

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



運用砂箱模型模擬花東縱谷縫合帶內活動構造
之時空互動過程

Spatial and Temporal Interaction Between the Active
Structures in the Longitudinal Valley Suture :
Insights From Sandbox Modeling

謝佳芸

Chia-Yun Hsieh

指導教授：王昱 博士

Advisor : Yu Wang, Ph.D.

中華民國 112 年 8 月

August, 2023



國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

運用砂箱模型模擬花東縱谷縫合帶內活動構造
之時空互動過程

Spatial and Temporal Interaction Between the Active
Structures in the Longitudinal Valley Suture :
Insights From Sandbox Modeling

本論文係謝佳芸君(R09224208)在國立臺灣大學地質科學研究所
完成之碩士學位論文，於民國 112 年 7 月 11 日承下列考試委員審查通
過及口試及格，特此證明

口試委員：

王 凡

(簽名)

(指導教授)

郭力鈞

黃信樺

鍾合和

陳致同

誌謝

「你想從研究所中學到什麼呢？」回憶起申請碩班那天，我們心底都有自己的答案。面對前方一排教授，「我想要體驗做研究的感覺，並從中學習表達能力；也希望有機會能多到野外走走，向前輩們學習野外地質的想法與經驗。」我正襟危坐地回答。

如今，做碩士研究的感覺，我想是先從迷失的不安之中，有時能因為靈感一閃的突破而興奮，有時又因為思考各種未知可能而再度陷入懷疑。能在研究過程中持續前進，我最要感謝王昱老師對我的指導。在研究初期還沒有太多進展時，我常常不知道下一個實驗應該如何調整，而您總會提醒我「你試過了嗎？」鼓勵我「沒有失敗的實驗，也不用一步到位。」對我們有著很高的期待，也與我們的研究困境一起著急、突破一起開心。同時也是我們砂箱研究的最佳推廣員，氣象局池上地震研討會和地質年會都幫我宣傳 XD 如果沒有王昱老師的照顧與支持，便不會有今天這篇論文的誕生！在研究最後的審查過程中，謝謝我的口試委員—黃信樺老師、陳致同老師、郭力維老師、鍾令和老師，在忙碌之中仍仔細評閱我的論文，給予許多重要的問題回饋。提醒我模型還能再進一步注意的多種情況之外，也溫暖叮囑我別忘記 “Weakness could also be the constraints for some tectonic implications.”

除了自己的研究之外，我最喜歡參加 Joint Meeting 活動。聽著聊著大家的報告內容，彷彿也跟著穿梭到不同的研究世界裡去。謝謝 Bruce 老師、王昱老師、葉恩肇老師、Ray 老師，輪流主持並提出好多厲害的問題與建議，讓我能從中學習科學邏輯、思考研究進行的實做面，進而發現各個議題的有趣和限制。此外，在學術英文口頭報告課程，感謝張晨老師親切又認真地逐句檢視我的演講技巧問題，讓我能日後獨獨帶著自己的研究初次亮相時，擁有更厚實的基礎與信心。研究期間還有一個大插曲—2022 年的池上地震。非常感謝鍾令和老師帶領我們調查在東里至池上間的同震地表破裂，以及黃韶怡老師在玉里槽溝教導我槽溝的地層描述，感謝老師們藉由這次機會將難能可貴的經驗傳承給我們。

碩士班的這三年來，也還有好多好多與好朋友們一起成長的回憶。首先，特別感謝 LV boys—建銘、易諭、應頌、柏沅、乃文、子游、加洛，以及負責臺灣海域構造的承鴻、模擬大師耕霈、沉積侵蝕一把罩的何安，還有一起交流超廣闊研究範圍寫作要領的 Yanger 與卉珊。這篇論文有好大的部分，都是由於你們慷慨分享自己的研究內容與經驗，才能夠一點一滴建立起來。接著，謝謝王昱研究室的夥伴—阿賢、董哥、山姆、應頌、建銘、Myat Min、Ei Mhone、易諭、卉珊、乃文、段祥，能夠和大家窩在全變一起奮鬥，分享研究生活的酸甜苦辣，是我非常珍惜的時光。再來，處理砂砂事件時，感謝韋竹、平晏、Birdie、艾玲、司捷、秉諺、楊董、政熹、彥德、冠綸、羅立老師、興麟學姊、Sofia 老師等人，給我最溫暖的支持，也陪我一起想辦法，讓我知道遇到困難時，我並不是獨自一人！

最後，最最感謝我的媽媽。願意支持我的選擇，永遠當我最堅實的靠山，讓我能夠無後顧之憂地實現做研究的夢想。由衷感謝每一位在碩士生活中陪伴我長大的大家。

「你想從研究所中學到什麼呢？」我想，當初種下的願望，如今都漸漸發芽茁壯！



摘要

本研究使用二維砂箱模擬花東縱谷縫合帶中央山脈斷層系統(Central Range fault system, CRFs)與縱谷斷層系統(Longitudinal Valley fault system, LVFs)之間的幾何互動演化過程。花東縱谷是臺灣東部的板塊縫合帶，菲律賓海板塊於此相對中央山脈地塊往西北方運動，使其上的海岸山脈與中央山脈產生斜向的弧陸碰撞，形成活動的中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統。由北向南的板塊斜向碰撞特色使花東縱谷縫合帶能夠以南北空間的地質證據驗證地體構造隨碰撞歷時的變化，讓花東縱谷成為適合研究斷層構造演化的重要地點。然而，由於位於花東縱谷縫合帶中的同震地表破裂及活動構造地形主要集中於瑞穗以南，瑞穗以北在中央山脈側的近地表處則無明顯的活動構造特徵，因此若僅從地表地質調查方式著手，於瑞穗以北區域則缺乏足夠的地質資料以判斷兩斷層系統間的空間幾何關係。

為進一步探討 CRFs 與 LVFs 於南北方向上可能的構造幾何演化，本研究使用二維砂箱模型建立花東縱谷縫合帶最南端的地質特徵，並觀察模型中兩斷層系統隨碰撞歷時的變化，以對應斷層幾何架構由南而北連續性的轉換過程。本研究在砂箱模型中使用不同的實驗材料以類比花東縱谷縫合帶多樣的岩性強度(例如：中央山脈變質岩、縱谷沉積岩，以及海岸山脈火成岩等)，並於實驗過程中加入與板塊聚合同時進行的沉積作用及侵蝕作用。實驗模擬結果以相片定時記錄，經由多次對比 CRFs 與 LVFs 在模型和真實花東縱谷中的活動特性，將模型的地質物理參數反覆修正為較適合花東縱谷縫合帶的參數組合。

本研究結果顯示，CRFs 與 LVFs 之間的空間互動關係共可分為三個階段：於第一階段中，兩斷層系統因板塊間聚合而逐漸靠近相交，彼此相互截切形成與共軛斷層相似的幾何架構。當進入第二階段後，LVFs 則於淺部截切並超覆於 CRFs 之上，成為縫合帶中的主導活動斷層系統。在第三階段中，縫合帶中的主導活動斷層系統則轉為 CRFs，且可發現 CRFs 持續向東發育新的破裂面，除截切 LVFs 外並貫穿海岸山脈中的火成岩體。本研究所模擬的斷層互動演化過程，除能提供未來建立 CRFs 與 LVFs 近南北向延伸的構造模型參考之外，也期待模型中各項變因的參數可成為未來建立三維模型的基礎，以更有效率地了解花東縱谷的構造演育模型。

關鍵詞：花東縱谷縫合帶、中央山脈斷層、縱谷斷層、砂箱模型模擬、構造演化



Abstract

In this study, we utilize 2D sandbox modeling to simulate the spatial and temporal interaction between the Central Range fault system (CRFs) and the Longitudinal Valley fault system (LVFs) in eastern Taiwan. The CRFs and LVFs are two major active faults along the Longitudinal Valley suture, accommodating more than 3 cm/yr oblique plate convergence between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate. South to Ruisui, both the coseismic ruptures and the active landforms of CRFs and LVFs expose clearly, providing clear evidence to illustrate the overall geometric interaction between these two fault systems. North to Ruisui, however, the active features associated to CRFs on the surface are limited and discontinuous, limiting our understanding of the structural interaction between CRFs and LVFs from the geological investigations. Thus, how these two structures interact and evolve from south to north remains controversial.

To address on these issues, we incorporate materials with different strength in the 2D sandbox model to simulate the structural deformation within the Longitudinal Valley suture. Both syn-tectonic erosion and sedimentation are introduced in our model to reflect the first order geological history along the valley. We also use particle image velocimetry (PIV) to analyze the deformation pattern and to objectively determine the fault activity.

Our results suggest that the interaction between CRFs and LVFs can be divided into three stages. First, CRFs and LVFs crop to the surface separately and gradually form a conjugate-like fault system in the suture. In the second stage, LVFs crosscuts and overrides on CRFs, and LVFs takes dominance in our model. The CRFs regains dominance in the third stage as it propagates eastwards, crosscuts LVFs, and truncates the Coastal Range. These structural changes observed in our 2D model are comparable to seismological and geological observations along the valley, suggesting the plausible structural interaction within the Longitudinal Valley suture from south to north.

Keywords: Longitudinal Valley suture, Central Range fault, Longitudinal Valley fault, Sandbox modeling, Structural evolution

目錄



口試委員會審定書	I
誌謝	II
摘要	III
Abstract.....	IV
圖目錄	VII
表目錄	X
第 1 章 研究動機與目的	1
第 2 章 前人研究	6
2.1 花東縱谷縫合帶的地質背景.....	6
2.2 花東縱谷由南而北的活動斷層證據.....	16
第 3 章 研究方法	23
3.1 砂箱模擬簡介.....	24
3.2 模型比例與材料.....	30
3.2.1 實驗材料.....	30
3.2.2 相似性原則與模型比例	41
3.3 本研究的模型設計	46
3.4 實驗結果之後處理分析	53

第 4 章 研究結果.....	56
4.1 中央山脈地形角度.....	58
4.2 上下板塊間的初始接觸關係.....	64
4.3 海岸山脈的存在與縱谷斷層的弱面幾何.....	66
4.4 與板塊聚合同時的沉積作用.....	73
4.5 花東縱谷寬度.....	76
4.6 既有沉積岩厚度.....	80
4.7 海岸山脈既有沉積岩的存在.....	84
4.8 與板塊聚合同時的侵蝕作用.....	88
第 5 章 討論.....	95
5.1 建立模型斷層初始條件的過程：東南外海至臺東池上一帶.....	96
5.2 CRFs 和 LVFs 的競爭與截切：池上至瑞穗.....	99
5.3 LVFs 超覆 CRFs：瑞穗至光復.....	103
5.4 CRFs 超覆 LVFs：光復至花蓮.....	107
5.5 模型限制.....	118
第 6 章 結論.....	121
參考資料.....	122
附錄.....	133

圖目錄

圖 1-1	臺灣島的地體架構。.....	2
圖 1-2	2003 年成功地震及 2006 年臺東地震的震源-餘震分布剖面。.....	3
圖 1-3	花東縱谷縫合帶的活動斷層分布。.....	4
圖 2-1	臺灣島中部東西向地體架構剖面圖。.....	6
圖 2-2	臺灣地震分布圖。.....	7
圖 2-3	花東縱谷縫合帶周邊的岩性組成。.....	10
圖 2-4	臺灣東南外海的地震速度剖面圖。.....	11
圖 2-5	臺灣東南外海花東海脊的震測剖面。.....	12
圖 2-6	歐亞板塊在臺灣島附近的板塊幾何。.....	13
圖 2-7	花東縱谷池上附近的地震速度剖面圖。.....	14
圖 2-8	弧陸碰撞中心的移動速率。.....	15
圖 2-9	臺東至池上間的活動斷層與跨斷層之 GPS 水平速度變化。.....	17
圖 2-10	富里至東里之間位在縱谷斷層東側的活動構造斷丘。.....	18
圖 2-11	瑞穗至光復之間的斷層活動證據。.....	20
圖 2-12	嶺頂至花蓮市之間的活動斷層構造。.....	21
圖 3-1	19 世紀的推動式砂箱模型。.....	26
圖 3-2	拉動式砂箱模型示意圖。.....	27
圖 3-3	阿爾卑斯造山帶的砂箱模型。.....	29
圖 3-4	異質岩石破裂強度比較。.....	30
圖 3-5	掃描式電子顯微鏡下的矽粉影像。.....	32
圖 3-6	石英粉混砂的比例測試。.....	33
圖 3-7	石英砂之應變-應力變形曲線。.....	34
圖 3-8	石英砂的掃描式電子顯微鏡影像。.....	35
圖 3-9	石英砂剪力強度測試結果。.....	37

