的西傾斷層面確實存在於縱谷北段。游明聖（1997）在 193 縣道的忠橋一帶，發現西傾的斷層露頭；陳建銘（2022）及 Lo et al. (2019) 反演 2018 花蓮地震在縱谷北段的同震變形場，發現斷層面設定在高角度的西傾狀況下，其反演的誤差最小；地震資料方面，2018 花蓮地震的餘震序列同樣顯示有同震活動的縱谷北段斷層系統，其深度 5 公里以上應為西傾的斷層面（Kuo-Chen et al., 2018）；而王乾盈（2018）的震測資料也顯示東富一帶的斷層面為西傾的（圖 5.2.6），且其在地表的位置恰好對應到左移斷層跡。以上證據均顯示左移斷層系統的主要斷層



跡為高角度西傾的斷層，故其一方面可以解釋 2018 花蓮地震的同震變形場（見圖 5.2.4）；另一方面，考量到其相當於縱谷斷層的滑移速率（見表 5.1.1），此左移斷層系統相當活躍，而其在地表下也會與東傾的嶺頂斷層產生交會，共同組成縱谷北段淺部的斷層系統（圖 5.2.7）。

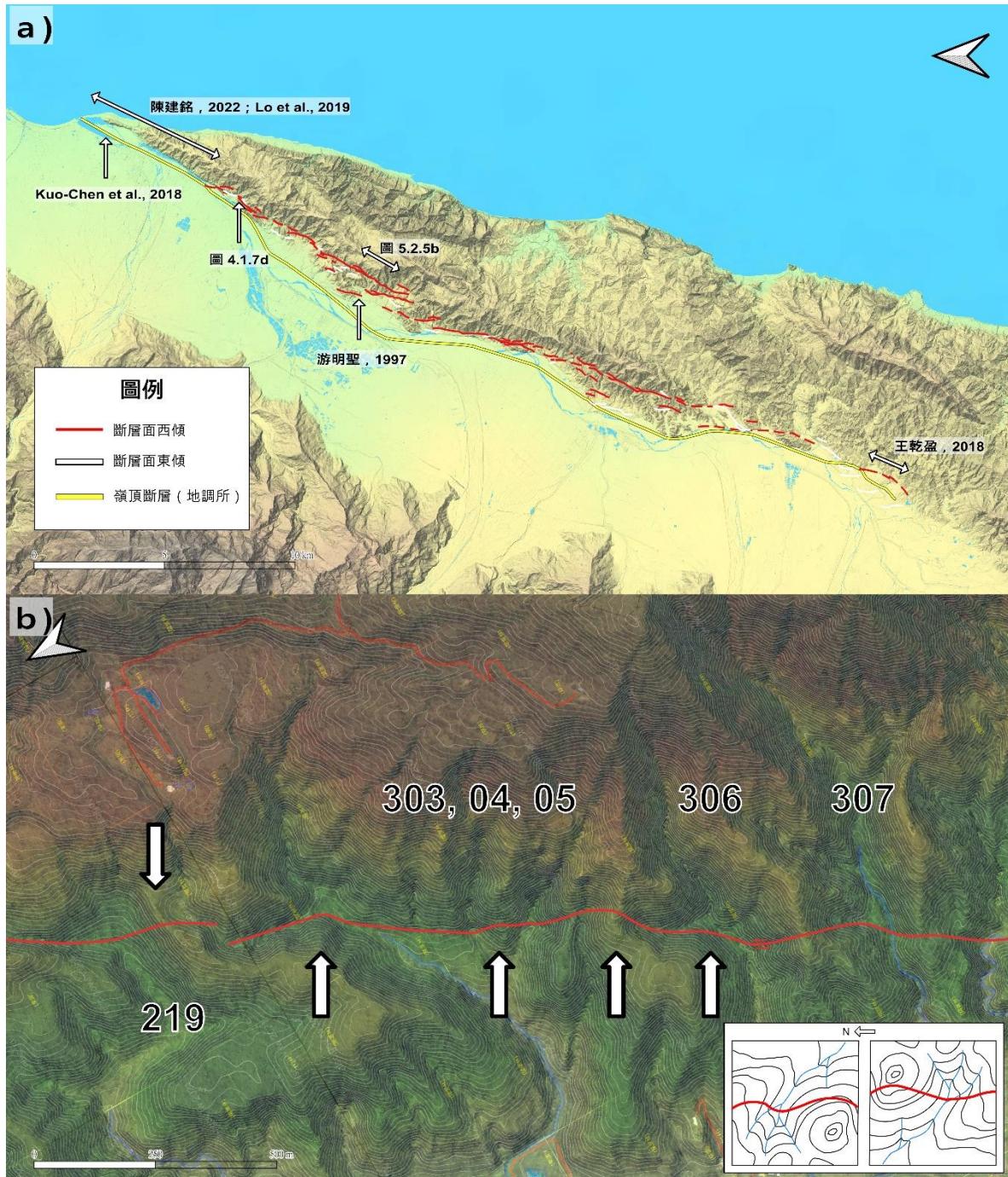


圖 5.2.5、本研究判釋的斷層跡的傾角方向，圖上的註記為西傾斷層面的證據。圖 a 顯示左移斷層系統的主斷層面多為西傾的；圖 b 則是本研究判釋斷層面傾向的例子。為像片基本圖套疊 6 米光達數值影像，右下方示意圖則是西傾斷層面的斷層跡與等高線之間的關係，箭頭所指的位置顯示斷層面應呈現高角度西傾。

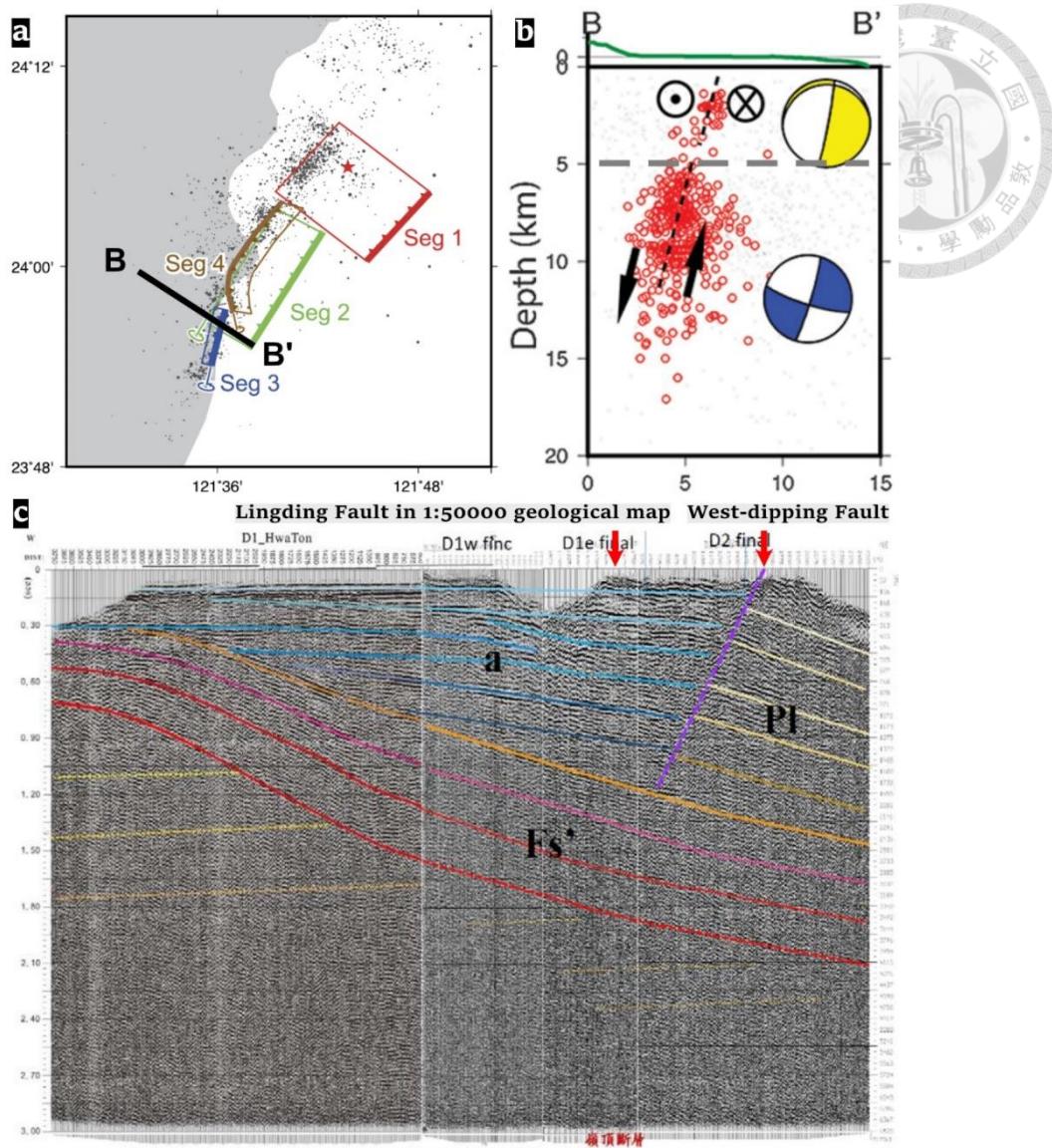


圖 5.2.6、西傾斷層面的前人研究，實際位置見圖 5.2.5b。圖 a 改自 Lo et al. (2019)；圖 b 改自 Kuo-Chen et al. (2018)，剖面位置標記在圖 a；圖 c 改自王乾盈 (2018) 的震測剖面。

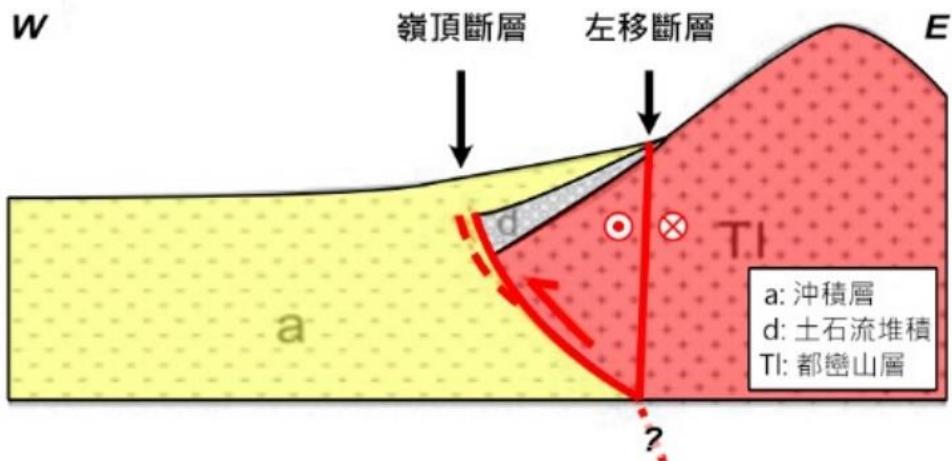


圖 5.2.7、嶺頂斷層與左移斷層的空間分布示意圖，改自許晉璋等（2018）。



5.2.2、縱谷北段的淺部斷層幾何

回顧前人（如：Shyu et al., 2016b）對於縱谷斷層的研究，其斷層在淺部 5 公里內的傾角約為 75 度向東，而左移斷層的傾角則為近乎垂直的西傾，本研究假定其角度為 80-90 度。透過 GIS 量測兩斷層跡在地表的距離（平均約為 1 公里），再利用三角幾何關係，即可求得兩斷層約在地底下 2-4 公里處交會，而本研究取 3 公里的深度做為嶺頂斷層與左移斷層交會的位置，繪製地底下的構造示意圖（圖 5.2.8）。兩斷層關係如紐西蘭的 Alpine Fault 系統，逆移分量在山前緣的斷層，而平移分量則反映在切過山脊的走滑斷層（Barnes et al., 2001；Barth et al., 2012）。另外，第 4 章的研究結果與 5.1 節的討論均顯示研究區域內的斷層有南北的特性差異，北段以左移運動為主，南段則開始有明顯的逆移分量，所以本研究在南北側分別取一地形剖面進行斷層幾何的細部討論。

北段的剖面中（圖 5.2.8b，剖面一 profile 1），通過左移斷層主斷層跡的位置有三角切面的地形特徵，因此本研究認為北段的左移斷層主斷層應帶有些許的正斷層分量。而在主斷層的西側，存有幾條次要斷層跡與最西側的嶺頂斷層，從地形的判讀與嶺頂斷層的活動特性上，主斷層以西的斷層則應帶有逆斷層分量。綜合以上分析，剖面一在靠近左移斷層主斷層的位置呈現負開花構造（Negative Flower Structure），而西側較不活躍的斷層則呈現正開花構造（Positive Flower Structure），如 Jackson and Hudc (2017) 在走滑斷層的研究所示。至於南邊的剖面（圖 5.2.8c，剖面二 profile 2），在靠近花蓮溪河床的地形剖面上可見沖積扇上有逆斷層通過的地形特徵，而主斷層西側的錯斷山脊也似有抬升的現象（見圖 4.1.25），在參考 Woodcock and Rickards (2003) 對左移斷層中開花構造的研究後，本研究繪製出圖 5.2.8c 的構造示意圖。不論是研究區域的北段或是南段，均顯示了縱谷斷層北段在靠近地表的位置呈現走滑斷層系統中常見的開花狀構造（Flower Structure）。