圖 3-10	玻璃微珠的掃描式電子顯微鏡影像。	39
圖 3-11	本研究的二維砂箱儀器組構。	46
圖 3-12	砂箱實驗設計對照圖。	48
圖 3-13	本研究的實驗變因及測試順序。	49
圖 3-14	實驗模型的詳細鋪設步驟。	51
圖 3-15	影像的質點位移交叉相關分析示意圖。	54
圖 3-16	網格大小與 PIV 精度的關係。	55
圖 4-1	中央山脈地塊地形角度測量。	58
圖 4-2	Exp. CRslope_1.5 (中央山脈地形角設定為 1.5 度)的實驗結果。	61
圖 4-3	Exp. CRslope_10 (中央山脈地形角設定為 10 度)的實驗結果。	62
圖 4-4	Exp. CRslope_15 (中央山脈地形角設定為 15 度)的實驗結果。	63
圖 4-5	Exp. Contact (上下板塊間圓滑接觸)的實驗結果。	65
圖 4-6	綠島和蘭嶼的地形剖面。	67
圖 4-7	Exp. COR&LVF_1X 的模型設計與實驗結果。	69
圖 4-8	海岸山脈的存在與縱谷斷層弱面幾何的 6 組模型參數測試。	70
圖 4-9	Exp. COR&LVF_6V 的模型設計與實驗結果。	72
圖 4-10	花東縱谷的同板塊聚合沉積速率(syn-tectonic sedimentation rate)。	74
圖 4-11	Exp. SYNSedi 的模型設計與實驗結果。	75
圖 4-12	Exp. LVwidth 的模型設計與實驗結果。	78
圖 4-13	Exp. LVwidth 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。	79
圖 4-14	海岸山脈至臺灣東部外海的反射震測判釋。	81
圖 4-15	Exp. SediTH 的模型設計與實驗結果。	82
圖 4-16	Exp. SediTH 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。	83
圖 4-17	綠島、蘭嶼的火成基盤岩角度參考。	84
圖 4-18	Exp. Paliwan 的模型設計與實驗結果。	86

圖 4-19	Exp. Paliwan 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。.....	87
圖 4-20	侵蝕基準面示意圖。.....	89
圖 4-21	Exp. Erosion 的模型設計與實驗結果。.....	92
圖 4-22	Exp. Erosion 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。.....	94
圖 5-1	模型模擬結果與臺灣東南外海構造的對比。.....	97
圖 5-2	模型模擬結果與花東縱谷臺東至池上的構造的對比。.....	98
圖 5-3	模型模擬結果與縱谷中央背斜小丘的構造對比。.....	101
圖 5-4	中央山脈東側前緣之河階分布。.....	102
圖 5-5	模型模擬結果與花東縱谷瑞穗至光復的構造的對比。.....	104
圖 5-6	模型模擬結果與瑞穗以東的東部外海構造對比。.....	106
圖 5-7	模型模擬結果與 2018 年花蓮地震的構造對比。.....	109
圖 5-8	2018 年花蓮地震之垂直向同震地表變形。.....	111
圖 5-9	瑞穗至花蓮間的地震速度模型與餘震分布剖面。.....	113
圖 5-10	花東縱谷由南而北的斷層系統幾何互動關係示意圖。.....	116
圖 5-11	比較加入同板塊侵蝕作用對模型斷層系統幾何演化的影響。.....	117

表目錄

表 3-1	本研究所用的石英粉化學成分。	32
表 3-2	本研究石英砂之化學成分。	35
表 3-3	透過環剪與直剪試驗統計本研究石英砂之力學強度。	38
表 3-4	本研究實驗材料物理參數對照表。	40
表 4-1	變因參數與實驗編號總覽表。	57

第1章 研究動機與目的

花東縱谷縫合帶(Longitudinal Valley suture, LVS)是位在臺灣東部的活動板塊縫合帶(圖 1-1)。在臺灣附近，菲律賓海板塊相對北北東走向的中央山脈地塊往西北方移動(Sella et al., 2002；Tsai et al., 2015；Yu et al., 1997；Yu et al., 1999)，造成其上近南北向的北呂宋島弧與中央山脈地塊產生由北向南的斜向弧陸碰撞作用(Malavieille et al., 2002；Suppe, 1981；Teng, 1987；Teng, 1990)。基於此一斜向碰撞的地塊幾何與碰撞架構，較北端的花東縱谷所累積的板塊聚合量比較南端的花東縱谷更多(Suppe, 1981)，因此透過觀察花東縱谷縫合帶由南而北的地質構造變化，便可以協助我們了解此一構造系統隨碰撞時間的演化過程。

在花東縱谷縫合帶的最南端，也就是中央山脈地塊與海岸山脈(北呂宋島弧之最北緣)斜向碰撞之較早期階段，2003 年的成功地震與 2006 年的臺東地震(圖 1-2；Kuochen et al., 2007；Shyu et al., 2011；Wu et al., 2006a；Wu et al., 2006b)即顯示在花東縱谷縫合帶中具有兩大主要的活動斷層系統，分別為位在中央山脈地塊東緣下方且向西傾的中央山脈斷層系統(Central Range fault system, CRFs；Biq, 1965；Shyu et al., 2011；Wu et al., 2006b)，以及位在海岸山脈西側前緣且向東傾的縱谷斷層系統(Longitudinal Valley fault system, LVFs；Hsu, 1962；Kuochen et al., 2007；Wu et al., 2006a)。此兩大活動斷層系統沿花東縱谷往北延伸，且在池上至瑞穗之間，兩活動斷層系統在地表皆存有連續性的同震地表破裂露頭或活動構造地形分布(圖 1-3；e.g. Hsu, 1962；Shyu et al., 2006；Shyu et al., 2007；鍾令和，2003)，因此有較多機會能夠直接觀察並探討兩活動斷層系統由南而北的幾何互動關係。然而，在花東縱谷的瑞穗以北，由於中央山脈斷層系統在地表的活動證據轉為相當缺乏且不連續，因此較難透過野外地質觀察的方式解釋中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間的空間互動。

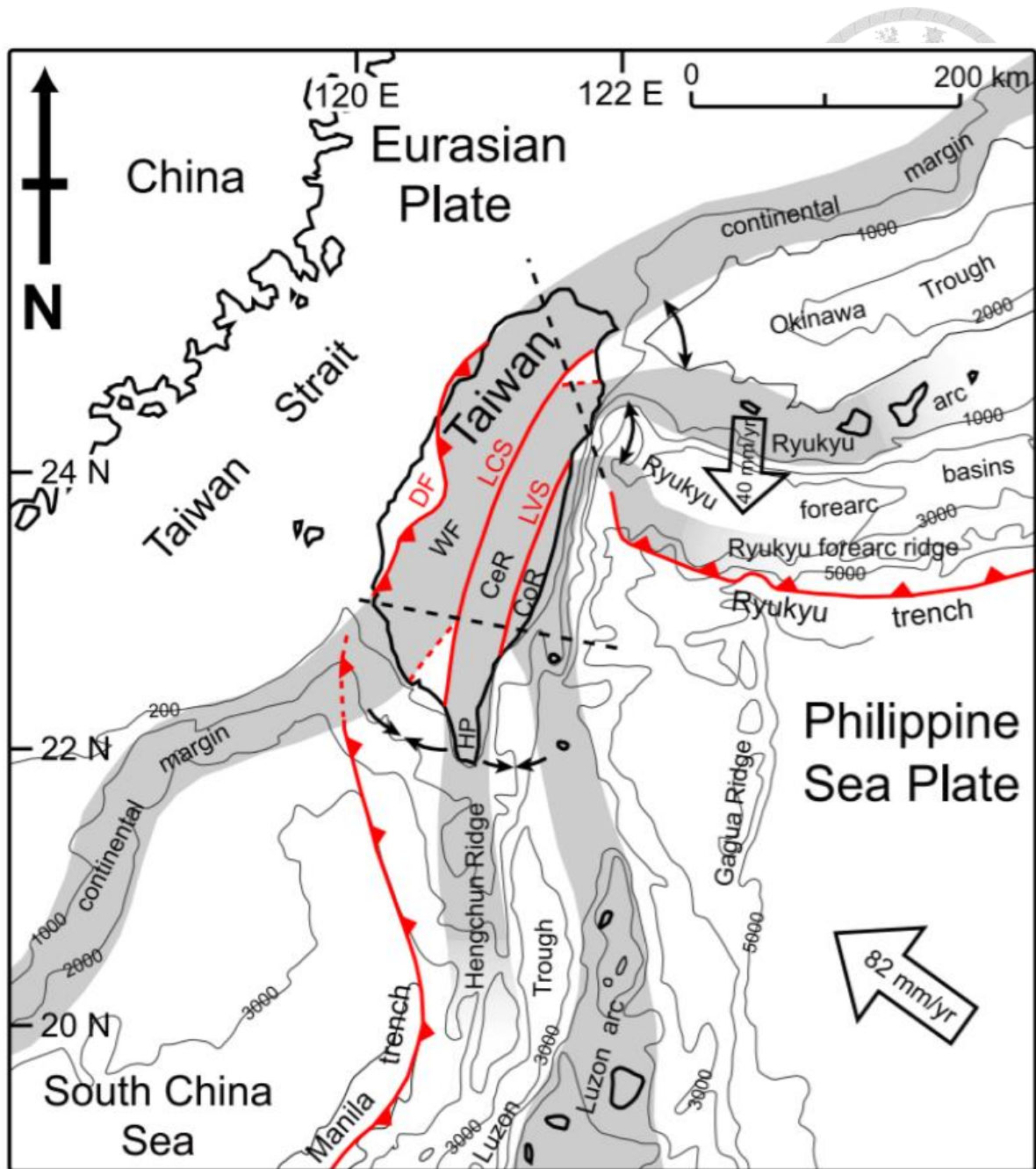


圖 1-1 臺灣島的地體架構。臺灣島位於菲律賓海板塊與歐亞板塊之間，在花東縱谷縫合帶(LVS)上，菲律賓海板塊相對中央山脈地塊往西北方移動，形成花東縱谷縫合帶弧陸碰撞的構造環境。DF：西部變形前緣(deformation front)、LCS：梨山-潮州縫合帶(Lishan-Chaochou suture)、LVS：花東縱谷縫合帶(Longitudinal Valley suture)、WF：西部麓山帶(Western Foothills)、CeR：中央山脈(Central Range)、CoR：海岸山脈(Coastal Range)、HP：恆春半島(Hengchun Peninsula)。引自 Shyu et al. (2005a)。

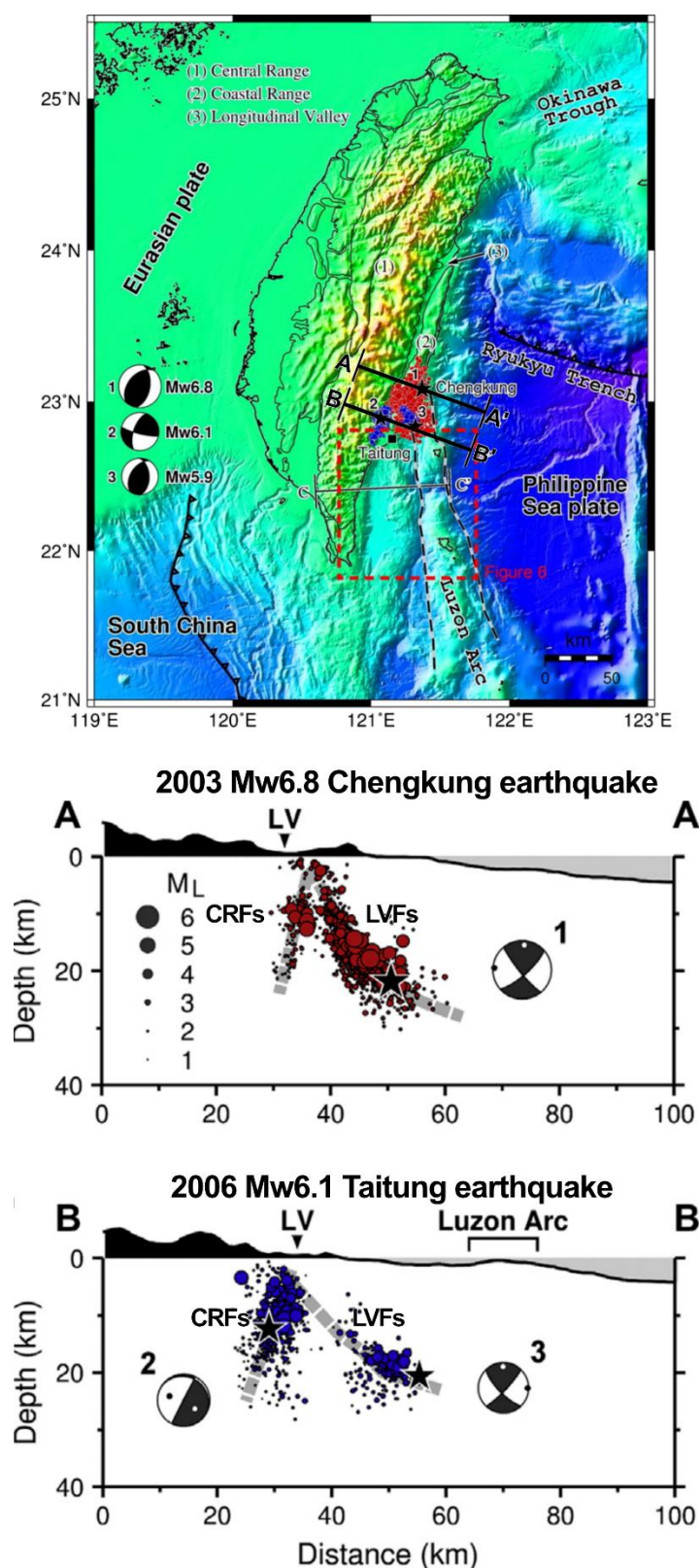


圖 1-2 2003 年成功地震及 2006 年臺東地震的震源-餘震分布剖面。此兩地震事件顯示在花東縱谷下方具有兩大活動斷層系統，分別為向西傾的中央山脈斷層系統 (CRFs)與向東傾的縱谷斷層系統(LVFs)。修改自 Shyu et al. (2011)。

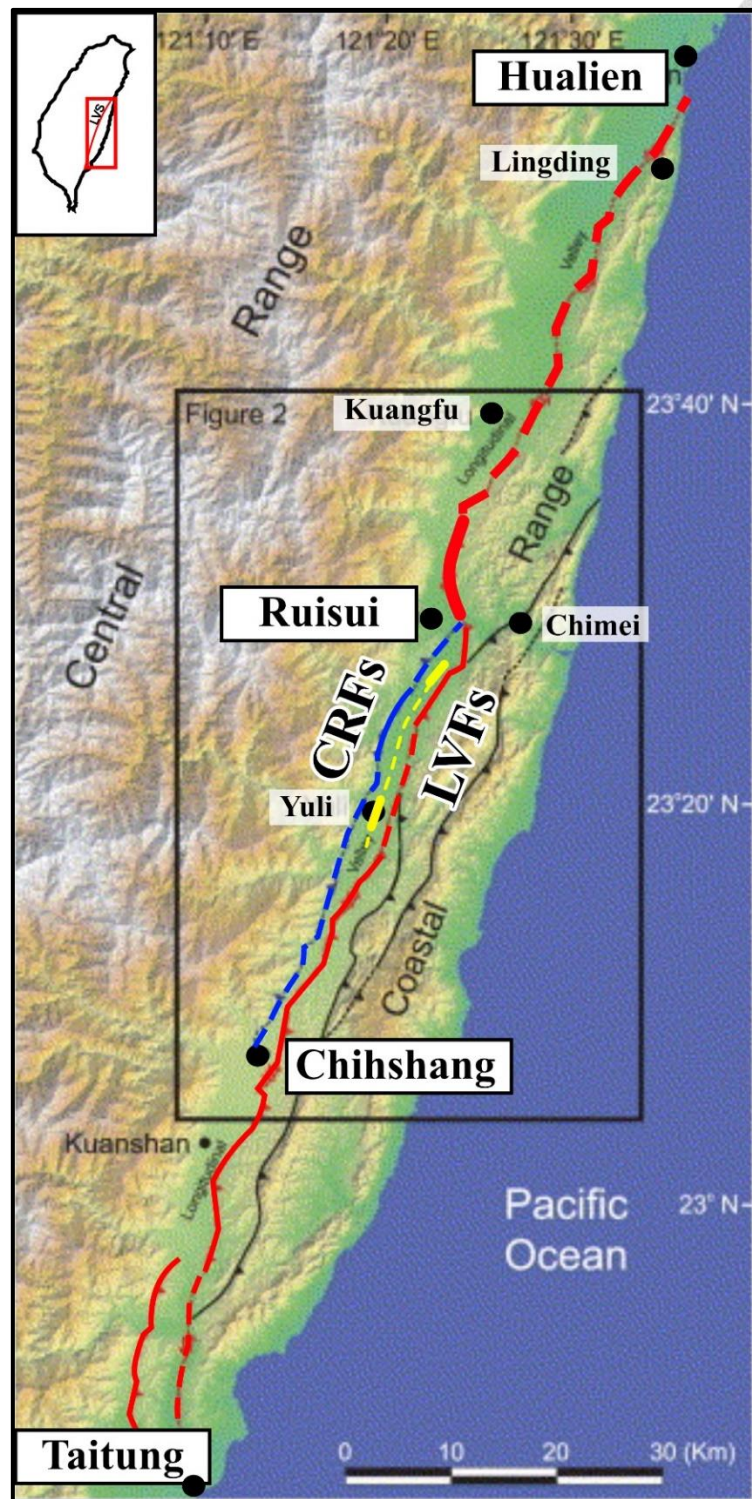


圖 1-3 花東縱谷縫合帶的活動斷層分布。在瑞穗以南的花東縱谷中，中央山脈斷層系統(藍線)與縱谷斷層系統(紅線)皆活躍至地表或近地表，然而在瑞穗以北的中央山脈斷層系統則缺乏於地表的活動構造證據，因此難以直接觀察兩大斷層系統之間的幾何關係。黃線為在 1951 年破裂於玉里一帶的走滑同震破裂(Yuli rupture)。修改自 Shyu et al. (2007)。



為進一步探討中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統由南而北連續的幾何變化，本研究透過二維砂箱模型模擬花東縱谷縫合帶的活動構造在近地表約十公里內的演化過程。二維砂箱模擬的優點為實驗者能夠即時且視覺化地觀察模型斷層隨時間的連續運動行為，並且能快速測試不同地質參數對於斷層系統的影響，因此能夠更有效率地建立初始的構造模型(first-order model)。本研究首先在二維砂箱模型中建立比擬花東縱谷縫合帶的異質岩性組成、已經存在於縱谷最南端的兩個相反傾向的活動斷層系統—向西傾的中央山脈斷層系統與向東傾的縱谷斷層系統，並在模型板塊聚合時加入同板塊聚合的沉積作用與侵蝕作用。接著，在實驗過程中，觀察兩活動斷層系統隨著板塊聚合之接觸及後續的活動斷層幾何變化，再將之與現實花東縱谷縫合帶已知的斷層空間活動證據相互對比，例如 1951 年 M7.3 花東縱谷地震序列的地表破裂分布(Hsu, 1962；Shyu et al., 2007)、2013 年 M_L6.4 瑞穗地震的斷層面破裂與滑移分布(Chuang et al., 2014；Lee et al., 2014)、以及 2018 年 M_w6.4 花蓮地震之地表活動證據與震源-餘震分布(Lee et al., 2019；Yen et al., 2019)等，以驗證實驗結果的合理性。最後，本研究期待實驗模擬所得的連續活動斷層系統幾何互動結果，能夠填補花東縱谷縫合帶中因為缺乏露頭而尚具有爭議性的活動斷層系統幾何關係，並建立花東縱谷縫合帶由南而北連續的活動斷層系統時空互動構造模型。也期望本研究二維砂箱模型中所測試的地質參數定性影響，能夠在日後以三維物理實驗模擬及數值模擬建立花東縱谷構造模型時，作為初步參考的依據。

第2章 前人研究

2.1 花東縱谷縫合帶的地質背景

臺灣島為歐亞板塊與菲律賓海板塊隱沒與碰撞系統的產物(Ho, 1986; Teng, 1987, 1990, 1996)。根據臺灣地區衛星大地變形觀測網所得到的長期位移速度場資料與板塊運動模型，前人研究顯示在臺灣周邊地區，菲律賓海板塊每年相對歐亞板塊往 306 度方向聚合約 8 至 9 公分(Sella et al., 2002 ; Tsai et al., 2015 ; Yu et al., 1997)，為世界上板塊聚合速度相當快速的地方之一。根據 Shyu et al. (2005a)的雙重縫合帶模型，臺灣的地體架構可以進一步細分為三個地塊(圖 2-1)，由西至東為歐亞板塊、中央山脈地塊，以及菲律賓海板塊，而位於中央山脈地塊與菲律賓海板塊之間的板塊縫合帶即為北北東走向的花東縱谷縫合帶。此一活動縫合帶每年所吸收的縮短量約為跨臺灣島水平縮短量的一半 (圖 2-2 ; Malavieille et al., 2021 ; Tsai et al., 2015 ; Yu et al., 1997)，為臺灣重要的板塊聚合邊界系統。為更進一步了解花東縱谷縫合帶的構造變形行為，以下將透過文獻回顧花東縱谷縫合帶中，最重要的兩大活動斷層系統—向西傾的中央山脈斷層系統和向東傾的縱谷斷層系統，說明此兩活動斷層系統初始形成時的板塊幾何條件，以及其在花東縱谷縫合帶的活動構造分布。

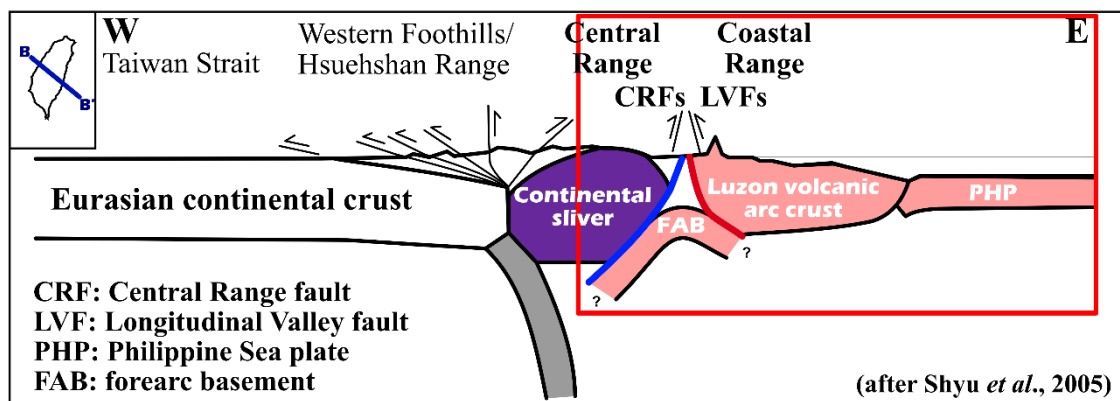


圖 2-1 臺灣島中部東西向地體架構剖面圖。剖面位置標示於左上臺灣地圖的 B-B' 線段。白色地塊代表歐亞大陸邊緣；深紫色代表中央山脈地塊；粉紅色代表菲律賓海板塊，其由西至東又可細分為弧前基盤、海岸山脈，與東部外海的海洋岩石圈。紅框處為本文的研究範圍—花東縱谷縫合帶。修改自 Shyu et al. (2005a)。

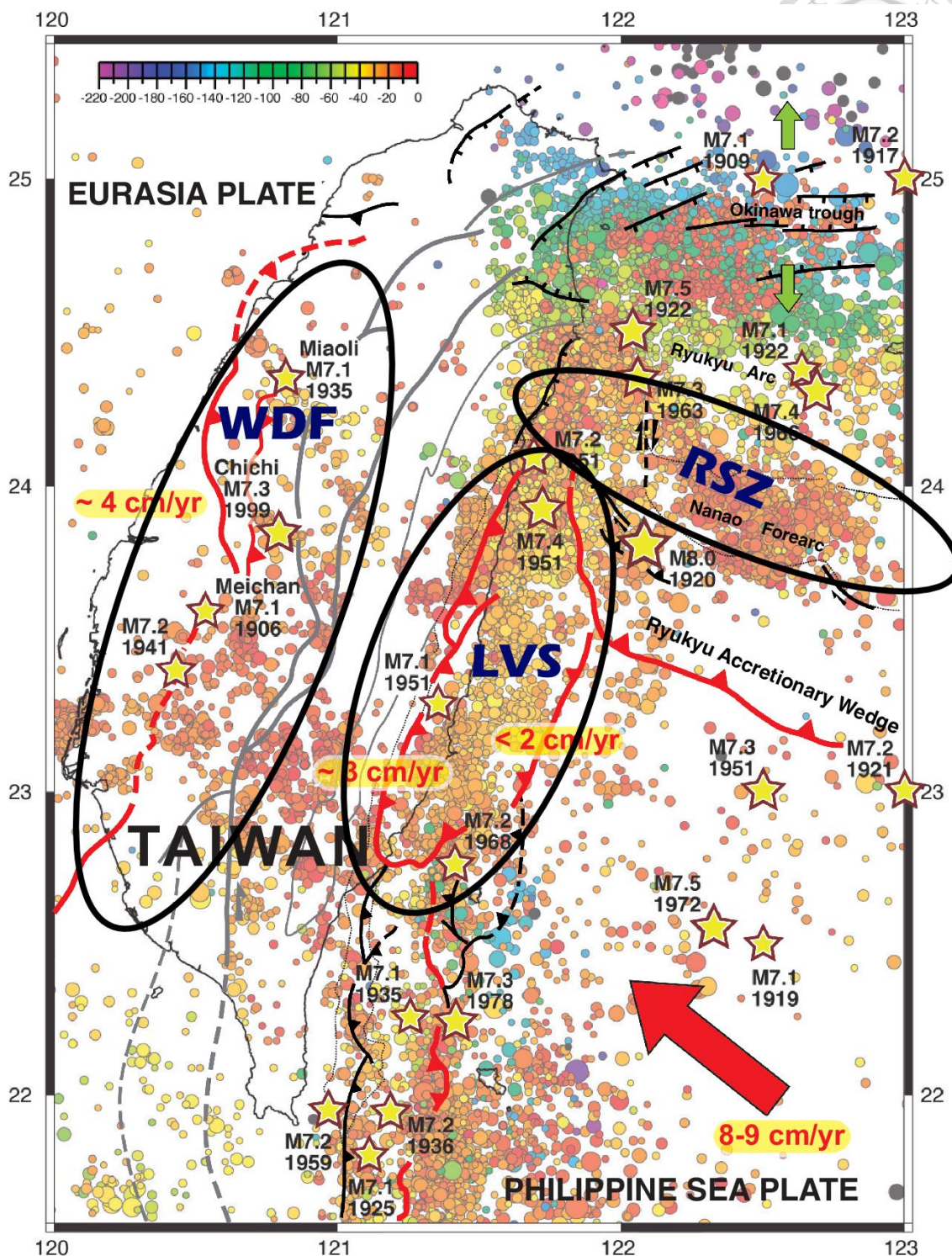


圖 2-2 臺灣地震分布圖。臺灣附近地震最活躍的區域分別位於西部變形前緣帶 (Western deformation front, WDF)、花東縱谷縫合帶 (Longitudinal Valley suture, LVS)，以及琉球隱沒系統 (Ryukyu subduction zone, RSZ)。修改自 Malavieille et al. (2021)。