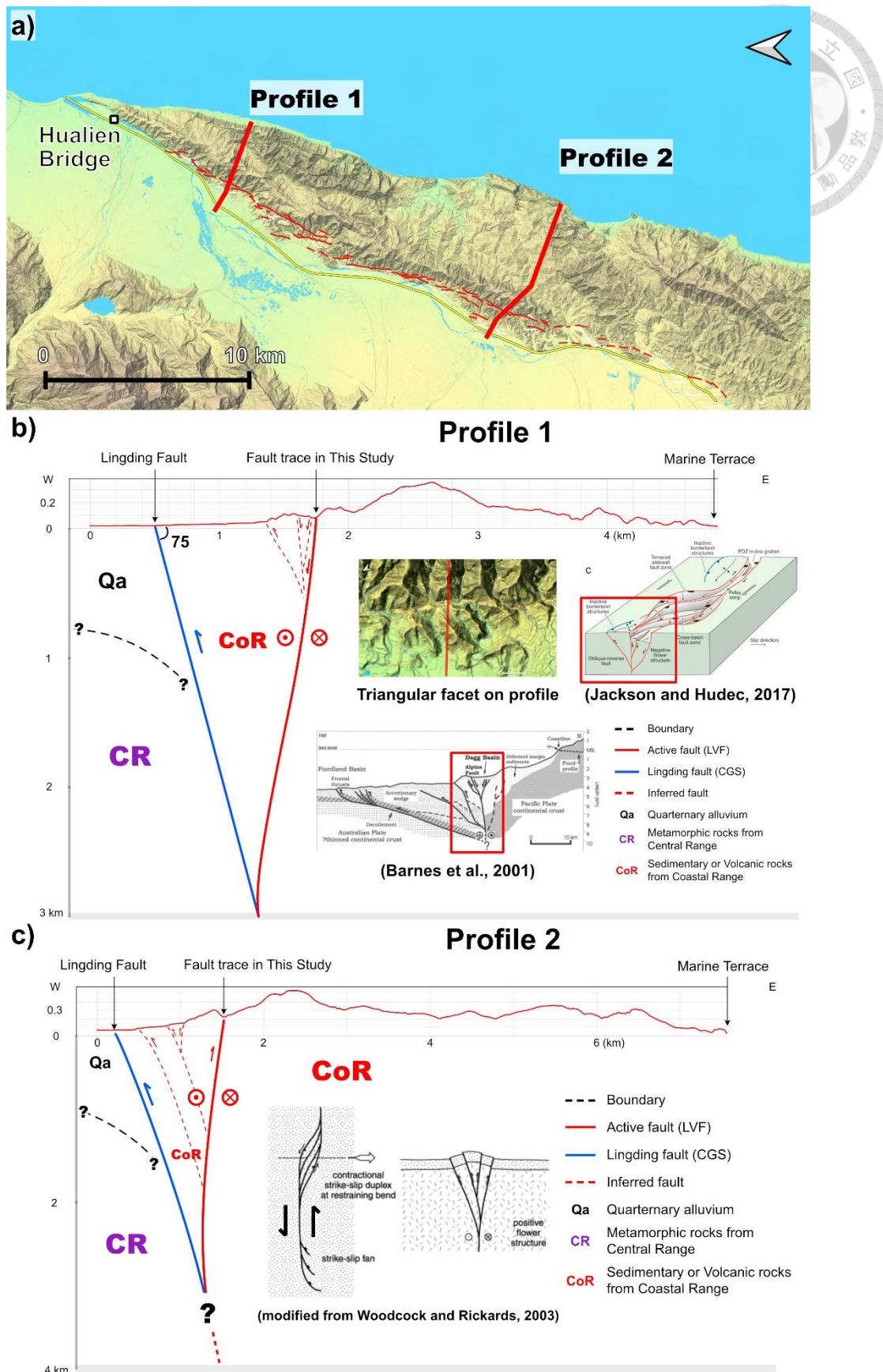


圖 5.2.8、縱谷北段的淺部斷層模型，詳細說明請見內文。圖 a 為剖面位置；圖 b 與 c 分別為北側及南側剖面的構造模型以及做為控制的前人研究與地形特徵。



5.3、花東縱谷北段的斷層系統

延續上兩節的討論，活躍的西傾左移斷層可以解釋縱谷北段在 2018 花蓮地震時的同震變形行為、海岸山脈西側出現的構造地形，以及測地資料的觀測結果。

不過，圖 5.2.8 的淺部斷層模型並無法解釋為何在與研究範圍相同緯度的海岸山脈東側有海階的存在（見圖 5.2.3），因為不活躍的嶺頂斷層與活躍的左移斷層都難以造成海階的抬升。因此在這一章節中，本研究將回顧前人提出的縱谷北段構造模型，並結合 5.2 節對於淺部斷層幾何的討論，提出一個合適的模型解釋在縱谷北段與其海岸山脈側觀察到的地形現象。

接下來將從嶺頂斷層與左移斷層交會的位置開始，依序往深部討論可能存在斷層系統。參考 Huang and Wang (2022) 所使用的地震資料，本研究認為嶺頂斷層與左移斷層在深度 2-4 公里以下，其斷層面應交會成一東傾的鏟型斷層（圖圖 5.3.1）。兩斷層的關係可視為 slip partitioning 的結果 (Fitch, 1972; York, 1976)，意即斷層系統有分支的現象，其中一條為高傾角的斷層，吸收了走滑分量 (Strike-slip component)，另一條斷層則吸收垂直分量 (Dip-slip component)，而此現象也出現在其他斷層系統中（圖 5.3.2）。Toda et al. (2016) 針對 2016 熊本地震的同震變形研究中，發現有兩條斷層跡走向近乎平行、且空間上只相距 1 公里的斷層均有同震破裂，其中一條為正斷層，另一條則是右移斷層；2001 年發生在中國的 Kokoxili 地震也有類似的現象，具同震破裂的斷層系統由不同條斷層分別呈現垂直與走滑的分量 (Klinger et al., 2005)；另一個例子為紐西蘭的 Alpine Fault 系統 (Norris and Cooper, 2007; Barth et al., 2012; Langridge et al., 2014)，是由山前緣的逆斷層與其上盤側的走滑斷層共同組成。在上述的前人研究中，具有 slip partitioning 現象的系統，其兩條斷層在地表的距離不遠，且兩斷層走向幾乎平行，而海岸山脈西側的左移斷層系統與花蓮溪河床上的嶺頂斷層正好符合以上條件（見圖 4.1.1）。故本研究推論淺部的斷層除了呈現開花構造，還有 slip partitioning 的現象，到了深度 2-4 公里以下才交會成一東傾的斷層。

此東傾的鏟型斷層再往下延伸至 8 公里左右的深度，將與中央山脈斷層交會（陳文山等，2018；Huang and Wang, 2022），然而在第 2 章文獻回顧時曾提到，前人的縱谷北段斷層模型的差異，是中央山脈斷層與縱谷斷層的截切關係。因此本研究將前人判斷斷層位置的依據做成圖 5.3.3，確實發現有一群地震指示著往東切穿海岸山脈的西傾斷層面，並可能與外海的構造連接（Huang and Wang, 2022）。此延伸至海岸山脈以東的中央山脈斷層除了可以提供海階抬升的動力，且角度較緩的斷層面也可以解釋為何海岸山脈北段的海階抬升速率不高（謝孟龍與劉平妹，2010；Chen et al., 2020）。

在此斷層架構下，縱谷斷層會被截切成淺部與深部兩段，淺部的斷層如本研究在 5.2 節提出的模型，主要累積了左移的運動分量；而深部的斷層如 Shyu et al. (2016a) 的模型，其利用 2009 年 12 月 $M_L 4.7$ 的地震序列，判斷出深度在 20-40 公里、並延伸至外海的縱谷斷層（圖 5.3.4）。另外透過該地震序列的震源機制解，可知深部的縱谷斷層以逆斷層活動為主，確實和淺部的縱谷斷層的活動特性不同，暗示了縱谷斷層在縱谷北段可能被中央山脈斷層區分成兩段。

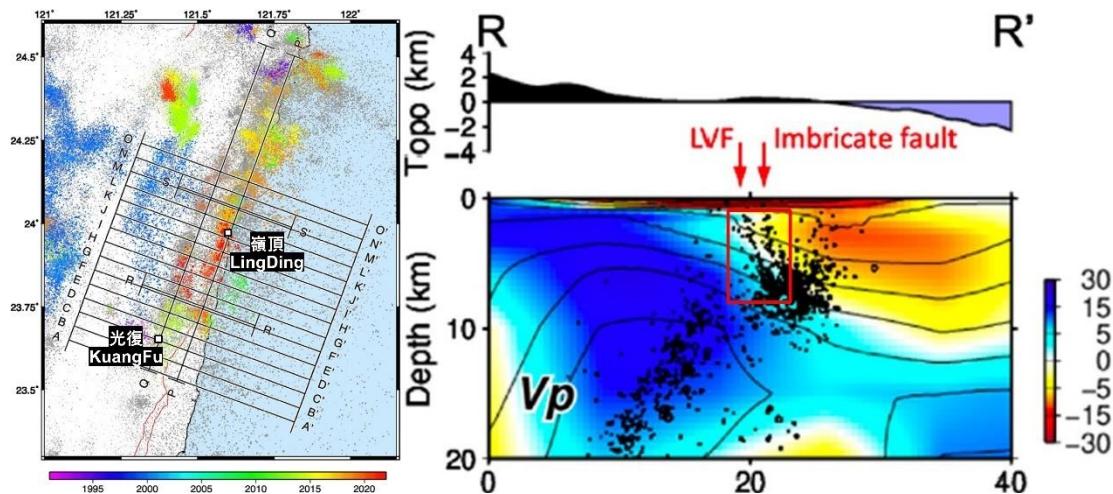


圖 5.3.1、縱谷北段的地震分布，改自 Huang and Wang (2022)。
剖面位置見左圖，而在右圖紅框的位置可以觀察到東傾且呈鏟狀的縱谷斷層。

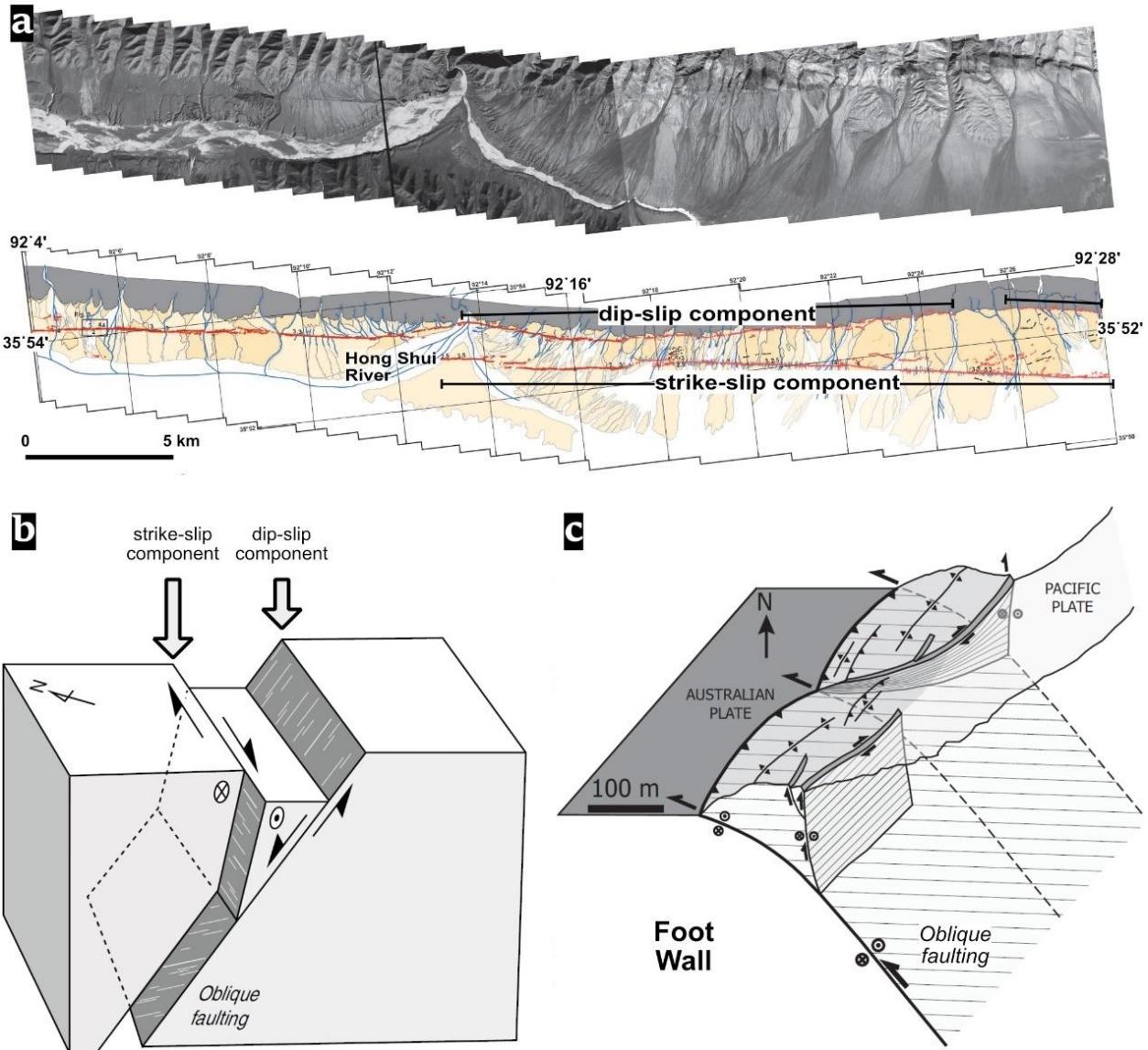


圖 5.3.2、前人研究中的 Slip Partitioning 模型，斷層在地表的位置分成兩條運動形式不同的斷層，詳細說明請見內文。圖 a 改自 Klinger et al. (2005)；圖 b 改自 Toda et al. (2016)；圖 c 改自 Barth et al. (2012)。