花東縱谷縫合帶兩側的地質材料與特性差異極大(圖 2-1)。位在花東縱谷縫合帶西側的中央山脈地塊岩性主要由變質岩所組成(圖 2-3；王源與陳文山，1993)，母岩成分為源自於大陸岩石圈的斷塊(Lu and Hsu, 1992；Shyu et al., 2005a)，由南至北涵蓋包括恆春海脊、恆春半島，以及中央山脈等區域(Shyu et al., 2005a)。位在花東縱谷縫合帶東側的菲律賓海板塊岩性則主要由火成岩與濁流岩所組成(王源與陳文山，1993；陳文山與王源，1996)，屬於海洋岩石圈，由西至東包含位在花東縱谷下方的弧前基盤、北呂宋火山島弧最北端的海岸山脈，以及位在臺灣東部外海下方的海洋性地殼基盤等區域。

在花東縱谷南方的臺灣東南外海，也就是中央山脈地塊與菲律賓海板塊初始聚合的地方，基於大陸岩石圈(中央山脈地塊)與海洋岩石圈(菲律賓海板塊)的密度差異，菲律賓海板塊最前緣的弧前基盤向西俯衝(*underthrust*)至中央山脈地塊下方(圖 2-4；Shyu et al., 2005a；Shyu et al., 2011)，形成向西傾的活動斷層系統，例如：沿著恆春半島東緣分布的太麻里海岸構造(Taimali coastline structure；Shyu et al., 2005b；Shyu et al., 2016；陳文山等，2019)，以及沿東南外海花東海脊背斜東緣破裂的西傾斷層(圖 2-5；Chang et al., 2002；Lundberg et al., 1997；Malavieille et al., 2002)，此向西傾的活動斷層系統可能為中央山脈斷層系統形成的初始階段(*initiation*；Shyu et al., 2011)。

值得注意的是，弧前基盤的運動行為可能受到深部歐亞板塊的板塊幾何變化影響。Huang et al. (2014a) 根據 P 波的速度分析發現，歐亞板塊的頂面在 23.2°N 處(約在花東縱谷的池上、富里附近)具有轉折(圖 2-6)。在 23.2°N 以南，歐亞板塊前緣的傾角較緩、位置相較凸向東側，因此當弧前基盤初始向西往中央山脈地塊俯衝時，會在約 40 至 60 公里深處受到歐亞板塊的阻擋(圖 2-4；Shyu et al., 2011；Wu et al., 2009)，Shyu et al. (2011)推測此可能為導致在臺東-池上一帶，弧前基盤改為向東俯衝至海岸山脈之下的原因(圖 2-7；Shyu et al., 2011)，而在弧前基盤與海岸山脈交界面所形成的向東傾的活動斷層系統，即為縱谷斷層系統的初始形成階段。



當向西傾的中央山脈斷層系統與向東傾的縱谷斷層系統皆於花東縱谷的最南端形成後，隨著菲律賓海板塊持續相對中央山脈地塊往西北方聚合，弧前盆地的寬度由原本約 100 公里寬，減少為小於 10 公里寬，且弧前基盤已幾乎完全俯衝至東西兩側之下(圖 2-1、圖 2-7)。因此花東縱谷縫合帶亦由先前以弧前基盤向下俯衝至深部為主的構造環境，轉換為在臺東以北以弧陸碰撞為主的構造環境(Malavieille et al., 2002；Suppe, 1981)。在弧陸碰撞作用下，中央山脈地塊與海岸山脈分別自花東縱谷的西、東兩側，沿著原已形成於臺東-池上以南的中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統弱面向上逆衝至花東縱谷的淺部(圖 2-1；Shyu et al., 2005a)，碰撞過程的逆衝作用除了導致兩斷層系統在弧前基盤以上的淺層沉積岩體中開始產生空間重疊與互動之外(Huang and Wang, 2022；Lee et al., 2014)，也在花東縱谷地表處形成由南往北一系列的活動構造地形以及同震地表破裂。

透過觀察花東縱谷內活動構造證據由南而北的空間分布，能有助於了解中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間，隨碰撞時間演化的幾何互動過程。受到斜向弧陸碰撞架構的影響，中央山脈地塊與菲律賓海板塊間的碰撞中心以每百萬年約 90 公里的速率沿著海岸山脈的走向南移(圖 2-8；Suppe, 1981)，因此若根據花東縱谷長約 150 公里的長度換算，則沿著花東縱谷由南而北的活動斷層幾何變化，將能夠反映自初始碰撞時至約 2 百萬年以內的活動構造幾何演化過程。為了解中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統由南而北的幾何關係變化，以及其在近 2 百萬年內隨弧陸碰撞的演化過程，本文將於下一節簡介此兩活動斷層系統由南而北的活動證據空間分布，其中包含活動構造地形、同震地表破裂，以及震源與餘震分布等。

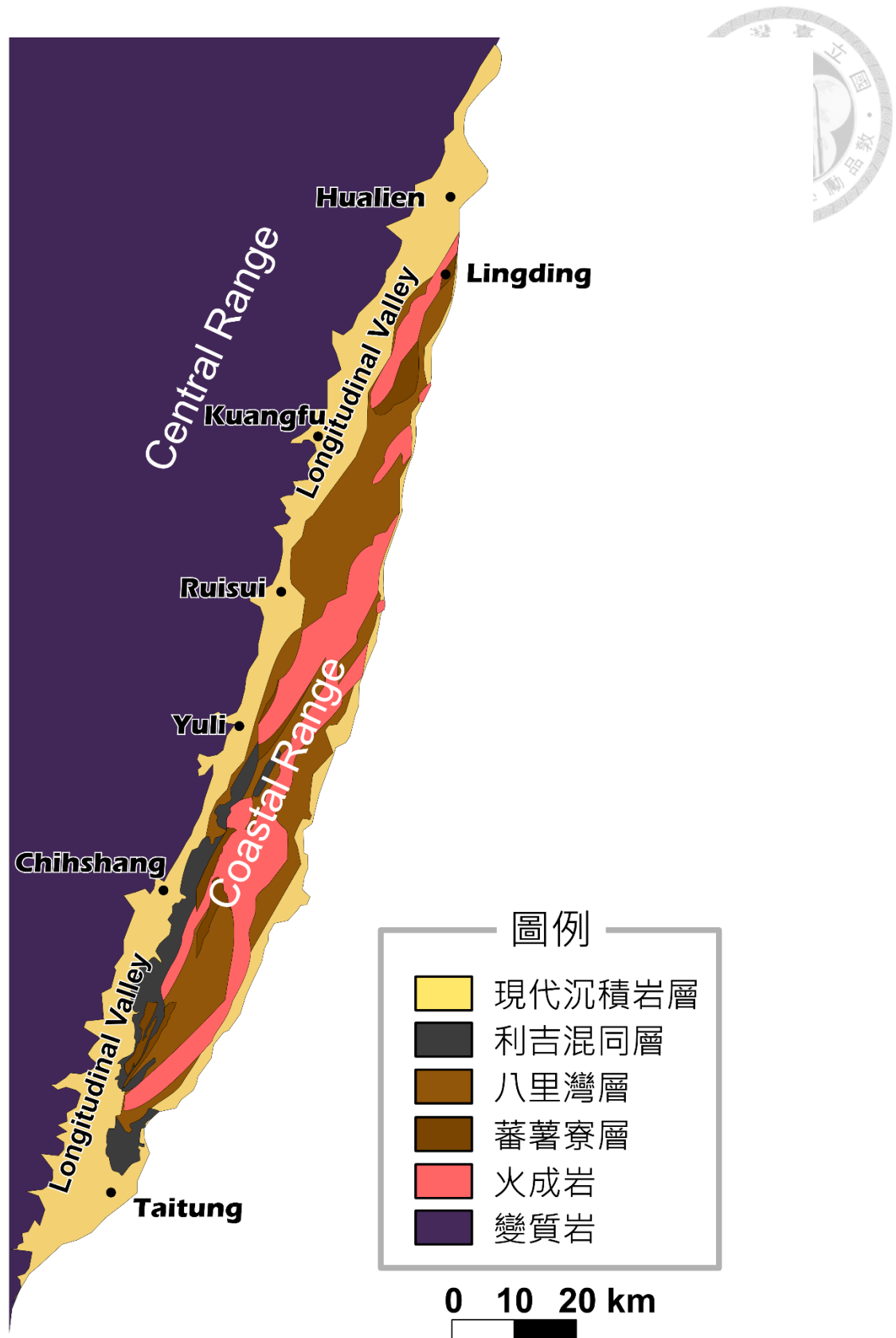


圖 2-3 花東縱谷縫合帶周邊的岩性組成。修改自王源與陳文山(1993)。

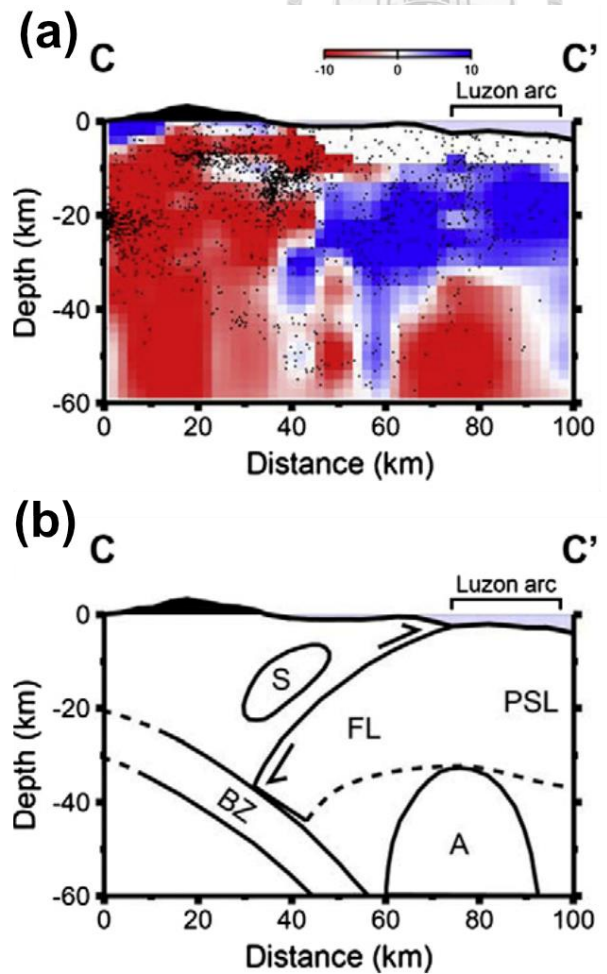
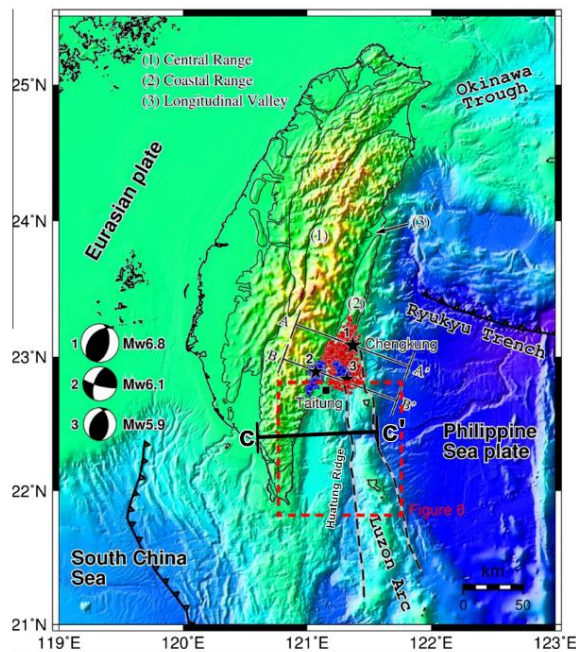


圖 2-4 臺灣東南外海的地震速度剖面圖。圖(a)為 P 波初動演算法(V_p perturbation)之速度剖面，藍色為高速區、紅色為低速區。圖(b)為根據圖(a)所繪製的板塊幾何解釋。菲律賓海板塊西緣的高速區(FL)向西逆衝至中央山脈地塊的低速區之下。BZ：歐亞板塊向東隱沒之班尼奧夫帶、FL：弧前基盤(forearc lithosphere)、PSL：菲律賓海板塊、S：地震群，可能與初始形成的中央山脈斷層相關、A：低速區，可能代表菲律賓海板塊的淺部軟流圈，或是呂宋島弧下方上湧的岩漿。引自 Shyu et al. (2011)。

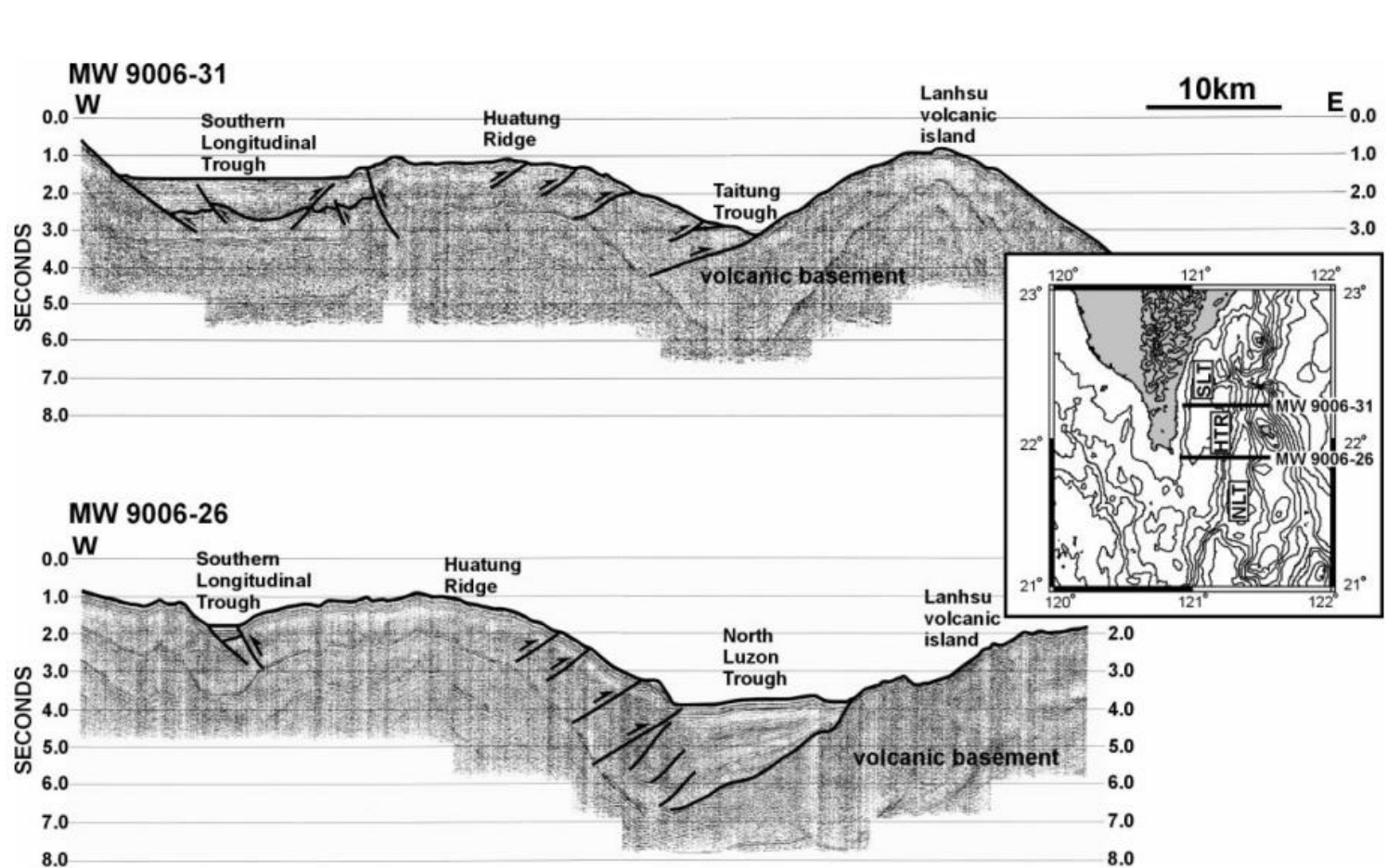
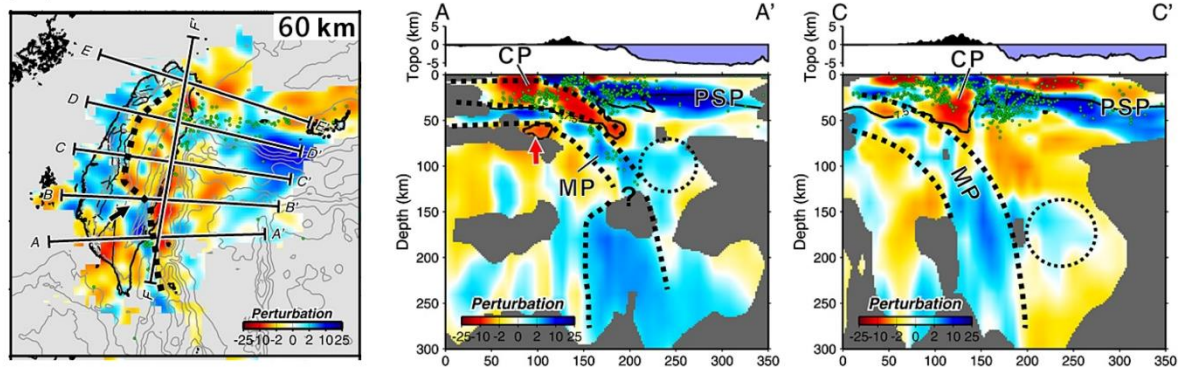


圖 2-5 臺灣東南外海花東海脊的震測剖面。臺灣東南外海為中央山脈地塊與菲律賓海板塊初始聚合的地方，而花東海脊為此兩板塊之間最明顯的海底構造地形。位在花東海脊的東側具有向西傾的斷層構造，其可能為弧前基盤向西俯衝所形成的西傾斷層系統中的一個斷層分支。引自 Chang et al (2002)。

(a)



(b)

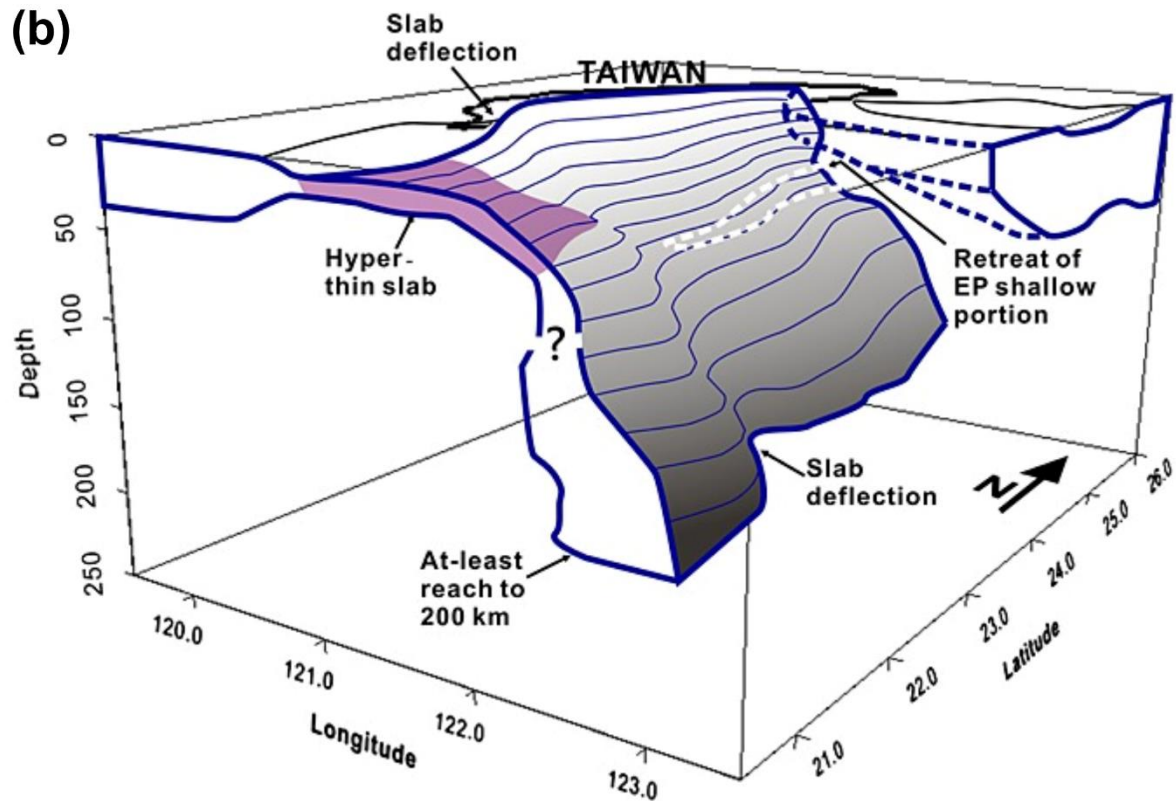


圖 2-6 歐亞板塊在臺灣島附近的板塊幾何。圖(a)為臺灣島下方 60 公里深處的 P 波初動演算法(V_p perturbation)之速度平面圖，以及位在 23.2°N 以南的 AA'剖面 and 位在 23.2°N 以北的 CC'剖面。圖(b)為歐亞板塊幾何示意圖。歐亞板塊的頂面幾何轉折於 23.2°N 處，大約位於花東縱谷的池上、富里附近，在 23.2°N 以南，歐亞板塊於深部的傾角較緩，在 23.2°N 以北的傾角則較陡。引自 Huang et al. (2014)。

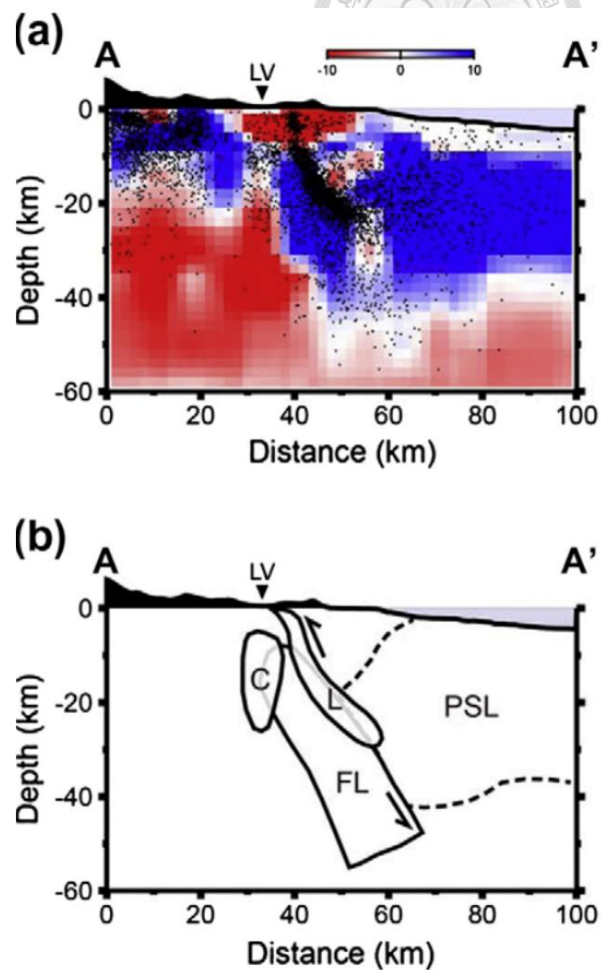
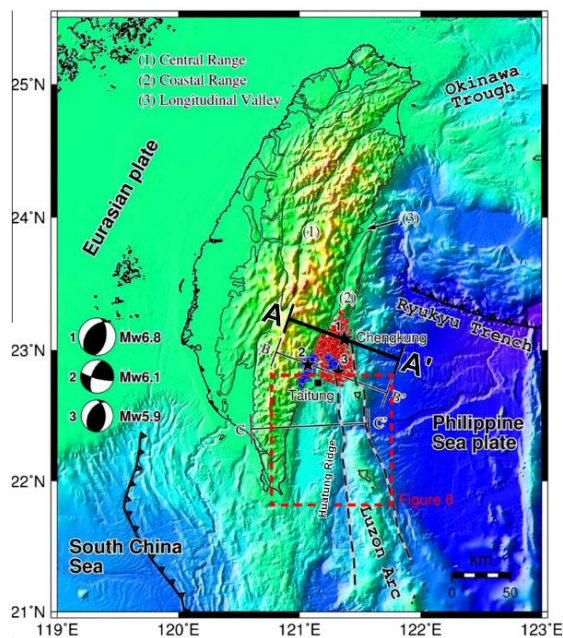