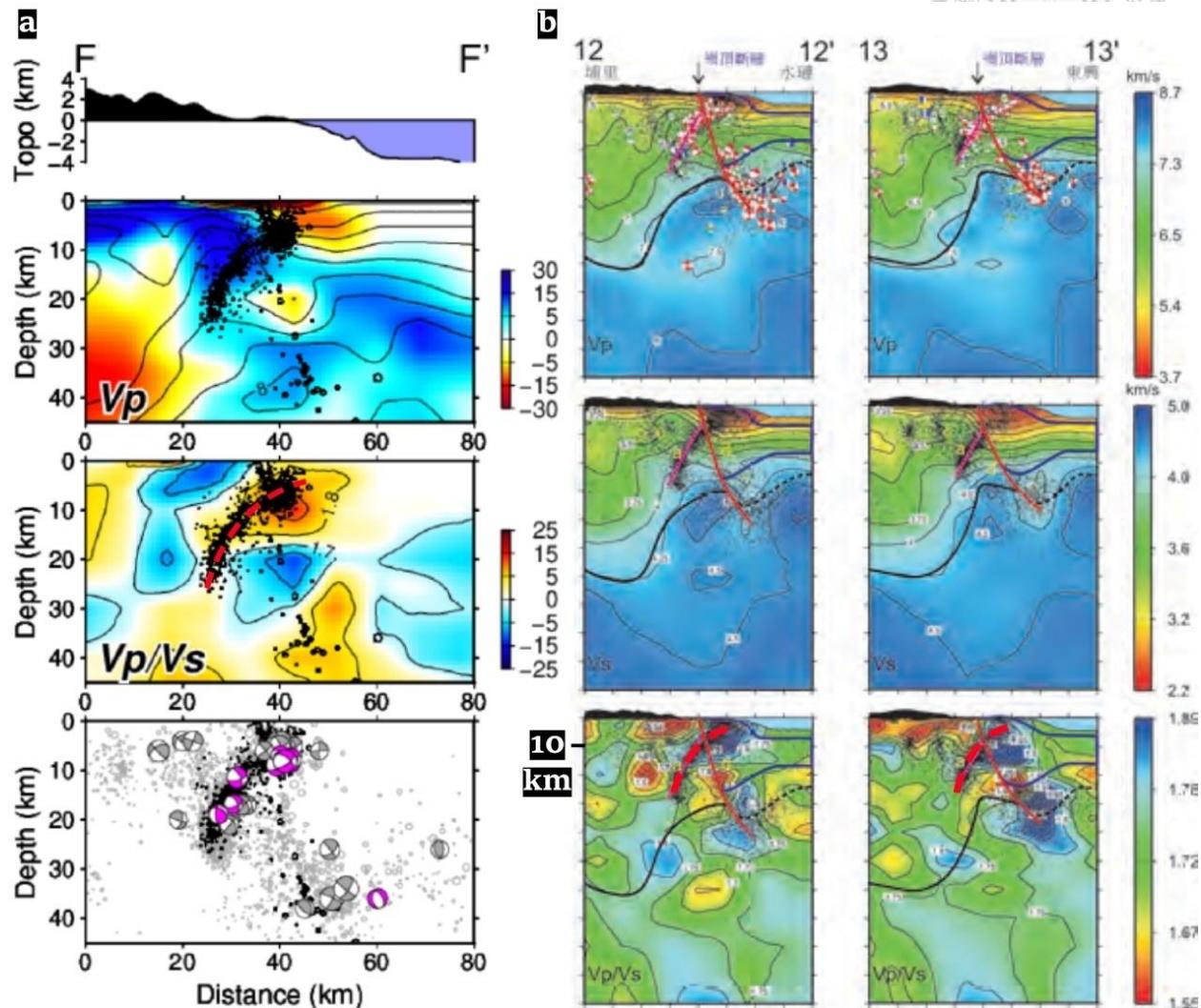


圖 5.3.3、前人判斷地下構造幾何的地震資料比較， Vp/Vs 圖上的紅色虛線為本研究認為中央山脈斷層可能延伸的位置。圖 a 改自 Huang and Wang (2022)，剖面位置可參考圖 5.3.1；圖 b 改自陳文山等 (2018)，其剖面 13 大致與圖 a 的 F 剖面的地理位置相同。

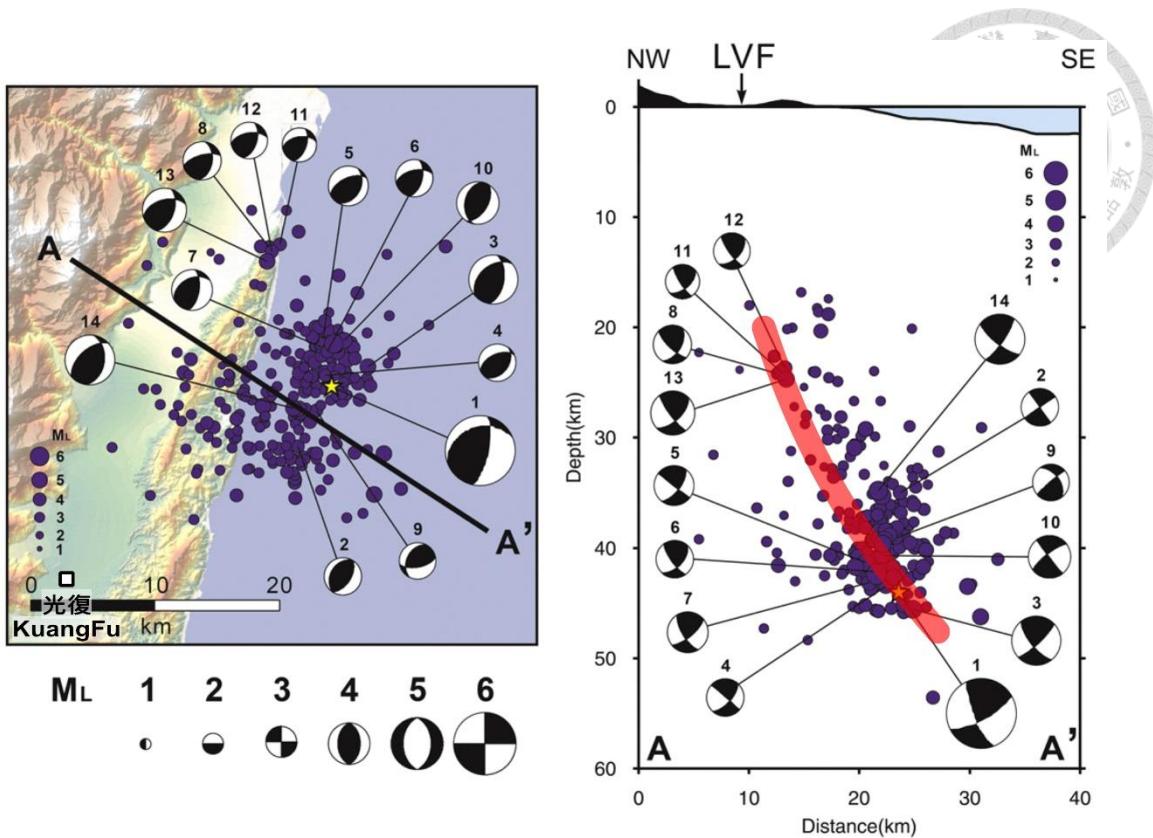


圖 5.3.4、深部的縱谷斷層，改自 Shyu et al. (2016a)。

綜合以上討論，圖 5.3.5 與圖 5.3.6 分別是剖面一與剖面二的地下構造（剖面位置請見圖 5.2.8a），而圖 5.3.7 則是研究區域中的 3 維斷層模型。西傾的中央山脈斷層為一帶有左移活動的逆斷層，在縱谷北段將縱谷斷層截切成兩個部分，並持續往東延伸至外海，其與深部的縱谷斷層提供了抬升海階所需的動力。淺部的縱谷斷層到了近地表的位置產生了 slip partitioning 的現象，斷層分成嶺頂斷層與其東側的新生左移斷層系統，就 2018 花蓮地震的證據與滑移速率的推算，前者的活動性應該不高，而後者則累積了大部分從測地資料上觀測到的水平運動分量。此左移斷層系統目前正持續發育中，不同分段的主要斷層跡之間呈現雁型排列，尚未連接成一延續性良好的主要破裂帶（PDZ）。在地形特徵上，GPS 資料顯示研究區域北段幾乎沒有壓縮量（Chung et al., 2008；景國恩等，2020），所以在左移斷層的主斷層跡上呈現負開花構造，而其西側則是不活躍的正開花構造（Jackson and Hudec, 2017）；研究區域南段的壓縮量較大，雖然整體還是以走滑運動為主，但在地形上仍表現出了正開花構造（Woodcock and Rickards, 2003）。



Profile 1

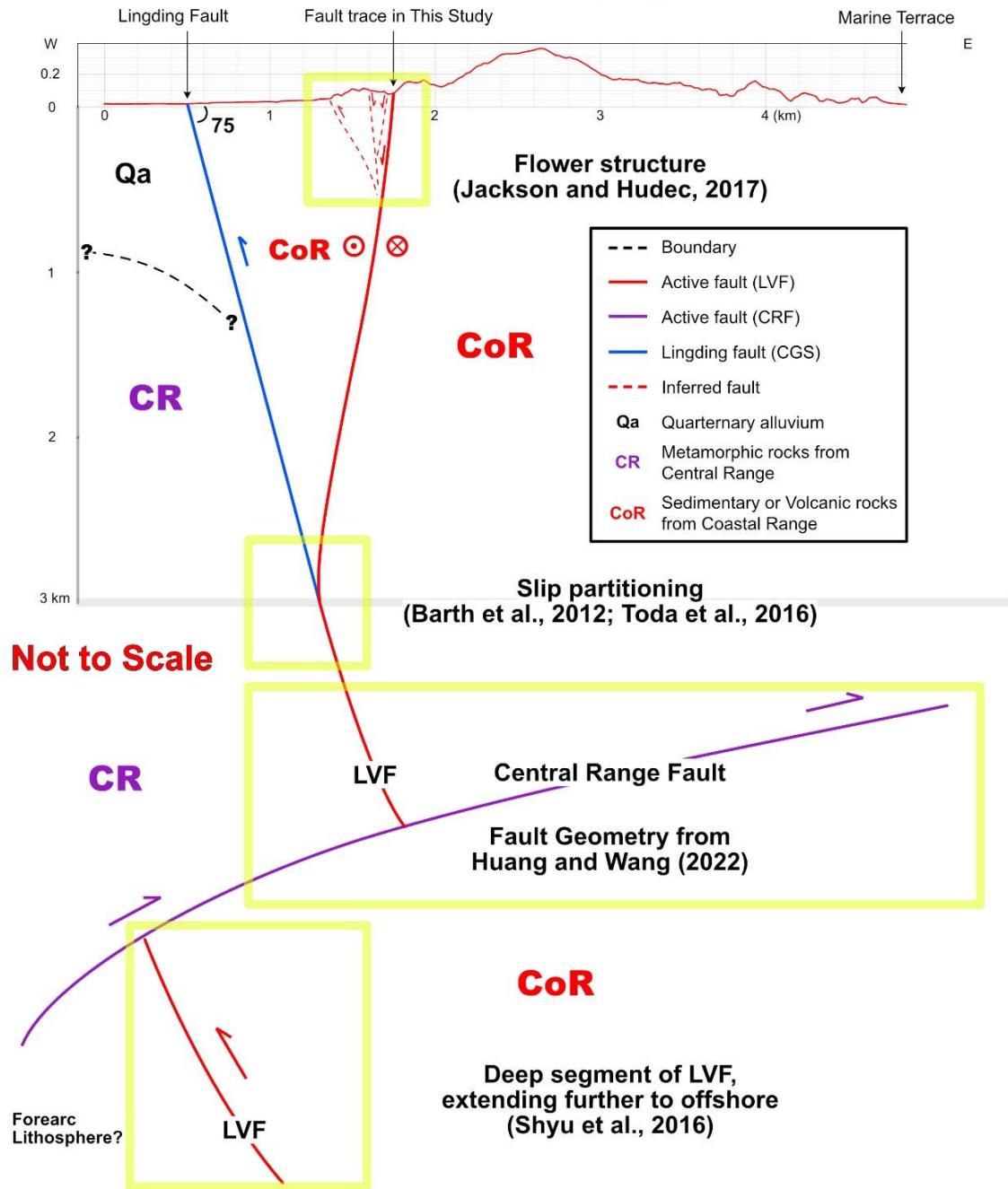


圖 5.3.5、剖面一的地下構造幾何，在 3 公里以下並未按照真實比例繪製，僅依照前人研究的幾何模型作為繪製的依據（圖上黃框部分）。



Profile 2

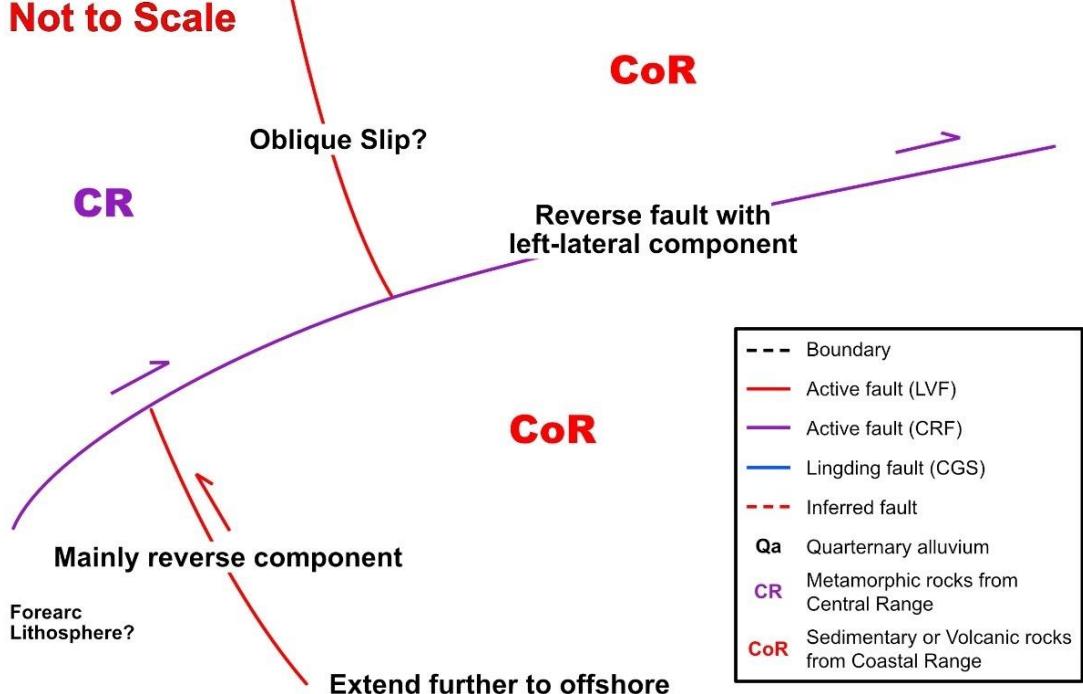
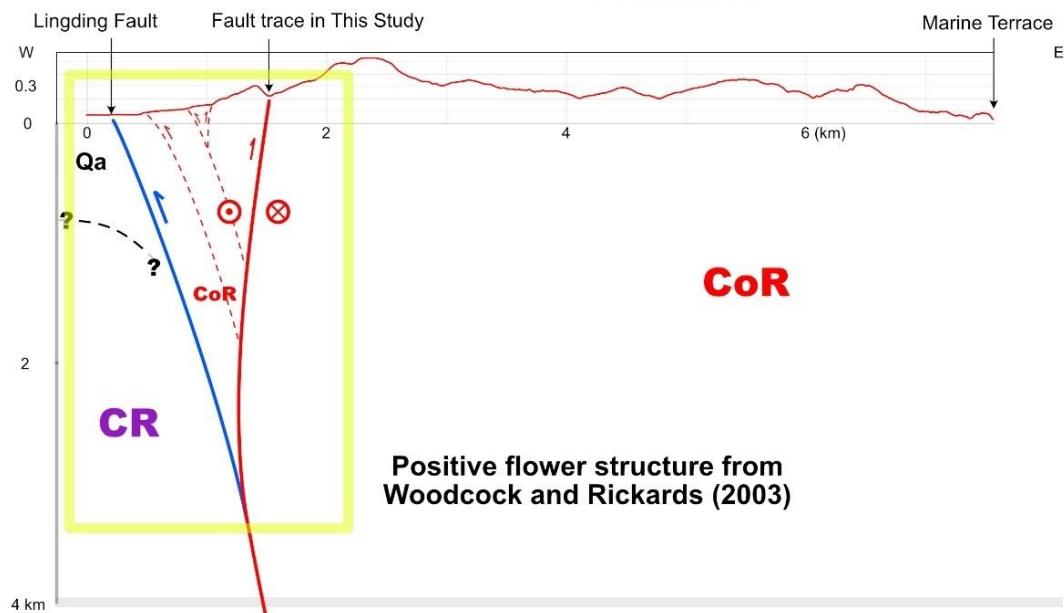


圖 5.3.6、剖面二的地下構造幾何，在 4 公里以下並未按照真實比例繪製，僅依照前人研究的幾何模型作為繪製的依據（圖上及圖 5.3.5 的黃框部分）。

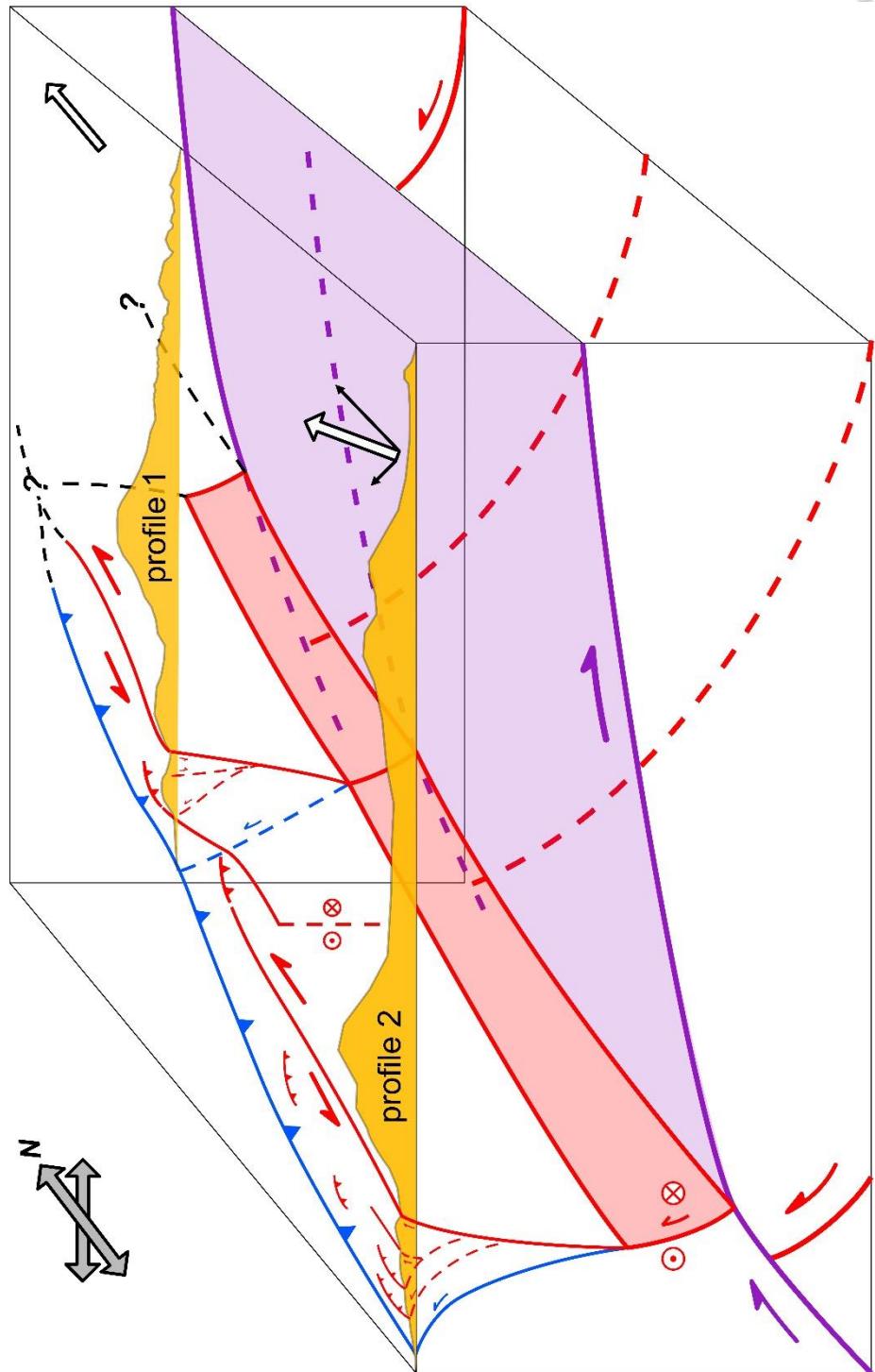


圖 5.3.7、縱谷北段的 3 維斷層模型。

圖上的地形剖面分別代表剖面一與二；右側白色與黑色箭頭是 GPS 速度場及其拆解後的方向；嶺頂斷層標示為藍色，縱谷斷層系統為紅色系，而中央山脈斷層則為紫色系；黑色虛線為淺部斷層往北可能的延伸。

第6章、結論



本研究利用山崩雲平台的 6 米光達數值地形影像、內政部提供的 20 米 DEM 與像片基本圖，以及台大地質系圖書室的航照圖，重新對花東縱谷北段海岸山脈西側上的構造地形進行斷層跡的判釋。相較於目前嶺頂斷層條帶地質圖上斷續出現的線形構造，本研究判釋的斷層跡相當連續，且其空間分布呈現 Riedel Shear 的破裂模式，顯示其為一新生的左移斷層系統，應具備一定的活動性。

為了近一步瞭解此系統的活動性，本研究同時利用 5 米間距的等高線繪製海岸山脈西側的支流，並透過量測河道上下游之間的水平錯距，以及回復其周遭地形至尚未被錯移前的原始位置，得到此斷層系統所累積的左移量。結果顯示其平均累積約 300 公尺左右的水平錯移量，並似乎有向南遞減的趨勢，暗示了大地應力方向在縱谷一帶的南北差異。另外，在野外調查時，發現許多支流河道下切底岩至少 10 公尺，且未觀察到其上覆的沖積扇有紅土化的現象，表示其下切時間應在 5 萬年內。已知縱谷北段的抬升作用不顯著，河道下切較可能是侵蝕基準面變化所造成的，故假設這些河道下切並開始累積錯移量的時間為末次冰盛期。在回顧海水面變化的研究後，本研究認為 300-310 公尺的平均累積錯移量是在 14.5-30 ka 之間累積的，因此可以求得此系統的長期走滑速率為 10-21.4 mm/yr。此數值與前人對於縱谷斷層滑移速率的研究相符，代表其在花東縱谷北段為相當活躍的斷層系統。

最後，結合前人提出的縱谷北段構造模型，本研究認為有一西傾的中央山脈斷層將縱谷斷層截切成深與淺兩段。淺部的縱谷斷層呈現開花狀構造，由左移斷層系統與其西側的嶺頂斷層共同組成，彼此之間為 slip partitioning 的關係。透過上述滑移速率的估計，可推論目前較為活躍的淺部縱谷斷層應為左移斷層系統，嶺頂斷層的活動性可能不高；至於深部的縱谷斷層與中央山脈斷層，則提供了縱谷北段的抬升動力，可以解釋海岸山脈東側海階的存在。

參考文獻

中文部分

內政部國土測繪中心（2019）國土測繪圖資應用服務現況。投影片簡報，共 43 頁。

王乾盈（2018）從南北十條橫跨花東縱谷震測剖面看海岸山脈造山。中央大學演講投影片。

石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三、孫林耀明（1983）臺灣北部與東部活斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究所地理研究報告，第 9 期，第 20-72 頁。

石再添、鄧國雄、許民陽、楊貴三（1988）臺灣花東海岸海階的地形學研究。師大地理研究報告，第 14 期，第 1-47 頁。

石瑞銓、陳平護、呂明達、陳文山（2004）地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—淺層地球物理探勘(3/5)。經濟部中央地質調查所報告，第 93-7 號，共 185 頁。

李應頤（2022）由歷史航照重建探討花東縱谷北段活動構造與 1972 年瑞穗地震之關係。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 127 頁。

李瓊武、余水倍（1987）台灣東部地殼水平變動之研究。第六屆測量學術及運用研討會論文集。第 127-134 頁。

沈于超（2005）台東長濱海階土壤之時間序列。國立屏東科技大學環境工程與科學系碩士論文，共 76 頁。

沈淑敏、張瑞津、楊貴三（2005）地震地質調查及活動斷層資料庫建置—活動構造地形及資料庫建置分析(1/2)。經濟部中央地質調查所研究報告 94-6 號，共 80 頁。

沈淑敏、張瑞津、楊貴三（2006）活動構造地形及資料庫建置分析總報告。經濟部中央地質調查所研究報告，共 105 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，共 122 頁。

林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村（2009）臺灣東部與南部的活動斷層。經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，共 179 頁。

林啟文、劉彥求、周稟珊、林燕慧（2021）臺灣活動斷層調查的近期發展。經濟部中央地質調查所彙刊，第 34 號，第 1-40 頁。

林啟文、盧詩丁、陳文山（2012）臺灣活動斷層分布圖 2012 年版說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第 26 號，第 1-30 頁。

徐鐵良（1954）臺灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。台灣省地質調查所彙刊，第 8 號，第 9-58 頁。



張午龍、李秋賢(2018)臺灣活斷層之塊體模型分析及其在地震災害之應用 (II)。

科技部補助專題研究計畫，共 23 頁。

張國禎、徐浩德、陳柔妃、詹瑜璋、葉恩肇、賴光胤(2014)近斷層高精度地形資料之判釋與分析總報告。經濟部中央地質調查所研究報告，共 329 頁。

許晉瑋、顏一勤、劉彥求(2018)臺灣東部嶺頂斷層之斷層跡及地質調查研究。經濟部中央地質調查所特刊，第 33 號，第 77-102 頁。

陳文山、宋時驛、吳樂群、徐浩德、楊小青(2005)末次冰期以來台灣海岸平原區的海岸線變遷。國立台灣大學考古人類學刊，第 26 期，第 40-55 頁。

陳文山、吳逸民、葉柏逸、賴奕修、柯明淳、柯孝勳、林義凱(2018)臺灣東部碰撞帶孕震構造。經濟部中央地質調查所特刊，第 233 號，第 123-155 頁。

陳文山、林益正、顏一勤、楊志成、紀權宵、黃能偉、林啟文、林偉雄、侯進雄、劉彥求、林燕慧、石同生、盧詩丁(2008)從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所彙刊，第 20 號，第 165-191 頁。