圖 2-7 花東縱谷池上附近的地震速度剖面圖。圖(a)為 P 波初動演算法(V_p perturbation)之速度剖面，藍色為高速區、紅色為低速區。圖(b)為根據圖(a)繪製的板塊幾何解釋。菲律賓海板塊前緣的弧前基盤高速區(FL)向東俯衝至海岸山脈之下，並於兩者的邊界發育向東傾的縱谷斷層系統。FL：弧前基盤(forearc lithosphere)、PSL：菲律賓海板塊、C：中央山脈斷層系統的地震群、L：縱谷斷層系統的地震群。引自 Shyu et al. (2011)。

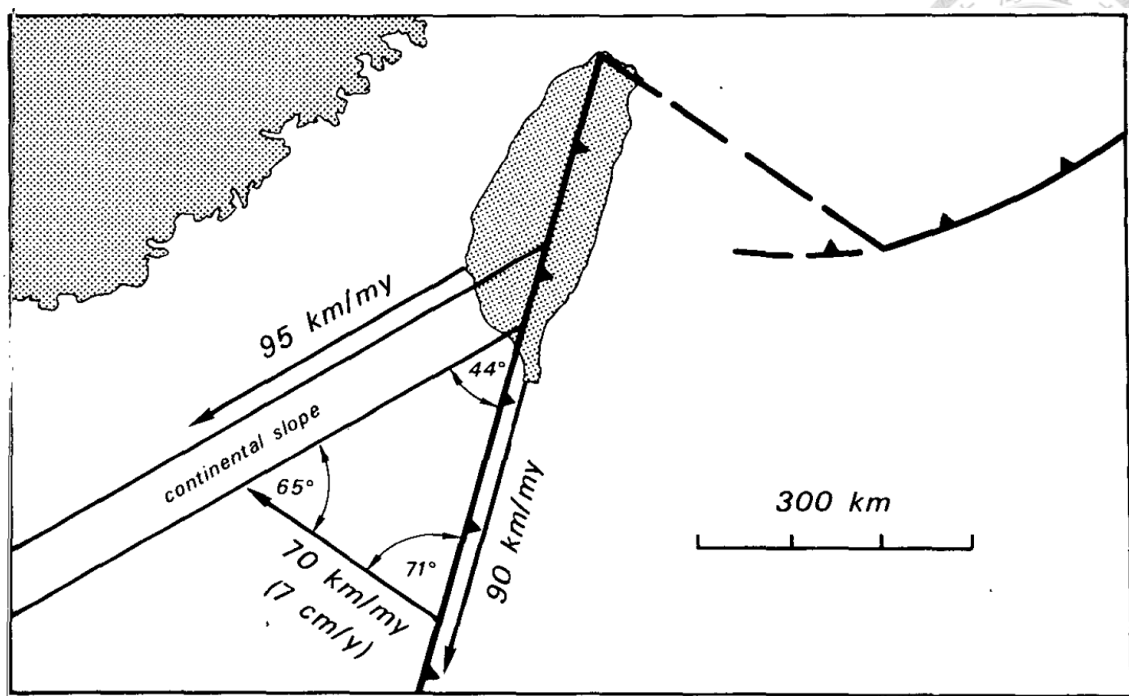


圖 2-8 弧陸碰撞中心的移動速率。Suppe (1981)根據菲律賓海板塊相對歐亞板塊 70km/my 的聚合速率(Seno, 1977)，以及聚合方向與歐亞板塊邊緣和海岸山脈之間的夾角，以正弦定理計算出弧陸碰撞中心沿海岸山脈向南移動的速率為 90km/my。引自 Suppe (1981)。

2.2 花東縱谷由南而北的活動斷層證據

如上節所述，根據斜向弧陸碰撞的地體架構，臺東至池上間的縱谷縫合帶構造為弧陸碰撞作用中較初始的階段。位在池上附近的 2003 年成功地震 (圖 1-2；Kuochen et al., 2007；Shyu et al., 2011；Wu et al., 2006a) 以及位在臺東附近的 2006 年臺東地震(Shyu et al., 2011；Wu et al., 2006b)即為此一階段中的兩個重要的地震事件。此兩地震事件的震源-餘震分布剖面顯示，不論是縱谷斷層系統抑或是中央山脈斷層系統，兩者在臺東至池上間皆為活躍的斷層構造。其中，根據活動構造地形與大地衛星測量判釋，縱谷斷層系統延伸至地表的活動斷層包括沿著海岸山脈西緣破裂並向東傾的縱谷斷層，以及位在卑南山西側向東傾的鹿野斷層(圖 2-9；陳文山等，2008；Shyu et al., 2008)；而中央山脈斷層系統的主斷層則可能隱伏於縱谷斷層下方而未直接出露於地表。雖然中央山脈斷層系統在此段並未形成連續且明確的地表活動構造特徵，不過 Shyu et al. (2006)認為，在臺東-池上之間存在的許多源自中央山脈的主要河流沖積扇階(例如：池上附近的卑南溪沖積扇具有高達 15 公尺的沖積階崖(Chang et al., 1994)，應為中央山脈斷層系統活動於近地表處形成的相關地形特徵。

隨著弧陸碰撞持續進行，沿著花東縱谷往北，在池上至瑞穗之間，縱谷斷層系統與中央山脈斷層系統皆於地表形成一系列明確且連續的活動構造特徵(圖 1-3)。其中，縱谷斷層系統延伸至地表最直接的活動證據即為 1951 年花東縱谷地震序列的同震地表破裂。透過震後的野外調查發現，此地震事件之同震地表破裂的分布範圍可自池上向北延伸至光復的自強監獄一帶(Hsu, 1962；Shyu et al., 2007)，並且在富里至東里之間，位在同震破裂跡的東側存在北北東走向的斷丘地形(富里山、馬加祿山、牛突山)，為斷層作用所形成的長期活動構造地形(圖 2-10；陳文山，1993)。而中央山脈斷層系統在地表的活動證據，則為位在中央山脈東翼前緣、具有底岩出露的構造抬升河階群，其分布範圍的最南端亦由池上開始，並可往北延伸至瑞穗，當中最明顯的河階地形為位在瑞穗的舞鶴臺地背斜，其頂面距離河床約 170 公尺

高(Shyu et al., 2006)，以上具底岩出露的河階構造地形證據，顯示中央山脈斷層系統於池上至瑞穗之間為長期穩定活動至地表的活動斷層系統。綜合以上證據，在池上至瑞穗之間的縱谷斷層系統與中央山脈斷層系統皆為長期穩定活動至地表的活動斷層系統。

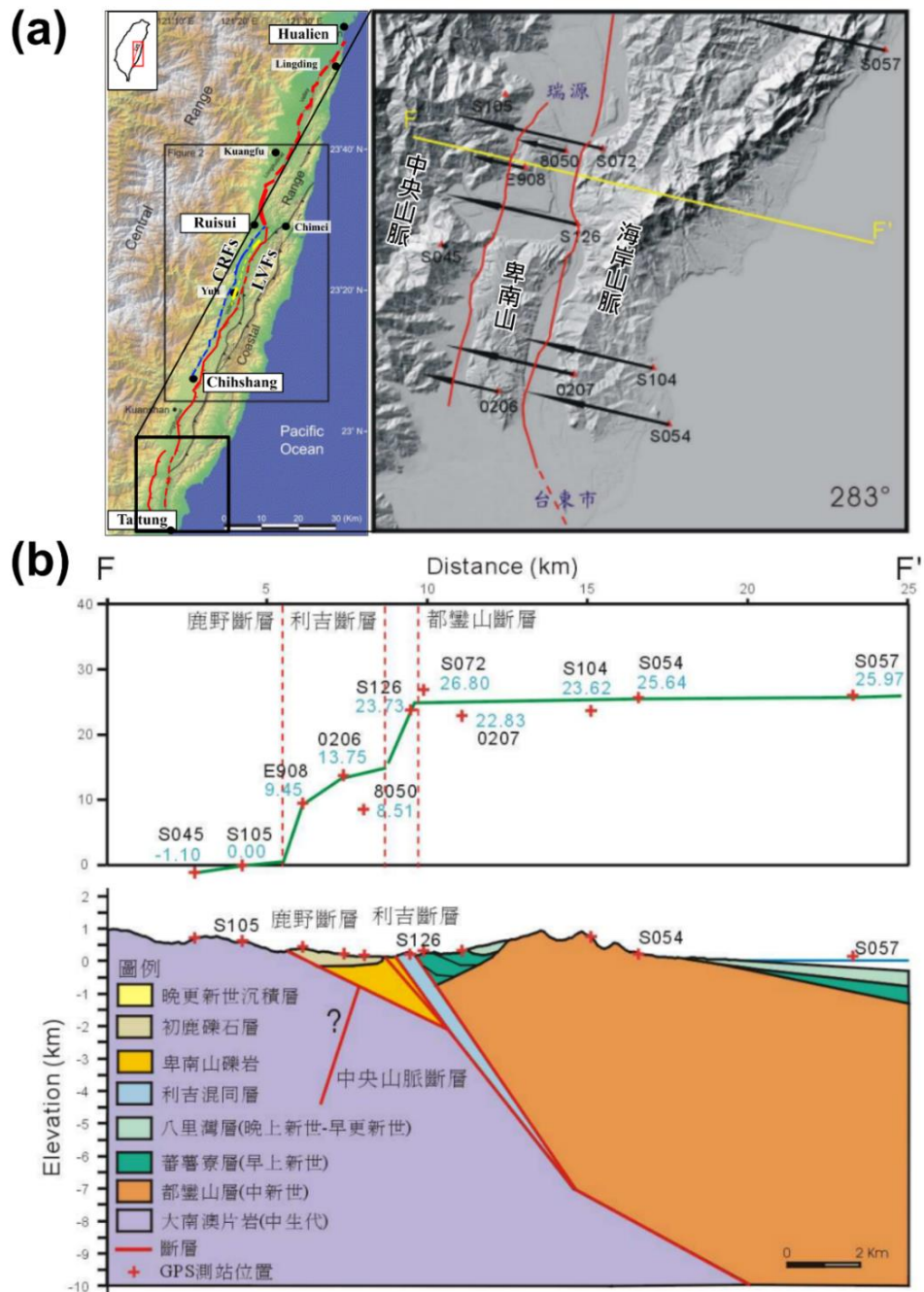


圖 2-9 臺東至池上間的活動斷層與跨斷層之 GPS 水平速度變化。縱谷斷層(利吉斷層)的水平變形速率約為 13 mm/yr，鹿野斷層約為 13.8mm/yr。修改自陳文山等(2008)。