陳文山、張瑞津、楊貴三、沈淑敏(2004)地震地質調查及活動斷層資料庫建置：槽溝開挖與古地震研究計畫 (3/5) 一五、台灣島河階地形資料庫的建置 (3/3) 東部地區。經濟部中央地質調查所研究報告 93-6 號，共 85 頁。

陳文山、陳志雄、王源、黃敦友(1990)臺灣海岸山脈之地層。經濟部中央地質調查所特刊，第 4 號，第 239-260 頁。

陳佳元(1974)由三角點檢測證實東臺灣海岸山脈向北北東移動。台灣省地質調查所彙刊，第 24 號，第 119-123 頁。

陳杰、陳宇坤、丁國瑜、王贊軍、田勤儉、尹功明、單新建、王志才(2004)2001 年崑崙山口西 Ms8.1 地震地表同震位移分布特徵。地震地質，第 26 卷，第 3 期，第 378-392 頁。

陳建銘(2022)2018 年花蓮地震中嶺頂斷層北段之淺部破裂。國立臺灣大學地質科學系暨研究所碩士論文，共 131 頁。

景國恩、胡植慶、陳宏宇、張午龍、鄭凱謙、莊昀叡(2020)斷層活動性觀測研究第四階段-地表變形觀測資料處理分析與斷層模型反演評估。經濟部中央地質調查所委辦計畫，共 365 頁。

曾義星、郭麟霖、王驥魁(2019)。光達測製與視覺化。地質，第 38 卷，第 2 期，第 35-39 頁。

游明聖(1997)台東縱谷活動斷層研究。國立臺灣大學地質科學研究所博士論文，共 141 頁。

楊詠然(2016)末次最大冰期以來台灣西部平原的環境變遷。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 159 頁。

楊貴三(1986)臺灣活斷層的地形學研究一 特論活斷層與地形面關係。中國文化大學地學研究所博士論文，共 178 頁。

經濟部中央地質調查所(2018)20180206 花蓮地震地質調查報告，共 115 頁。



經濟部中央地質調查所 (2019) 活動斷層地質敏感區劃定計畫書—F0020 嶺頂斷層，共 24 頁。

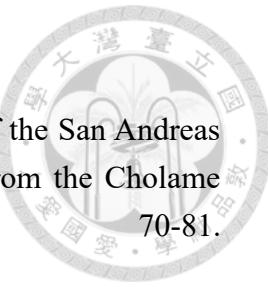
劉平妹、謝孟龍 (2007) 臺灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究 (2/2)。經濟部中央地質調查所研究報告，共 79 頁。

劉彥求、許晉璋、黃志遠、鄭智仁 (2018) 0206 花蓮地震嶺頂斷層北段同震地表破裂調查。地質，第 37 卷，第 1 期，第 30-33 頁。

謝有忠、郭麟霖 (2019)。臺灣光達數值地形資料測製成果及應用。地質，第 38 卷，第 2 期，第 40-45 頁。

謝孟龍、劉平妹 (2010) 花東海岸全新世地殼上升速率的再檢討。經濟部中央地質調查所彙刊，第 23 號，第 165-199 頁。

龔琪嵐、齊士崢 (2012) 縱谷南段的階地對比及新構造運動研究。環境與世界，第 24-25 期，第 93-114 頁。



英文部分

- Arrowsmith, J. R., & Zielke, O. (2009). Tectonic geomorphology of the San Andreas Fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment. *Geomorphology*, 113(1-2), 70-81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.002>
- Barnes, P. M., Sutherland, R., Davy, B., & Delteil, J. (2001). Rapid creation and destruction of sedimentary basins on mature strike-slip faults: an example from the offshore Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 23, 1727-1739.
- Barth, N. C., Toy, V. G., Langridge, R. M., & Norris, R. J. (2012). Scale dependence of oblique plate-boundary partitioning: New insights from LiDAR, central Alpine fault, New Zealand. *Lithosphere*, 4(5), 435-448. <https://doi.org/10.1130/l201.1>
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2011). *Tectonic Geomorphology* (Second ed.). Wiley-Blackwell.
- Chen, C.-Y., Lee, J.-C., Chen, Y.-G., & Chen, R.-F. (2014). Campaigned GPS on Present-Day Crustal Deformation in Northernmost Longitudinal Valley Preliminary Results, Hualien Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 25(3), 337-357. [https://doi.org/10.3319/tao.2013.12.25.01\(tt\)](https://doi.org/10.3319/tao.2013.12.25.01(tt))
- Chen, W.-S., Yang, C.-Y., Chen, S.-T., & Huang, Y.-C. (2020). New insights into Holocene marine terrace development caused by seismic and aseismic faulting in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Quaternary Science Reviews*, 240, 106369. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106369>
- Chung, L.-H., Chen, Y.-G., Wu, Y.-M., Shyu, J. B. H., Kuo, Y.-T., & Lin, Y.-N. N. (2008). Seismogenic faults along the major suture of the plate boundary deduced by dislocation modeling of coseismic displacements of the 1951 M7.3 Hualien-Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3-4), 416-426. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.035>
- Dawers, N. H., & Anders, M. H. (1995). Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 17(5), 607-614.
- Dolan, J. F., & Haravitch, B. D. (2014). How well do surface slip measurements track slip at depth in large strike-slip earthquakes? The importance of fault structural maturity in controlling on-fault slip versus off-fault surface deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 38-47. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.043>
- Fitch, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4432-4460. <https://doi.org/10.1029/JB077i023p04432>

- Fossen, H. (2020). Fault classification, fault growth and displacement. In *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (pp. 119-147). <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-64134-2.00007-9>
- Friedrich, A. M., Wernicke, B. P., Niemi, N. A., Bennett, R. A., & Davis, J. L. (2003). Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4), 2199. <https://doi.org/10.1029/2001jb000682>
- Gao, M., Xu, X., Klinger, Y., van der Woerd, J., & Tapponnier, P. (2017). High-resolution mapping based on an Unmanned Aerial Vehicle (UAV) to capture paleoseismic offsets along the Altyn-Tagh fault, China. *Scientific Reports*, 7(1), 8281. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08119-2>
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Chen, X., Sharp, W. D., Cooper, K. M., & Wang, X.-F. (2011). Faulted terrace risers place new constraints on the late Quaternary slip rate for the central Altyn Tagh fault, northwest Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 123(5-6), 958-978. <https://doi.org/10.1130/b30207.1>
- Haddon, E. K., Amos, C. B., Zielke, O., Jayko, A. S., & Bürgmann, R. (2016). Surface slip during large Owens Valley earthquakes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6), 2239-2269. <https://doi.org/10.1002/2015gc006033>
- Hsieh, M.-L., Liew, P.-M., & Hsu, M.-Y. (2004). Holocene tectonic uplift on the Huatung coast, eastern Taiwan. *Quaternary International*, 115-116, 47-70. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(03\)00096-x](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(03)00096-x)
- Hsu, T.-L. (1962). Recent Faulting in The Longitudinal Valley of Eastern Taiwan. *Memoir of the geological society of China*, 1, 95-102.
- Huang, H.-H., & Wang, Y. (2022). Seismogenic structure beneath the northern Longitudinal Valley revealed by the 2018–2021 Hualien earthquake sequences and 3-D velocity model. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 33, 17. <https://doi.org/10.1007/s44195-022-00017-z>
- Huang, S.-Y., Yen, J.-Y., Wu, B.-L., Yen, I. C., & Chuang, R. Y. (2019). Investigating the Milun Fault: The coseismic surface rupture zone of the 2018/02/06 ML 6.2 Hualien earthquake, Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 30(3), 311-335. <https://doi.org/10.3319/tao.2018.12.09.03>
- Huang, W.-J., Johnson, K. M., Fukuda, J. i., & Yu, S.-B. (2010). Insights into active tectonics of eastern Taiwan from analyses of geodetic and geologic data. *Journal of Geophysical Research*, 115, B03413. <https://doi.org/10.1029/2008jb006208>

- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017). Strike-Slip Salt-Tectonic Systems. In *Salt Tectonics Principles and Practice* (pp. 336-362). <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/9781139003988.016>
- Kim, Y.-S., Peacock, D. C. P., & Sanderson, D. J. (2003). Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology*, 25(5), 793-812. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00200-6](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00200-6)
- Kim, Y.-S., & Sanderson, D. J. (2005). The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4), 317-334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003>
- Klinger, Y., Etchebes, M., Tapponnier, P., & Narteau, C. (2011). Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China. *Nature Geoscience*, 4(6), 389-392. <https://doi.org/10.1038/ngeo1158>
- Klinger, Y., Xu, X., Tapponnier, P., Woerd, J. V. d., Lasserre, C., & King, G. (2005). High-Resolution Satellite Imagery Mapping of the Surface Rupture and Slip Distribution of the Mw 7.8, 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun Fault, Northern Tibet, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1970-1987. <https://doi.org/10.1785/0120040233>
- Kuo-Chen, H., Guan, Z. K., Sun, W. F., Jhong, P. Y., & Brown, D. (2018). Aftershock Sequence of the 2018 Mw 6.4 Hualien Earthquake in Eastern Taiwan from a Dense Seismic Array Data Set. *Seismological Research Letters*, 90(1), 60-67. <https://doi.org/10.1785/0220180233>
- Lambeck, K., & Chappell, J. (2001). Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292(5517), 679-686.
- Langridge, R. M., Ries, W. F., Farrier, T., Barth, N. C., Khajavi, N., & De Pascale, G. P. (2014). Developing sub 5-m LiDAR DEMs for forested sections of the Alpine and Hope faults, South Island, New Zealand: Implications for structural interpretations. *Journal of Structural Geology*, 64, 53-66. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.11.007>
- Le Guerroué, E., & Cobbold, P. R. (2006). Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: Insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 28(3), 421-430.
- Lee, C.-P., Kim, K.-H., Huang, B.-S., & Huang, W.-G. (2011). Seismicity, active faults, stress patterns, and rupture processes in the Hualien region, Taiwan, investigated using the 1990 Hualien earthquake sequence. *Tectonophysics*, 511(1-2), 27-37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.014>
- Lee, S. J., Lin, T. C., Liu, T. Y., & Wong, T. P. (2018). Fault-to-Fault Jumping Rupture of the 2018 Mw 6.4 Hualien Earthquake in Eastern Taiwan. *Seismological Research Letters*, 90(1), 30-39. <https://doi.org/10.1785/0220180182>

- Lee, S. J., Liu, T. Y., & Lin, T. C. (2023). The role of the west-dipping collision boundary fault in the Taiwan 2022 Chihshang earthquake sequence. *Scientific Report*, 13, 3552.
- Lienkaemper, J. J. (2001). 1857 slip on the San Andreas fault southeast of Cholame, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1659-1672.
- Lisle, R. J. (2004). *Geological Structures and Maps: a practical guide* (Third ed.). Elsevier Butterworth-Heinemann.
- Lo, Y.-C., Yue, H., Sun, J., Zhao, L., & Li, M. (2019). The 2018 Mw6.4 Hualien earthquake: Dynamic slip partitioning reveals the spatial transition from mountain building to subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 524, 115729. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115729>
- Mériaux, A. S., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Xiwei, X., King, G., Van der Woerd, J., Finkel, R. C., Haibing, L., Caffee, M. W., Zhiqin, X., & Wenbin, C. (2005). The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110, B04404. <https://doi.org/10.1029/2004jb003210>
- Norris, R. J., & Cooper, A. F. (2007). The Alpine Fault, New Zealand: Surface geology and field relationships. In *A Continental Plate Boundary: Tectonics at South Island, New Zealand* (pp. 157-175). <https://doi.org/10.1029/175gm09>
- Peacock, D. C. P. (1991). Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13(9), 1025-1035.
- Ren, J., Zhang, Z., Gai, H., & Kang, W. (2021). Typical Riedel shear structures of the coseismic surface rupture zone produced by the 2021 Mw 7.3 Maduo earthquake, Qinghai, China, and the implications for seismic hazards in the block interior. *Natural Hazards Research*, 1(4), 145-152. <https://doi.org/10.1016/j.nhres.2021.10.001>
- Rockwell, T. K., & Klinger, Y. (2013). Surface Rupture and Slip Distribution of the 1940 Imperial Valley Earthquake, Imperial Fault, Southern California: Implications for Rupture Segmentation and Dynamics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 629-640. <https://doi.org/10.1785/0120120192>
- Schwartz, D. P., & Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5681-5698. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05681>

- Shyu, J. B., Sieh, K., Chen, Y.-G., & Chung, L.-H. (2006b). Geomorphic analysis of the Central Range fault, the second major active structure of the Longitudinal Valley suture, eastern Taiwan. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 1447-1462. <https://doi.org/10.1130/B25905>
- Shyu, J. B. H., Chen, C.-F., & Wu, Y.-M. (2016a). Seismotectonic characteristics of the northernmost Longitudinal Valley, eastern Taiwan: Structural development of a vanishing suture. *Tectonophysics*, 692, 295-308. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.026>
- Shyu, J. B. H., Chuang, Y.-R., Chen, Y.-L., Lee, Y.-R., & Cheng, C.-T. (2016b). A New On-Land Seismogenic Structure Source Database from the Taiwan Earthquake Model (TEM) Project for Seismic Hazard Analysis of Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(3), 311-323. [https://doi.org/10.3319/tao.2015.11.27.02\(tem\)](https://doi.org/10.3319/tao.2015.11.27.02(tem))
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Avouac, J.-P., Chen, W.-S., & Chen, Y.-G. (2006a). Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 111, B08403. <https://doi.org/10.1029/2005jb003971>
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G., and Liu, C.-S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 110, B08402. <https://doi.org/doi:10.1029/2004JB003251>
- 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. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 31(4), 469-478. <https://doi.org/10.3319/tao.2020.06.08.01>
- Sieh, K. (1978). Slip along the San Andreas Fault associated with the great 1857 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5), 1421-1448.
- Sieh, K., & Jahns, R. H. (1984). Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(8), 883-896.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- Thomas, M. Y., Avouac, J.-P., Champenois, J., Lee, J.-C., & Kuo, L.-C. (2014). Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 5114-5139. <https://doi.org/10.1002/2013jb010603>

- Toda, S., Kaneda, H., Okada, S., Ishimura, D., & Mildon, Z. K. (2016). Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth, Planets and Space*, 68, 188. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0560-8>
- Tsai, M.-C., Yu, S.-B., Shin, T.-C., Kuo, K.-W., Leu, P.-L., Chang, C.-H., & Ho, M.-Y. (2015). Velocity Field Derived from Taiwan Continuous GPS Array (2007-2013). *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26(5), 527-556. [https://doi.org/10.3319/tao.2015.05.21.01\(t\)](https://doi.org/10.3319/tao.2015.05.21.01(t))
- Woodcock, N. H. (1986). strike slip duplex. *Journal of Structural Geology*, 8(7), 725-735.
- Woodcock, N. H., & Rickards, B. (2003). Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England. *Journal of Structural Geology*, 25, 1981-1992.
- Wu, B.-L., Yen, J.-Y., Huang, S.-Y., Kuo, Y.-T., & Chang, W.-Y. (2019). Surface deformation of 0206 Hualien earthquake revealed by the integrated network of RTK GPS. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 30(3), 301-310. <https://doi.org/10.3319/tao.2019.05.27.01>
- Yen, J. Y., Lu, C. H., Dorsey, R. J., Kuo-Chen, H., Chang, C. P., Wang, C. C., Chuang, R. Y., Kuo, Y. T., Chiu, C. Y., Chang, Y. H., Bovenga, F., & Chang, W. Y. (2018). Insights into Seismogenic Deformation during the 2018 Hualien, Taiwan, Earthquake Sequence from InSAR, GPS, and Modeling. *Seismological Research Letters*, 90(1), 78-87. <https://doi.org/10.1785/0220180228>
- York, J. E. (1976). Quaternary faulting in eastern Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 25, 63-72.
- Yu, S.-B., & Kuo, L.-C. (1999). GPS observation of crustal deformation in the Taiwan-Luzon region. *Geophysical Research Letters*, 26(7), 923-926.
- Yu, S. B., and Kuo L. C. (2001). Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 333, 199-217.
- Yu, S. B., Jackson, D. D., Yu, G. K., & Liu, C. C. (1990). Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 183, 97-109.
- Zielke, O., Klinger, Y., & Arrowsmith, J. R. (2015). Fault slip and earthquake recurrence along strike-slip faults — Contributions of high-resolution geomorphic data. *Tectonophysics*, 638, 43-62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.004>

附錄一、錯移量統計表

*Marker 的數字即河道的名稱；Dist.表示距離 101 河道的距離；底色淺藍色表示月眉段、淺橘色為米棧山興段、淺灰色為東富段。vertical 表示該位置的垂直變形；trending 為量測時所選用的斷層走向。

*role：1 與 1? 代表該數值可反映的最大累積錯移量，而無問號標記者，為本研究認為代表性最佳的數據，用以繪製圖 4.2.2 及圖 5.1.1；3 與 3? 代表近期的累積錯移量（20 米以下）；2 與 2? 則介於其中。

Marker	Dist. (km)	Offset (m)	Rating	Description	vertical	role	trending
101	0	319.6 ± 23.2	2	河道錯移量，這個值應該為最大值。其累積錯移量比地形對比的結果都大，且無法排除地形效應本身造成的少河流轉彎。	1?	N30E	
101	0	248.3 ± 13.3	3	地形對比，主要依據shutter ridge 與其北方地形做判斷，以及南側沖積扇跟河道的關係。	1?	N25E	
101	0	302.0 ± 23.1	3	地形對比，主要考慮101河道完全回推時的狀況。其值和整體的累積錯移量具相同的數量級。	1	N25E	
101	0	-237.0	1	地形對比可能的最大值。	1?	N25E	
102	0.33	140.4 ± 5.2	4	河道錯移量。*應為中橫出122階的河流地形對比的結果。	v	2?	N30E
102	0.33	133.0 ± 13.0	5	地形對比的結果。	v	2	N25E
103	0.59	354.9 ± 57.0	2	103U&M+103D, rating低是因為地形對比 (103D) 的結果不確定性高	v	1	
103U&M	0.55	99.3 ± 14.0	3	河道錯移量，應代表中游以南的總錯移。不能完全排除地形效應造成河道的自然轉彎。	v	N20E	
103M	0.55	18.5 ± 4.3	2	河道錯移量，但103U的結果不能代表中游以上的總錯移，此值僅代表部分的錯移量。	v	N20E	
103D	0.59	21.3 ± 6.8	3	河道錯移量，其值僅代表部分的累積錯移量。	v?	N15E	
103D	0.59	255.6 ± 55.2	2	地形對比，考慮沖積扇上的河道與地形，及103河道apex可以出現的位置。	v?	N40E	
103I	0.8	250.7 ± 46.9	1	地形對比，恢復主要河道，但斷層走向與對比的走向有20度以上的差異，且恢復的結果不佳。	v?	1?	N45E
104	1.06	215.7 ± 28.3	2	河道錯移量的加總， $104U + 104M + 104D$ 。	v?	1?	
104	1.06	349.7 ± 45.3	2	104U&M+104D。	v?	1	
104U&M	1.03	332.4 ± 44.4	2	地形對比，恢復主要河道，可視為104U&M的總位移，對比最遠的斷頭河。	v?	1?	N45E
104U	1.06	181.7 ± 26.6	3	河道錯移量，量測104河道上游的投影位置。	v?	N50E	
104M	1.03	166 ± 27	2	河道錯移量，但可證的南側有人為疏浚工程，故量測值的可信度低。*疑似有破除帶的斷頭。	v?	N45E	
104D	0.99	17.3 ± 9.2	2	河道錯移量，不過河道兩側應該都有人為疏浚工程，可信度低。	v?	N30E	
104I	1.2	199.7 ± 25.9	3	地形對比，考量沖積扇上的河道與地形，其數量級與104U的數據相當。	v?	2	N45E
105	1.39	90.0 ± 6.0	3	地形對比，從河道集水區的發育來看，105河道非deeply incised，應代表近期累積的錯移。	v?	2?	N45E
105	1.39	167.3 ± 26.7	3	河道錯移量，對比至106U河道，估表最大的可能錯移量，但無法完全排除地形效應的影響。	v?	2	N45E
201	1.96	291.3 ± 8.9	2	201M+201D, 數值相較於區域的錯移量偏小。	v?	1?	
201	1.96	358.1 ± 13.4	2	201U+201M+201D，雖然採用了201U的值，但350公尺左右的位移跟區域的總錯移相符。	v?	1	
201U	1.74	66.9 ± 10.1	1 or 2	河道錯移量，但只有單一斷續與錯移證據，因此錯移量本身的代表性不高。	v?	N45E	
201M	1.83	103.4 ± 7.2	2 or 3	河道錯移量，無法完全排除地形本身造成的轉折。	v?	N40E	
201D	1.96	52.8 ± 5.3	4	河道錯移量，屬於下切至新河槽後所累積的錯移量。	v?	N20E	
201D	1.96	187.9 ± 5.3	3	河道錯移量，對應到風口地形，量測201中下游的投影位置和202的投影位置。	v?	NSE	
202	2.13	357.1 ± 17.1	4	地形對比，主要依據地形的原貌，以及209&210河道，但202U尚未完全恢復。	1	N25E	
202	2.13	478.2 ± 31.8	1	203河道上游可以對至207&208D下游，而209河道也有不錯的對應。	1?	N25E	
203	2.4	186.3 ± 30.8	2	地形對比，雖然202U可完全恢復，但地形整體的回復結果沒有300公尺好，且錯移量和前後河道可累積的最大錯移量相比，多了100至150公尺，故ratio只有1。	1?	N20-25E	
203	2.4	196.4 ± 11.5	4	河道錯移量，不過河道在下游的轉彎處非直角轉彎，故有一定的投影誤差。	1?	N25E	
203	2.4	357.1 ± 17.1	4	地形對比，依據203河道，將其恢復成直線型的結果。	1	N25E	
204	2.47	3.3 ± 1.1	2 or 3	地形對比，主要依據地形的原貌，切在崩積層(?)上，但因為沖溝坡度變化大，在野外無法直接量錯距，而是利用路線圖的方式計算錯移。	3	N20E	
205	2.55	5.2 ± 1.0	5	野外量測的數據，直接切在沖積層上。	3	N40E	
206	2.62	9.2 ± 2.7	3	野外量測的數據，切在崩積層(?)上，但因為河道非直角轉彎，是利用路線圖方式算錯距。	3	N45E	
207	2.74	50.7 ± 6.9	5	河道錯移量。	2	N20E	
208	2.78	7.2 ± 2.8	4	河道錯移量，應是新生成的河道，和207的下游接在一起。	3	N20E	
209	2.92	49.4 ± 12.0	2	河道錯移量，和209D對比，可能代表近期的河道下切事件，造成209D斷頭。	2	N30E	
209	2.92	273.5 ± 11.2	3	河道錯移量，和209D(210河道的下游)對比，代表完全恢復時最大的可能錯移量。	1?	N30E	
209	2.92	326.0 ± 49.5	3	地形對比，此結果依據202-210地形的原貌，以及209河道。	1	N25-35E	