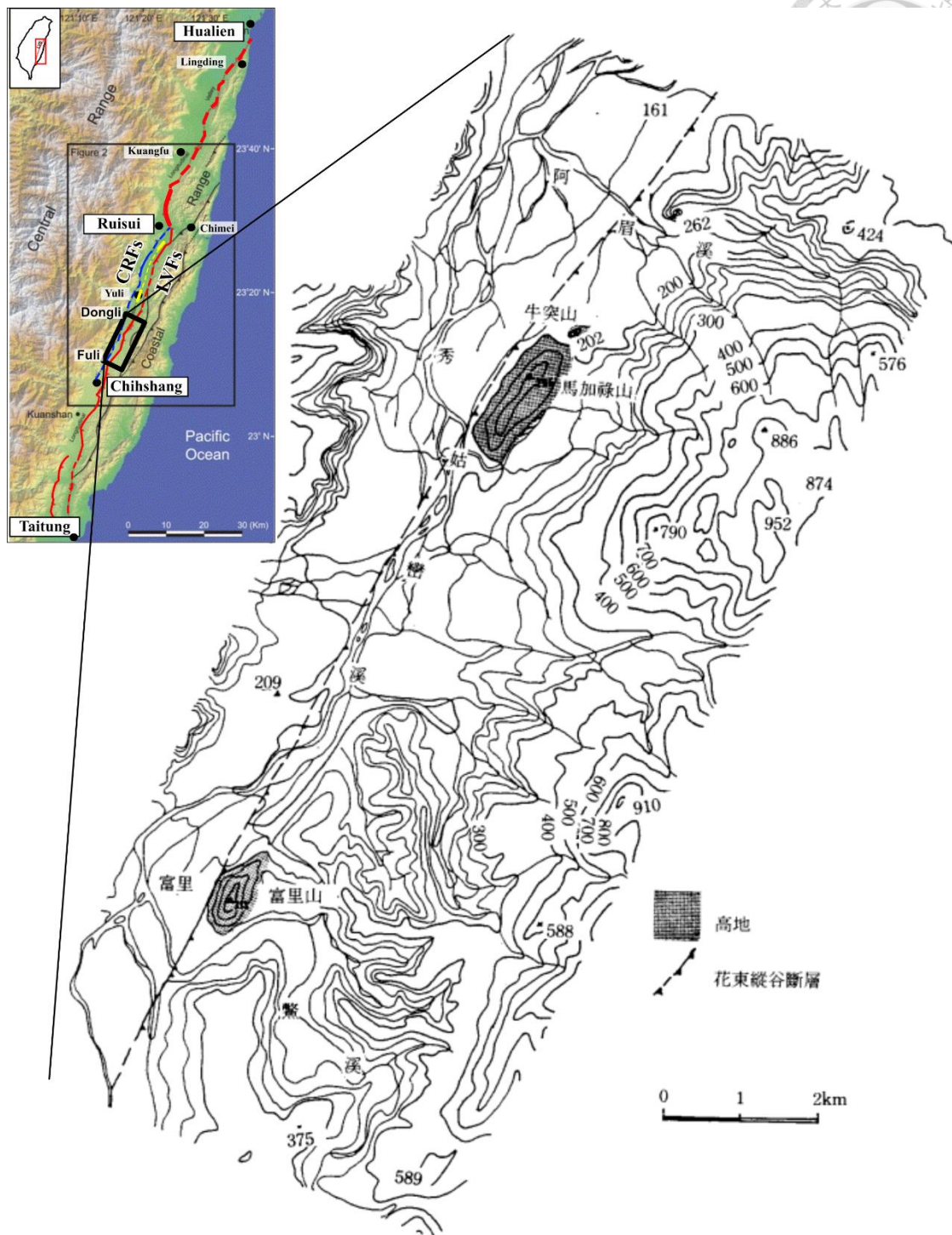


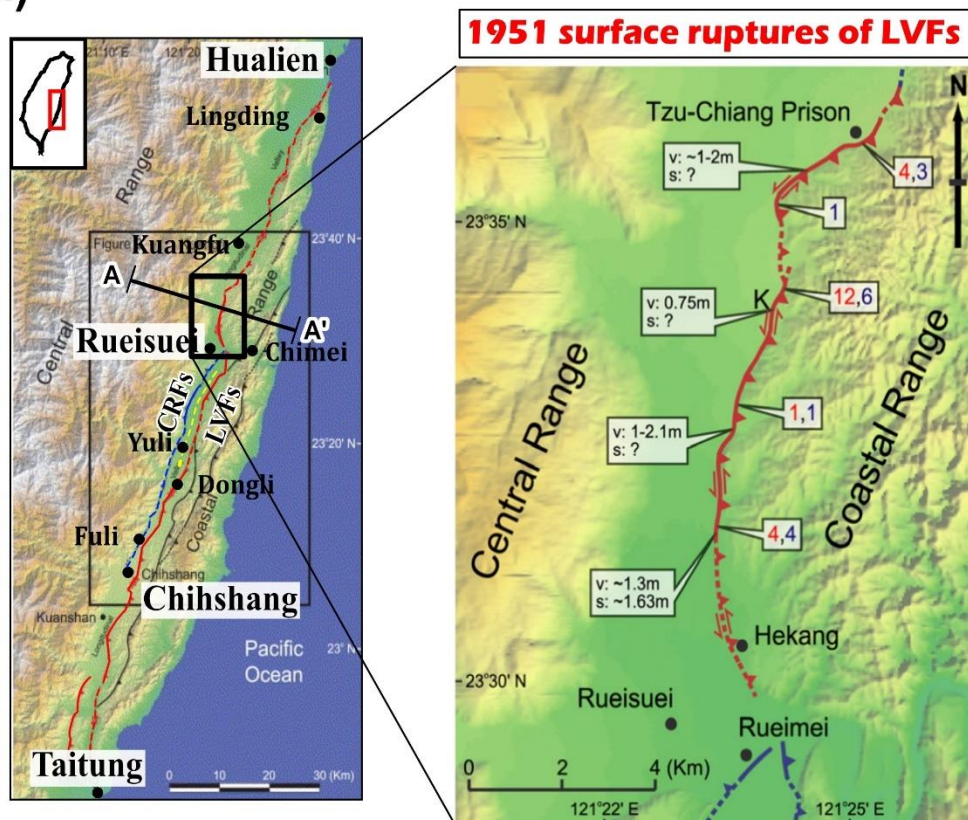
圖 2-10 富里至東里之間位在縱谷斷層東側的活動構造斷丘。由南至北為富里山(高於平地 80 公尺)、馬加祿山(高於平地 70 公尺)，以及牛突山(高於平地 30 公尺)。修改自陳文山(1993)。

沿縱谷繼續往北，於瑞穗以北至花蓮市以南一帶，縱谷斷層系統與中央山脈斷層系統在近地表的表現與瑞穗以南有很大的變化。

如上所述，在花東縱谷的東側，縱谷斷層系統於 1951 年 11 月花東縱谷地震序列中的同震地表破裂可由瑞穗向北延伸至光復的自強監獄(圖 2-11a; Hsu, 1962; Shyu et al., 2007)，顯示縱谷斷層在瑞穗-光復之間的淺部活動深度可延伸至縱谷東側的地表位置。而在花東縱谷的西側，中央山脈斷層系統在瑞穗至光復之間雖未有明確的地表活動構造證據(Shyu et al., 2006)，但 2013 年瑞穗地震顯示中央山脈斷層系統仍然以盲斷層的型態活動於此段的花東縱谷之下。透過 2013 年瑞穗地震的震源與餘震分布垂直剖面可發現(圖 2-11b; Lee et al., 2014)，瑞穗地震的主震發生於中央山脈斷層面上，且餘震分布最頂部的位置恰好停止於中央山脈斷層與縱谷斷層投影面的交叉處，說明中央山脈斷層系統在瑞穗-光復之間隱伏於縱谷斷層與海岸山脈的下方(Chuang et al., 2014; Lee et al., 2014)。

光復以北至海岸山脈最北端的嶺頂之間，由於花東縱谷兩側的地表皆缺乏明確的逆移斷層露頭與同震地表破裂證據(徐鐵良，1955; Shyu et al., 2006)，因此難以直接觀察中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間的空間互動關係。不過，值得注意的是，透過分析地震與同震地表破裂的分布，前人研究顯示在花東縱谷最北端的嶺頂至花蓮市一帶，中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間的斷層幾何又再度產生變化。以 2018 年花蓮地震為例，其主震發生於位在花蓮市東北方地下 6 公里深且向西傾的斷層面之上(Lee et al., 2019)，當此西傾斷層錯移之後，亦誘發其上方向東傾的米崙斷層與嶺頂斷層(最北端的縱谷斷層)的最北端產生淺層破裂(圖 2-12a; Kuo et al., 2019; Lee et al., 2019)，說明向西傾的中央山脈斷層系統演化至花蓮市一帶可能已將向東傾的縱谷斷層系統截切，不再如瑞穗-光復之間隱伏於縱谷斷層系統之下(圖 2-12b; Huang and Wang, 2022; Yen et al., 2019)。

(a)



(b)

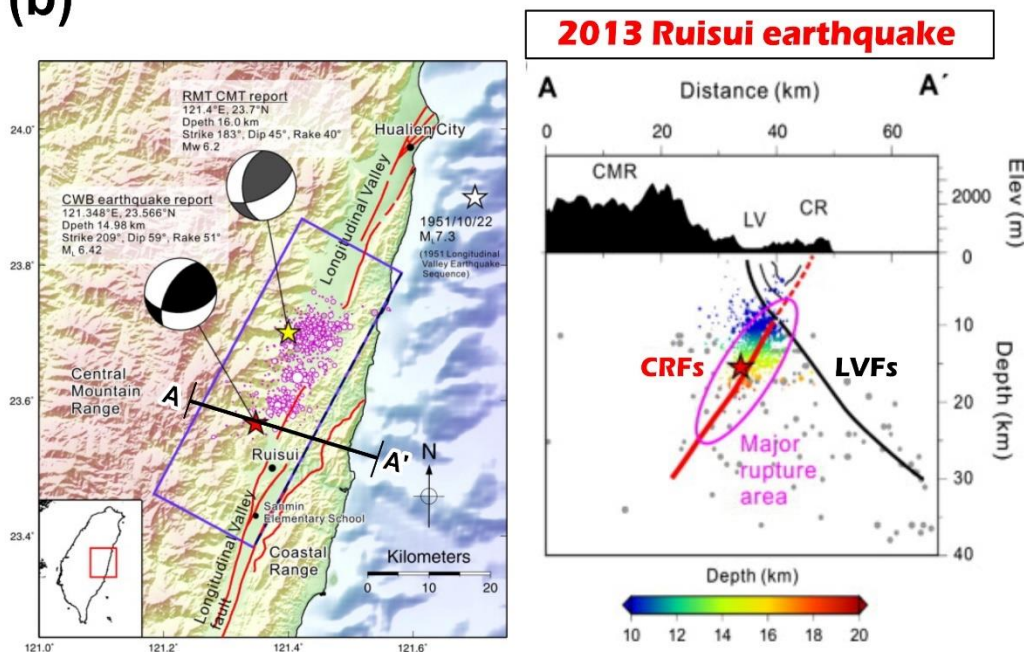
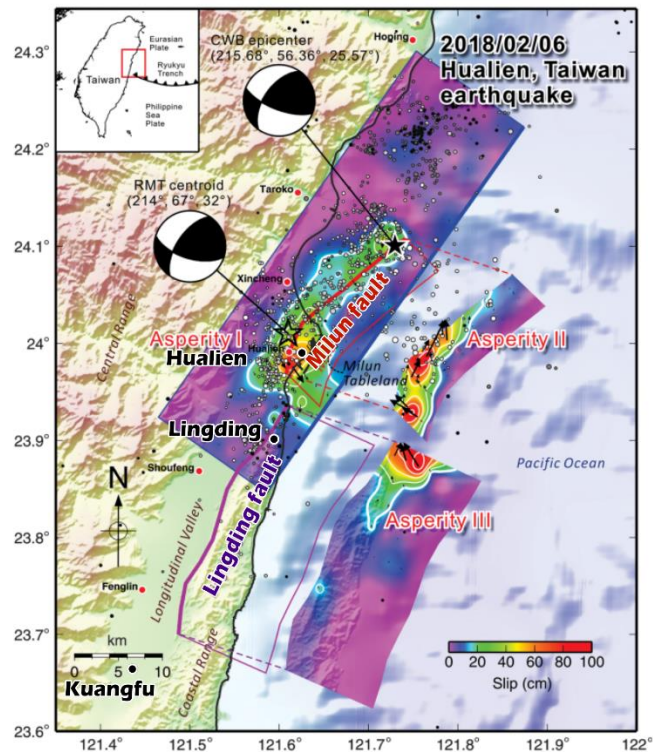


圖 2-11 瑞穗至光復之間的斷層活動證據。圖(a)為 1951 年花東縱谷地震序列的同震地表破裂位置，顯示縱谷斷層系統在瑞穗至光復之間為活躍至地表。修改自 Shyu et al. (2007)。圖(b)為 2013 年瑞穗地震的震源-餘震分布圖，顯示中央山脈斷層系統於瑞穗至光復之間隱伏於縱谷斷層下方。修改自 Lee et al. (2014)。

(a)



(b)

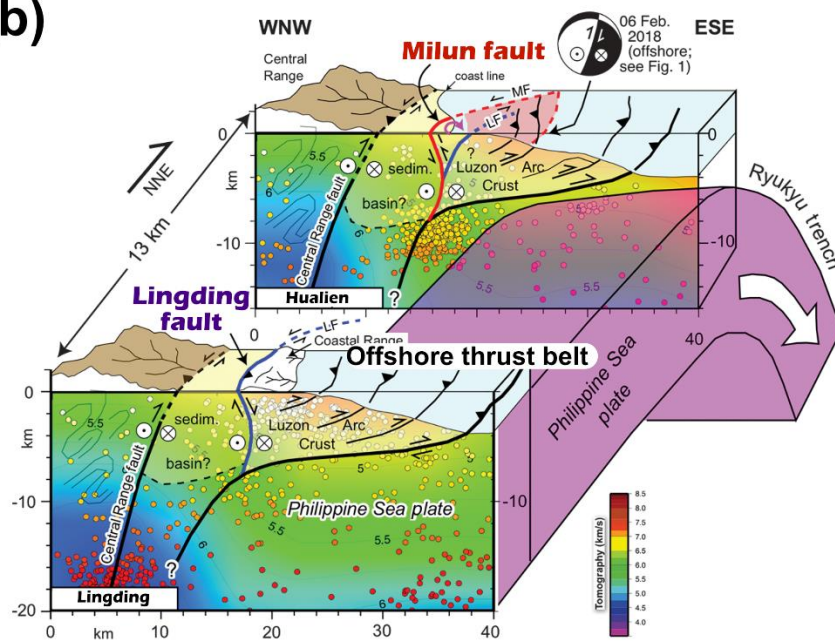


圖 2-12 嶺頂至花蓮市之間的活動斷層構造。圖(a)為 2018 年花蓮地震事件的同震斷層位移分布。2018 年花蓮地震起源於一向西傾的孕震斷層，並誘使其上方向東傾的米崙斷層與嶺頂斷層產生淺層破裂行為。修改自 Lee et al. (2019)。圖(b)為向西傾的主震孕震斷層、向東傾的米崙斷層與嶺頂斷層(最北端的縱谷斷層)之活動構造幾何模型。2018 年花蓮地震顯示，向西傾的中央山脈斷層系統不再隱伏於縱谷斷層系統之下，並且可能在縱谷深部向臺灣東部外海延伸。修改自 Yen et al. (2019)。