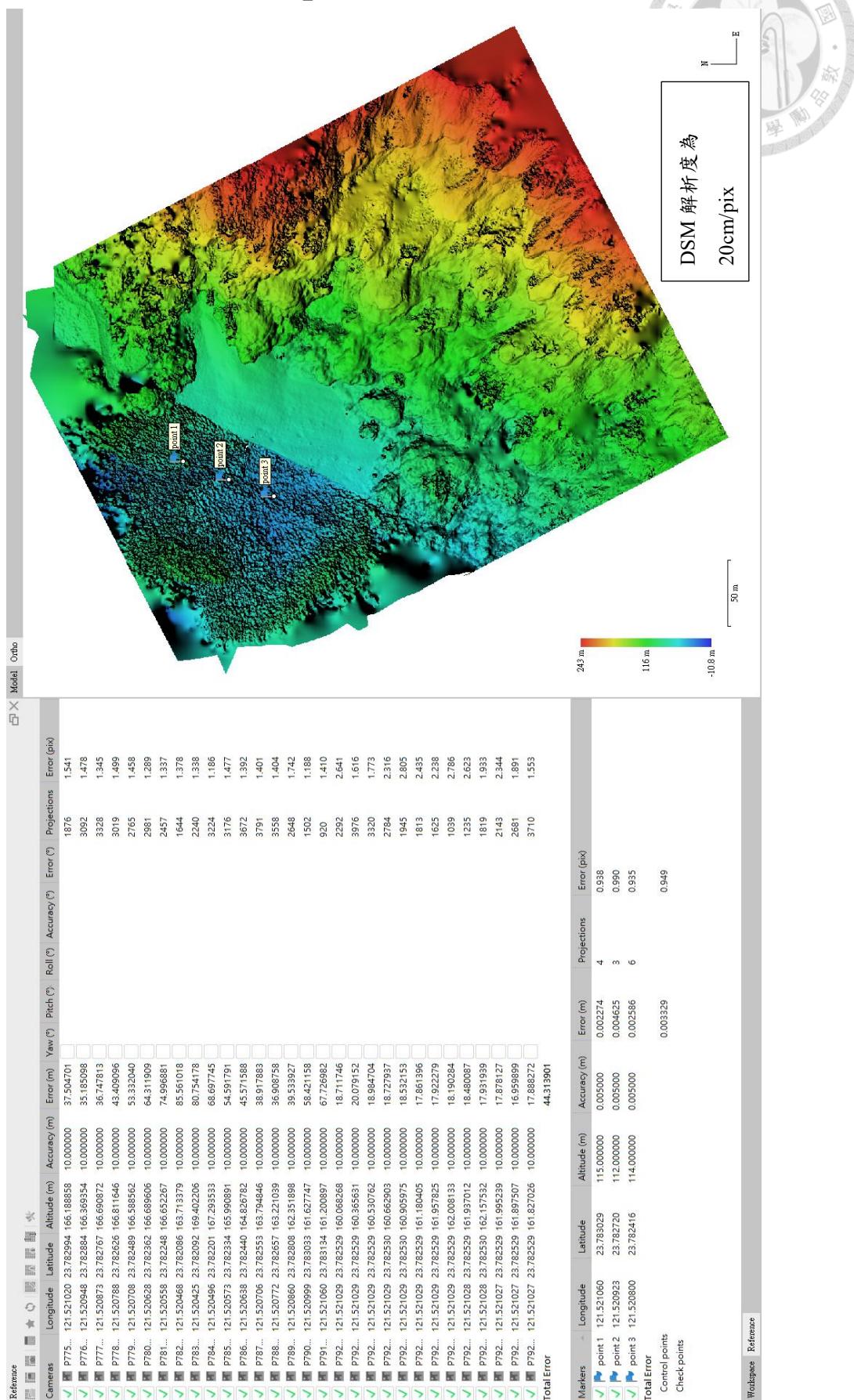
210	3.13	64.1 ± 14.4	2	河道錯移量，和下游對比。	2	N30E
210	3.13	308.1 ± 31.6	2	地形對比，此結果主要依據202-210地形的原貌，以及209&210河道。但不確定210上游是否能對比至今。	1	N25E
211	3.39	309.2 ± 27.7	2	211河道的下游，故rating低。	1?	
211	3.39	340.5 ± 22.4	2	河道錯移量的加總，211U+211D。	1?	
211	3.39	350.5 ± 25.1	3	地形對比，依據209-214河道與其周圍地形。利用N35E投影面所得到的量值應代表整體211U的錯移。	1	N35E
211U	3.39	35.2 ± 12.3	2	河道錯移量，但無法完全排除地形效應的影響。	1	N20E
211D	3.5	274.0 ± 24.9	2	河道錯移量，因為213河道的下游難以找到投影點，故量測211D的投影位置與213上游的投影點，總錯移量應該會略為被低估。	1	N15E
211D	3.39	305.3 ± 18.8	4	地形對比，依照：211M河道&地形、213河道&地形、214山脊。	1?	N20E
212	3.62	—	—	可能有10米內的錯移量。	—	
213	3.76	322.3 ± 10.4	2	河道錯移量，對比至214下游的投影點，此結果和地形對比結果的數量級相同。	1?	N25E
213	3.76	336.2 ± 39.4	4	地形對比，依據209-214河道與其周圍地形，利用N30-35E投影面。	1	N30-35E
214	3.92	166.2 ± 7.3	2	河道錯移量，但214下游部分有顯著向源侵蝕，投影位置不確定性大。	2	N35E
214	3.92	336.2 ± 39.4	3	地形對比，依據209-214河道與其周圍地形，利用N30-35E投影面。雖214河道的發育相對年輕，河道本身可能無法記錄這種規模的錯移量，但地形上確實吸收了300公尺左右的錯移量。	1	N30-35E
215	4.2	40 ± 2	3	野外量測的數據，使用雷射距離儀測。因為在野外無法去拉baseline，此結果應反應最小值。	v	2?
215	4.2	56.9 ± 11.2	4	河道錯移量，最小值的部分和野外觀察大致相符(37.42m，只量測直線距離)。	v	N45E
216	4.72	342.2 ± 26.2	3	216U+216M，由於不確定216D是否可信，故以這組數據為代表。	1	
216	4.72	355.6 ± 26.5	2	216U+216M+216D，216D取13.5m的數據，但總錯移量偏高，故rating低。	1?	
216	4.72	396.6 ± 26.3	1 or 2	216U+216M+216D，216D取54.4m的數據，但總錯移量偏高，故rating低。	1?	
216U	4.72	302.8 ± 22.9	3	地形對比，同時對比216及其周遭地形，可以回復的最大值。	N30E	
216M	4.73	39.4 ± 12.7	3	河道錯移量，河道中游的錯移量。	N30E	
216D	4.76	13.5 ± 4.1	1 or 2	河道錯移量，河道下游的錯移量，但該河道有人工疏濬，也不一定需要斷層錯移解釋。	N40E	
216D	4.76	54.4 ± 1.8	1	河道錯移量，河道下游的錯移量，對比至可能的斷頭河，但不一定需要斷層錯移解釋，可以是河道本身偏擺所造成的，故rating低。	N35E	
217	5	40.6 ± 13.5	2	河道錯移量，無法排除地形效應的影響。	2	N30E
217	5	225.6 ± 18.9	4	地形對比，同時對比216、217河道及其周邊地形。	2	N30E
218	5.38	33.3 ± 8.5	2	河道錯移量，但河流本身就是有撓曲，且不能排除地形效應與其他斷層跡的影響。	2	N35E
218	5.38	145.0 ± 13.4	3	地形對比，與可能的斷頭舊河道1對比，但因斷頭河向源侵蝕嚴重，故有一定的不確定性。	2	N30E
218	5.38	221.9 ± 21.2	3	地形對比，與可能的斷頭舊河道2對比。	2	N30E
218	5.38	302.8 ± 22.9	3	地形對比，同時對比216及其周邊地形，可以回復的最大值。	1	N30E
219	5.71	269.1 ± 27.3	2	*其附近花蓮溪河道的位置有較多條斷層跡，可能吸收了錯移量使主斷層跡的錯移量偏小。	1?	N30E
219	5.71	276.9 ± 44.8	3	地形對比。	1	N30E
219	5.71	~460	1	*其附近花蓮溪河道的位置有較多條斷層跡，可能吸收了錯移量使主斷層跡的錯移量偏小。	1?	N30E
301	6.17	214.7 ± 22.8	3	地形對比可能的最大值。	1?	N15E
302	6.46	296.1 ± 25.6	1 or 2	302U+302M，302M取地形對比的值。	1?	N5E
302U	6.26	81.3 ± 11.5	1 or 2	河道錯移量，但只有單一斷層面，代表性不足。	1?	N15E
302M	6.46	214.7 ± 22.8	3	地形對比，其斷層跡通過前人研究的斷層露頭，且其東側的斷層系統也吸收一定的錯移量。	1?	N10E
302M	6.46	353.9 ± 18.3	1	河道錯移量，但無法排除地形效應，人為疏濬造成的影响。	2	N30E
303	6.61	111.0 ± 8.5	4	地形對比，此數據也適用於304、305、306。	2	N30E
303	6.61	227.3 ± 7.5	3	地形對比，此數據也適用於217、219?、304、306?、307，但305還無法還原。	2	N30E
304	6.72	111.0 ± 8.5	4	地形對比，此數據也適用於303、305、306。	2	N30E

304	6.72	227.3 ± 7.5	4	地形對比，此數據也適用於217, 219?, 303, 306?, 307，但305還無法還原。		2	N30E
305	6.84	332.9 ± 22.4	3	地形對比，還原的狀況極佳，但不確定304河道本身能否累積這麼多的錯移，故降底rating。		1	N30E
305	6.84	8.8 ± 3.2	3	河道錯移量，近期累積的錯移量。		3	N45E
305	6.84	111.0 ± 8.5	4	地形對比，此數據也適用於303, 304, 306。		2	N30E
305	6.84	332.9 ± 22.4	4	地形對比，還原的狀況極佳。		1	N30E
305	6.84	~450	1	地形對比，將305河道完全回推時（接至今306的下游）的錯移量，雖然可能反應最大值，但地形並沒 有對比的特別好，而且306河道本身應該是更主要的河流，此對比結果相當差。	1?	N30E	
306	7.21	84.8 ± 6.2	2	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響，且其下游處的幾條斷層也可能吸收了錯移量。		2	N45E
306	7.21	227.3 ± 7.5	3	地形對比，此數據也適用於217, 219?, 303, 304, 307。		2	N30E
306	7.21	332.9 ± 22.4	4	地形對比，還原的狀況極佳。		1	N30E
307	7.55	326.1 ± 14.2	3	地形對比，但因為投影方向和斷層位態約有15度的差異，所以量測的錯移量可能有一定誤差。		1?	N15E
307	7.55	332.9 ± 22.4	3	地形對比，和上一組數據的數量級相同。		1	N30E
3071	7.55	13.1 ± 2.8	3	河道錯移量，此錯移量應為最小值，因為其位在斷層分支上。		NS	
307	7.55	170.7 ± 25.7	3	地形對比，對比至308的主河道。		1	N15E
308	7.83	74.0 ± 19.7	2	河道錯移量，但河道投影的位置有一定的不確定性。		2?	N20E
308	7.83	79.7 ± 23.1	3	地形對比，對比全斷頭河。應該是近期河道下切至新河道所形成的斷頭河。		2?	N15E
308	7.83	326.1 ± 14.2	3	地形對比，和307的數據一樣。		1	N15E
309	8.07	69.0 ± 24.4	3	河道錯移量，但河道投影的位置有一定的不確定性。		2?	NSE
309	8.07	100.7 ± 44.2	2	地形對比，對比至斷頭河。應該是近期河道下切至新河道所形成的斷頭河。		2?	N15E
米棧山興段							
310	8.44	145.5 ± 15.8	2	河道錯移量，投影的位置有一定的不確定性，但從UAV和野外調查都可以明顯觀察到河道錯移的現象。不能排除multitraces的影響，故這個錯移量代表的是最小值。		2?	N15E
401	9.47	309.6 ± 32.0	2	河道錯移量的加總，401U+401D。		1	N5W
401U	9.47	206.5 ± 31.2	2	河道錯移量，量測的位置為402上游的投影與其出谷的位置。			N15E
401D	9.84	103.1 ± 6.8	3	河道錯移量，不能完全排除地形效應的影響。			
402	9.61	182.1 ± 19.1	1	402U&M+402D+403U+404，可能因為404河道為近期累積的錯移量值，且斷層相當複雜，以上數據的總和不能完全反應402河道所累積的錯移量。	v?	1?	
402U&M	9.61	50.7 ± 11.8	2	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響，且河道的投影位置有一定的不確定性。		NS	
402D	10.06	61.1 ± 4.8	5	河道錯移量，但無法確定其上游對應到402還是403，也不能確定河道中段的錯移量。 *切在沖積扇上，代表斷層具有一定的活動性。		NS	
403U	9.7	21.8 ± 9.3	1	河道錯移量，但河道本身就會偏移，不一定斷層也能導致河道轉折，故Rating低。	v?	2	N15E
404	10.15	48.5 ± 10.7	5	河道錯移量，為近期所累積的錯移量。從DEM上看附近的T1a，似乎坡度有變化。	v?	3	
405	11.04	6.2 ± 1	5	野外量測的數據，切到現代沖積層的沖溝。	v?	2	NSE
406	11.15	224.1 ± 13.6	4	地形對比。	v?	1?	NSE
407	11.34	224.1 ± 13.6	4	地形對比。	v?	1?	NSE
407	11.34	335.1 ± 15.8	3	地形對比，從數量級跟等高線判釋原始地形，此結果較回復400公尺佳。	v?	2	NSE
407	11.34	448.2 ± 12.3	1	地形對比，代表最大可能錯移，但數量級跟研究範圍的最大錯移相比，多了100公尺。	v?	2	NSE
408	11.54	114.1 ± 3.0	3	河道錯移量，量測至409 downstream。	v?	2?	NSE
408	11.54	123.7 ± 13.2	3	地形對比，回復至408 upstream至409 downstream。	v?	2	NSE
408	11.54	206.9 ± 7.2	2	河道錯移量，最遠可對比至410河道下游。	v?	2?	NSE
408	11.54	224.1 ± 13.6	4	地形對比，回復至408 upstream至409 downstream。	v?	2	NSE
409	11.62	33.0 ± 5.9	3	河道錯移量，反應近期累積的錯移。另一條斷層造成的錯移難以量測，故先忽略其影響。	v?	2	NSE
409	11.62	125.7 ± 10.2	2	河道錯移量，量測至410 downstream。	v?	2?	NSE
409	11.62	123.7 ± 13.2	3	地形對比，回復至408 upstream至409 downstream。	v?	2	NSE
410	11.68	46.5 ± 7.3	2	河道錯移量，反應410河道形成後，持續累積至今的錯移量。	v?	2	NSE

411	12	194.6 ± 11.4	2	河道錯移量，在野外有明顯的風口地形，但投影位置不確定性高。			2?	N35E	
411	12	210.0 ± 15.3	3	地形對比，恢復411河道與風口地形。			2	N25E	
411	12	317.0 ± 35.0	2	河道錯移量，量測投影位置至河道出口、以及412河道投影點之一。			1	N30E	
412	12.4	296.5 ± 23.2	3	地形對比，主要考慮反斜崖地區的地形，當3個ridges互相切齊的時候。			1	N10-25E	
413	12.78	296.5 ± 23.2	3	地形對比，主要考慮反斜崖地區的地形，當3個ridges互相切齊的時候。應反應總錯移量的最小值。			1	N10-25E	
413	12.78	338.8 ± 8.2	2	河道錯移量的加總， $413U+413D$ 。			1?		
413U	12.65	68.4 ± 7.9	2	河道錯移量，河道中上游的總錯移量。			NS	N10E	
413D	12.78	270.4 ± 24.4	1 or 2	河道錯移量，無法排除地形效應影響，且下游投影位置具高不確定性。			NS	N5E	
414U	13.07	16.9 ± 3.3	2	河道錯移量，非主要斷層跡上的部分錯移量。			NS	N10E	
414R	13.12	62.7 ± 6.2	3	地形對比，主要對比414河道旁的ridge與開闢415、416河道。R代表marker為Ridge。			v?		
415	13.3	210.8 ± 18.7	2	415U+415D，U選擇河道投影（83.4m）的結果。			v?	2?	
415	13.3	303.9 ± 26.1	2	415U+415D，U選擇地形對比的結果。			v?	1?	
415U	13.3	31.8 ± 4.9	2	河道錯移量，河道非直角轉折，故投影位置的不確定性高。為近期下切後的累積錯移量。			v?	N10E	
415U	13.3	83.4 ± 17.4	3	河道錯移量，投影到可能的錯斷可與416河道。			v?		
415U	13.3	176.5 ± 25.2	3	這一條斷層最大的錯移應該在90米以下？（從414U+401IR的數量級判斷）			v?	N20E	
415D	13.42	52.1 ± 10.3	2	地形對比，416、417&418河道均有不錯的對比。會不會在415之後，slip又回到這條斷層上？			v?	N25E	
415D	13.42	127.4 ± 6.8	2	河道錯移量，不能完全排除地形效應的影響，但UAV的影像顯示其確實有轉折。			v	N20E	
416U	13.4	220.6 ± 18.9	2	河道錯移量，對到416錯斷河下游，應反應最小值。			v	N20E	
417	13.62	43.6 ± 8.4	3	地形對比，代表近期累積的錯移，可以和418的近期錯移對照。			v	2	N20E
417	13.62	195.4 ± 44.1	2	地形對比，416&418河道均有不錯的對比。不過回復地形所使用的trend與417河道上南北走向的斷層有20度的差異，會造成錯移量的數值有偏差，故Rating低。			2	N20E	
418	13.7	39.1 ± 6.5	4	河道錯移量，近期累積的錯移量。			2	N20E	
418	13.7	142.0 ± 21.9	2	河道錯移量，最小值對到另外一條河道上游投影到斷層的位置；最大值則是在參考地形對比後，延伸可能是風口的位置至斷層上進行測量。			2?	N5E	
418	13.7	253.4 ± 13.9	3	地形對比，對比419下游與整體的地形。			1	N20E	
419	13.94	287.8 ± 30.0	2	河道錯移量，量測至較近期截切的河道。			v	1	
419U	13.94	122.6 ± 28.8	2	河道錯移量，量測至較近期截切的河道。			v	N20E	
419D	14.1	97.1 ± 8.6	3	河道錯移量，量測至最遠可以對比的斷頭河。			v	N25E	
419D	14.1	165.3 ± 8.5	3	河道錯移量，量測至最近可以對比的斷頭河。			v	N20E	
420	14.11	< 50m		野外的觀察，左移沖積扇。按照metashape重建的模型，其累積錯移量在50公尺以內。			v	N5E	
421	14.34	171.9 ± 7.5	2	河道錯移量，量測至422河道。從地形回復來驗證(178.5m)，此河道確實可以如此對比。			v	2	
422	14.5	157.7 ± 69.9	1	河道錯移量，河道跟斷層跡斜交(45度)，所以投影位置的不確定性極高。			v	2	
422	14.5	181.8 ± 45.1	2	地形對比的結果之一，單純將河道恢復成直線型。			v	2	
422	14.5	271.3 ± 16.4	3	地形對比的結果之二，考量整體的地形與沖積扇的apex，另一條斷頭的影響暫時先忽略。			v	1	
423	14.87	317.4 ± 24.5	3	地形對比。			v?	1	N10E
501	15.2	300.8 ± 33.5	2	502U+502M，U取212.6，在地形對比的結果上，這兩個值的加總可以代表501河道所累積的錯移量。			1?	N40-45E	
501U	15.2	274.8 ± 46.5	2	地形對比，501上游最大的可能陥復量。			v?	N20E	
501M	15.24	204.4 ± 33.8	2	河道錯移量，最小值是上游的投影點至中游河道開始產生曲流前的投射影，最大值則對應到502河道。			v?	N45E	
501U	15.35	30.6 ± 6.8	1	河道錯移量，其中一條斷層分支通過，但實際上也可以不用斷層就能解釋該河道轉折的現象。			v?	N40-45E	
502U	15.42	274.8 ± 46.5	3	地形對比，最大的可能陥復量。但中游的累積錯距不易估計，先暫時忽略。			2	N40E	
502M	15.42	212.6 ± 15.7	3	河道錯移量，中游斷頭河，應為近期下切後累積的錯移量。			v?	N30-45E	
503	15.91	307.9 ± 36.5	4	上游的地形對比，結合了兩個投影方向的最大與最小值。			v?	1	N30-35E
503U	15.91	124.5 ± 15.2	3	河道錯移量，對比至504下游河道，代表河道下切後所累積的錯移量。			v?	2	N5E

504	16.02	15.1 ± 2.9	2	河道錯移量，雖然有multitraces影響，但其位於主斷面跡上，可能反應近期累積的錯移。	v?	3?	N15E
505	16.17	307.9 ± 36.5	4	上游的地形對比，結合了兩個投影trends的最大與最小值。	v?	1	N30-35E
505	16.17	294.2 ± 28.0	2	河道錯移量，無法排除地形效應的影響。	v?	1?	N45E
506	16.58	375.6 ± 39.4	1 or 2	河道錯移量，現任的河道對應到風口，應代表風口地形形成後，累積的錯移量。	v	1?	
506U	16.58	245.1 ± 6.6	2	地形錯比，考量到風口與舊河道地形，最大的可能累積錯移量。	2?	N40E	
506U	16.58	326.5 ± 31.6	3	地形錯比，考量到風口與舊河道地形，最大的可能累積錯移量。	1	N35E	
5061	16.74	49.2 ± 23.6	1 or 2	河道錯移量，下游河道本身就有曲流現象，投影位置具一定的不確定性。	v?		
5062	16.89	44.8 ± 7.4	1	河道錯移量，下游與斷層斜交，投影位置的不確定性大。	v?		
5063	17.1	57.5 ± 15.8	1 or 2	河道錯移量，整體河道不平直，且在近斷層處也非直角轉彎。	v?		
507	16.97	326.5 ± 31.6	4	地形錯比，比較5071與5072兩條河床復時的分歧況。	1?	N35E	
5071	17.42	360.6 ± 20.6	2	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響，且值偏大，故rating較低。	1?	N40E	
5072	17.46	323.6 ± 20.6	3	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響。	1	N40E	
508	17.89	305.0 ± 33.2	2	結合河道對比跟地形對比的結果，取下面兩個量測結果的極值。	1		
508	17.89	318.1 ± 20.2	2	河道錯移量，直接對應到舊河道。			
508	17.89	299.2 ± 27.4	2	地形對比。	N30-45E		
509-12	18.77	~390	1	地形對比，雖然整體的地形跟可道大致可以對比，但不是最佳結果且數值過大，故rating低。	1?	N10E	
509	18.42	281.1 ± 17.7	3	地形對比，同時還原509-512的整體地形。	1	N15E	
509	18.42	323.1 ± 18.5	2	河道錯移量，量測至510河段在主斷層跡上的投景位置。	1?	N20E	
510	18.74	281.1 ± 17.7	4	地形錯比，同時還原509-512的整體地形。	1	N15E	
510	18.74	335.4 ± 27.2	2	河道錯移量，直接將上游投影至主斷層跡次，量測結果的數值偏大。	1?	N25E	
510U	18.74	282.7 ± 24.7	3	河道錯移量，量測的位置選在中積扇的邊緣，位於較次要的斷層跡上。	N45E		
511M	18.91	114.7 ± 20.1	2	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響，但河道對比的狀況不錯。	N25E		
511	18.91	167.9 ± 14.3	3	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響，但河道對比的狀況不錯。	1	N20E	
511	18.91	275.1 ± 20.3	3	河道錯移量，同時還原509-512的整體地形。	1	N15E	
512	19.01	281.1 ± 17.7	3	河道錯移量，無法完全排除地形效應的影響。	1	N15E	
512	19.01	298.5 ± 9.9	3	地形錯比，同時還原509-512的整體地形。	1	N15E	
512	19.01	281.1 ± 17.7	4	地形錯比，主要對bridge的後線。	1	N25E	
513	19.37	278.1 ± 26.2	2	地形錯比，主要對bridge的後線。	1?	N25E	
513	19.37	503.8 ± 62.3	1	地形錯比，主要對bridge的後線，以及風口地形，但數值過大。	1	N35E	
514	20.72	259.3 ± 69.2	3	地形錯比，比較都巒山層的延伸。	1	N35E	
514	20.72	285.2 ± 43.2	3	地形錯比，比較都巒山層的延伸，range較小。	1	N35E	
514	20.72	264.5 ± 50.2	3	地形錯比，比較都巒山層的延伸。	1	NS	
514	20.72	452.0 ± 35.5	1 or 2	地形對比的最大值。	1?	NO-5E	
東富段							
601	21.15	~120	3	河道錯移量，這一區河道明確可以量到的水平錯移量，數值小可能是因為：	v	2?	N25E
602	22.93	220.3 ± 49.1	3	1. 下游的錯距可能會被侵蝕了；2. transgressional area，抬升量取代了水平錯移；3. 位在斷層跡末端。	1?	NS	
602	22.93	273.6 ± 31.4	4	地形錯比，同時對比603的地形，回復狀況沒有NSE投影好。	1	NSE	
602	22.93	398.9 ± 46.0	1 or 2	地形錯比的最大值，當shutter ridge完全回推時的結果。	1?	N25E	
603	23.86	220.3 ± 49.1	3	地形錯比，同時對比602的地形，回復狀況沒有NSE投影好。	1?	NS	
603	23.86	273.6 ± 31.4	4	地形錯比，同時對比602的地形的最佳結果。	1	NSE	
603	23.86	398.9 ± 46.0	1 or 2	地形錯比的最大值，當shutter ridge完全回推時的結果。	1?	N25E	
604	25.72	68.3 ± 36.1	2	河道錯移量，但斷層附近有許多人為修飾，投影的位置有一定的不確定性。	v	2	N45E
605	27.35	280.3 ± 45.4	?	地形錯比，用河牀差與小階階的分布，但難以找到適合的投影點量錯距，故無法給定rating。	v	1	N30E
606	27.78	19.7 ± 2.7	4	1. 河道錯移量，次要斷層的近期累積錯移量。	v?		
607	27.95	84.6 ± 10.1	3	2. 地形錯移量，量測至斷頭河。	v?	2	N30E
608	28.75	199.6 ± 62.4	1 or 2	河道錯移量，但由於河道本身是曲流，投影位置的不確定性極高。	v?	1?	N50E

附錄二、Metashape 建模結果（見圖 4.1.22）



附錄三、投影至左移斷層的 GPS 速度（見圖 5.1.3）



	經度	緯度	V_e	V_n	V_u	V_e to V_n reference	V_n to V_n reference	水平速度場 (V_n/V)	速度方向 (0度為正東)	平行斷層的速度 (投影至N20E)	垂直斷層的速度 (垂直於N20E)
斷層跡以東											
YENL	121.6018	23.9035	-25.20	26.90	-8.60		8.93		14.80	17.29	0.86
SOFN	121.5982	23.8703	-22.80	27.90	-13.40		11.33		15.80	19.44	0.81
SHUL	121.5627	23.7876	-26.50	29.90	-12.70		7.63		17.80	19.37	0.92
斷層跡以西											
NDHU	121.5508	23.8972	-26.40	17.60	-5.30		7.73		5.50	9.49	0.58
WARO	121.4409	23.8112	-23.20	19.00	-2.90		10.93		6.90	12.93	0.53
FLNM	121.4534	23.7463	-26.00	21.50	-2.80		8.13		9.40	12.43	0.76
DNFU	121.4823	23.6851	-33.60	25.80	-4.40		0.53		13.70	13.71	1.00
參考站數據											
WUCH	121.0272	23.9238	-36.40	11.40	6.90						
KAFN	121.1165	23.9876	-31.70	13.90	5.60						
KFN2	121.1168	23.9877	-34.30	11.00	11.50						
average			-34.13	12.10	8.00						

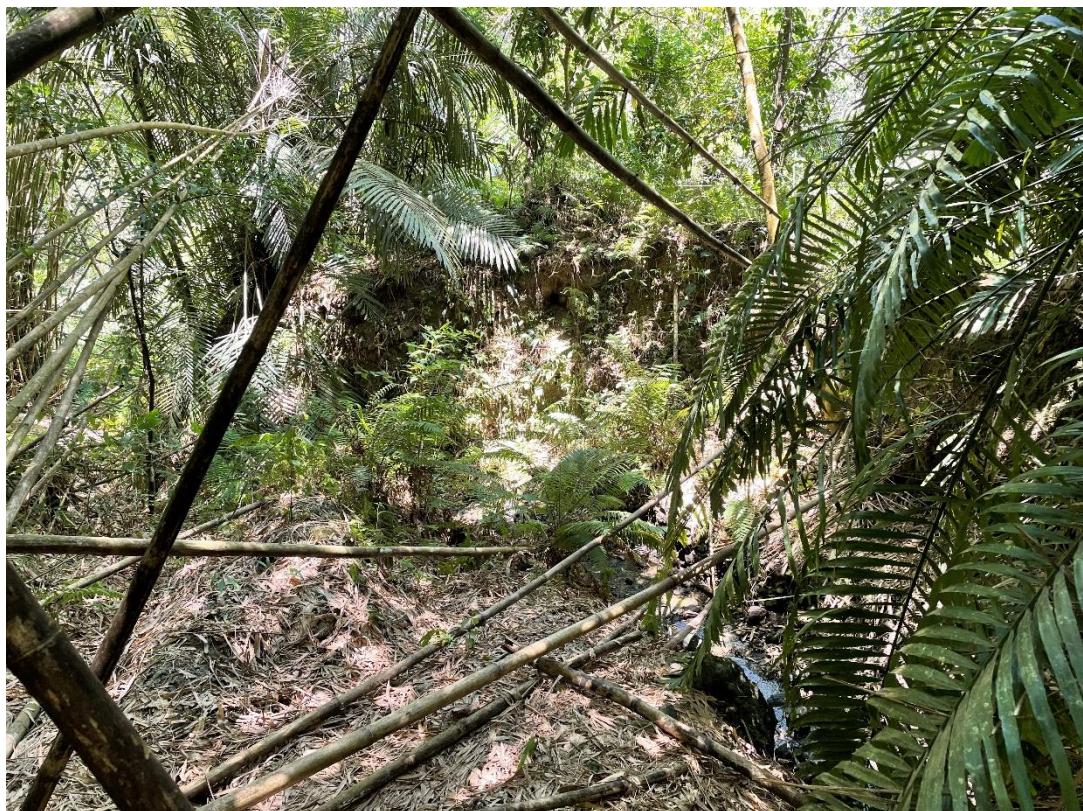
* 備註：速度單位均為mm/yr



附錄圖集、錯斷河的現地照片



203 河道轉折處，流向由平行斷層轉往西流，往 N35E 拍攝（2022 年 7 月）。



205 河道，左移量為 6 公尺，往 N50W 拍攝（2022 年 7 月）。

206 河道，往 N35W
拍攝（2022 年 2 月）。



405 河道，以廣角鏡頭往 W 拍攝（2023 年 1 月）。