綜合以上文獻可以發現，向西傾的中央山脈斷層系統及向東傾的縱谷斷層系統，自臺東開始皆已具有活動性，且兩者間的活動幾何架構沿著花東縱谷由南往北有所不同。其大致由南向北演化的順序為：中央山脈斷層系統隱伏於縱谷斷層系統下方(臺東至池上)、中央山脈斷層與縱谷斷層皆活躍至地表(池上至瑞穗)、中央山脈斷層系統再度隱伏於縱谷斷層系統之下(瑞穗至光復)；然後，在光復至嶺頂間缺乏斷層幾何互動相關證據的情況下，最後過渡並轉換為在花東縱谷最北段中央山脈斷層系統疑似將縱谷斷系統截切的斷層幾何(嶺頂至花蓮)。由於在光復至嶺頂間的活動斷層系統幾何架構無法經由地表地質調查成果直接推論，因此本研究欲以砂箱模型模擬的方式，尋找花東縱谷縫合帶隨碰撞作用進行時，中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間可能的連續幾何互動演化過程。

第3章 研究方法

為模擬花東縱谷縫合帶的活動斷層系統互動過程，本研究透過拉動式砂箱模型模擬花東縱谷縫合帶由南而北的聚合作用與活動構造演化。砂箱模型的初始條件設定參考 Shyu et al. (2005a) 的雙重縫合帶模型的板塊架構，將中央山脈與恆春半島設定為中央山脈地塊並作為模型的上部板塊，下部板塊則為菲律賓海板塊，包含弧前盆地與臺灣東部外海的火成岩基盤與沉積岩層，以及島弧火山岩體(圖 2-1)。砂箱底拖帶的拉動方向，為類比菲律賓海板塊在花東縱谷相對中央山脈地塊約往西北方運動的聚合方向。由於花東縱谷縫合帶在約短短 10 公里的距離內，即涵蓋中央山脈變質岩、縱谷沉積岩，以及海岸山脈火成岩等多樣的岩性種類變化(圖 2-3；王源與陳文山，1993)，因此本研究在模型中亦使用三種不同力學強度的實驗材料(石英粉混砂、石英砂，以及玻璃微珠)，類比岩性強度差異對真實縱谷構造演化的影響。此外，在實驗過程中，本研究也加入與板塊聚合同時進行的沉積與侵蝕作用，以模擬臺灣東側在天然環境下強烈的侵蝕與堆積作用。

本章將首先在 3.1 節簡介二維砂箱模擬的背景與發展，說明其用於初步探討縱谷縫合帶斷層互動關係的優勢。然後，在 3.2 節介紹本研究模型中所使用的實驗材料基本物理參數(包含顆粒外形、體積密度、內聚力，以及內摩擦角角度)，並說明相似性原則如何結合實驗材料的物理參數，以計算模型對應真實自然原型的時空比例。接著，在 3.3 節中說明本研究整體的實驗模型設計。最後，在 3.4 節簡介實驗影像結果的後處理分析方法。

3.1 砂箱模擬簡介

構造模型模擬一般可以分為物理實驗模型模擬或電腦數值模型模擬(numerical modeling)，而本研究所使用的砂箱模擬方法即為物理實驗模型模擬方法中的一種。

物理實驗模型模擬為藉由觀察自然界中的地質條件，將現實地質參數經由相似性原則縮小時空比例並適當簡化，以建立其相對應的實驗模型(Hubbert, 1937)，然後透過施予模型板塊動力，並觀察實驗材料的運動過程，以類比與探討真實自然界斷層構造的演化。相比於電腦數值模型模擬，物理實驗模型模擬的優點，為能夠較快速、簡單地根據自然物理力學直接獲取定性的實驗結果，進而掌握模型構造系統整體性的活動趨勢和特徵(structural pattern)。此外，由於實驗材料於單位空間中的顆粒數量通常相較電腦數值模擬的網格密集，因此更能夠提供觀察較高解析的構造變形行為。物理實驗模擬的缺點，則為各次實驗模擬結果可能會因為實驗條件的控制變因難以完全重現(例如：空氣濕度等)，因此即使是相同設計的兩次實驗模擬結果之間，亦可能具有微小差異，僅能確保兩次相同實驗間的構造活動趨勢和特徵會具有可重複性。

另一方面，相比於物理實驗模型模擬，電腦數值模型模擬的優點，則為能夠完全重現實驗結果，進而完成精準的定量分析。缺點則為當模擬對象的構造變形過度複雜時，電腦數值模擬較容易面臨解算困難，例如：網格格點於運動過程中產生交集而難以解算運動方向、現實中斷層產生破裂的確切臨界值難以預先推知並設定等(Gray et al., 2014)，導致在模擬複雜的構造運動時，需要花費較長的時間資源以建立初步的構造模型。綜合以上物理實驗模型與電腦數值模型的特性，由於物理實驗模型能利用自然物理力學，快速測試不同地質變因所導致的模擬結果變化，因此較適合用於建立一地質區域的初始構造模型，以節省模型模擬的時間成本，而電腦數值模型則更適合使用於後續進行精確的構造應變定量分析。

為初步探討花東縱谷縫合帶內中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統向上延伸於近地表約十公里內的定性幾何互動行為，並且基於花東縱谷縫合帶的構造環境已

由弧前基盤向深部俯衝主控的深部構造活動機制，轉換為因弧陸碰撞而向上逆衝的相對淺部的構造活動機制，因此本研究選用物理實驗模型中的砂箱模型模擬作為研究方法。

其中，砂箱模型又可以根據模擬的空間尺度區分為三維砂箱模擬與二維砂箱模擬。與三維砂箱模擬相比，由於二維砂箱在模擬過程中，可以直接透過砂箱兩側的透明玻璃面板，連續且視覺化地呈現地底構造活動行為隨著時間的變化(e.g. Bonnet et al., 2007; Malavieille & Trullenque, 2009)，因此能夠更加直觀地設計與真實地質構造相似的模型，並具備極佳的調整彈性。根據以上考量，本研究選擇使用二維砂箱模擬作為初步探索中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統空間互動過程的研究方法。

砂箱物理實驗模擬的起源最早可以追溯自 19 世紀初。Hall (1815)首先透過厚布層作為實驗模擬材料，並對厚布層施予側向水平應力，使其形成褶皺。由於實驗結果可與現實中的褶皺幾何良好匹配，因此說明水平應力對於褶皺發育具有重要影響。19 世紀後葉，不同於早期僅以褶皺的幾何作為研究主體，Daubree (1879)利用石蠟(wax)作為模擬材料，並施予側向應力使蠟層擠壓變形產生疊瓦狀的破裂結果，為前人研究中首次形成可類比增積岩體內部構造的斷層幾何。Cadell (1889)將不同的脆性材料加入實驗模型之中，發現逆衝斷層之斷層面會傾向實驗施予擠壓應力的方向，並往相反應力來源的方向生長(圖 3-1)。這些早期的實驗即奠定了現今砂箱模型的基本架構，即利用脆性或塑性材料以物理實驗模擬岩石圈內的地質構造運動，並統稱為砂箱模型或類比模型(analogue model)。

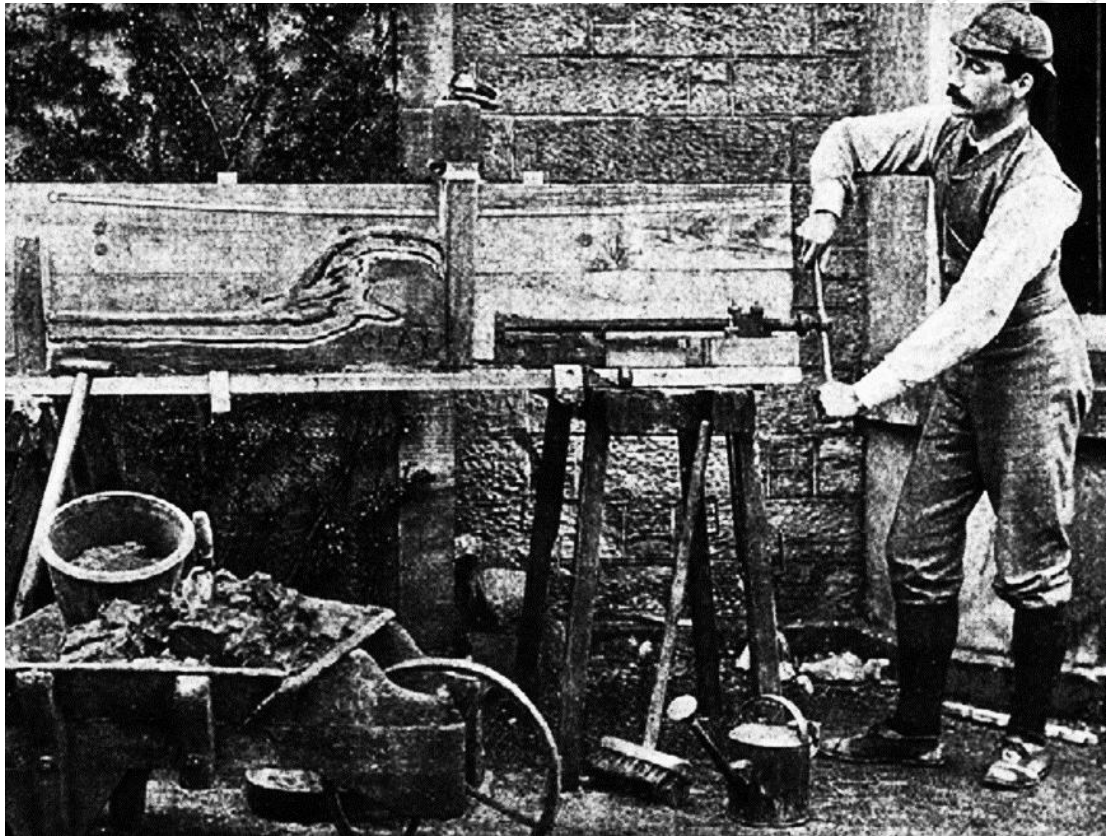


圖 3-1 19 世紀的推動式砂箱模型。Cadell(1888)使用脆性材料與推動式砂箱觀察斷層破裂行為，其由照片右側提供模型擠壓應力，使原本水平的材料層破裂，形成向右側傾斜的逆衝斷層系統。引自 Cadell(1889)。

現今主要的砂箱模型按照其動力形式可以分為推動式模型和拉動式模型。以上介紹的 19 世紀物理模型實驗，皆屬於推動式模型，其透過施予單側側向應力使材料產生變形，一般用以模擬塊體間的碰撞或拉張運動。推動式模型的實驗設計，主要將可變形材料放置於一固定底面，並且於側向固定三個面，僅保留單側將剛體檔板與動力來源連接，當檔板推進或遠離砂箱內的可變形材料時，材料即受擠壓或拉張而變形(圖 3-1；Ballard et al., 1987; Mulugeta, 1988)。

相較於推動式模型，拉動式模型則較常用於模擬板塊隱沒作用產生的變形行為(Davis et al., 1983; Malavieille, 1984；Malavieille et al., 2016)。拉動式模型的基本組成主要具有三個部分，分別為剛體檔板(rigid rear wall)、底拖帶(conveyor belt)，以及底拖帶上的可變形材料(圖 3-2)。其中剛體檔板位於砂箱的後側，為材料運動的後阻體(backstop)，使材料無法直接移動至模型外部。此檔板可對應至現實隱沒

環境的上部板塊。砂箱底部的底拖帶，可對應至現實中隱沒的下部板塊或是基底滑脫面，底拖帶的一端將與動力來源連接，以模擬板塊的聚合應力。最後，可變形材料將放置於底拖帶之上，以代表下部板塊中的海洋沉積物等岩性組成。當馬達持續將底拖帶拉向背側剛體檔板，此時將於上下板塊間形成一速度不連續面(velocity discontinuity, or singularity)，導致材料因擠壓應力而產生變形，形成斷層。考量在花東縱谷縫合帶中屬於板塊初始聚合的東南外海，菲律賓海板塊的弧前地殼於縫合帶初始聚合時向西北方俯衝至中央山脈陸塊之下(Shyu et al., 2005a；Shyu et al., 2011)，本研究因而選用拉動式砂箱作為模擬工具。

retroside

proside

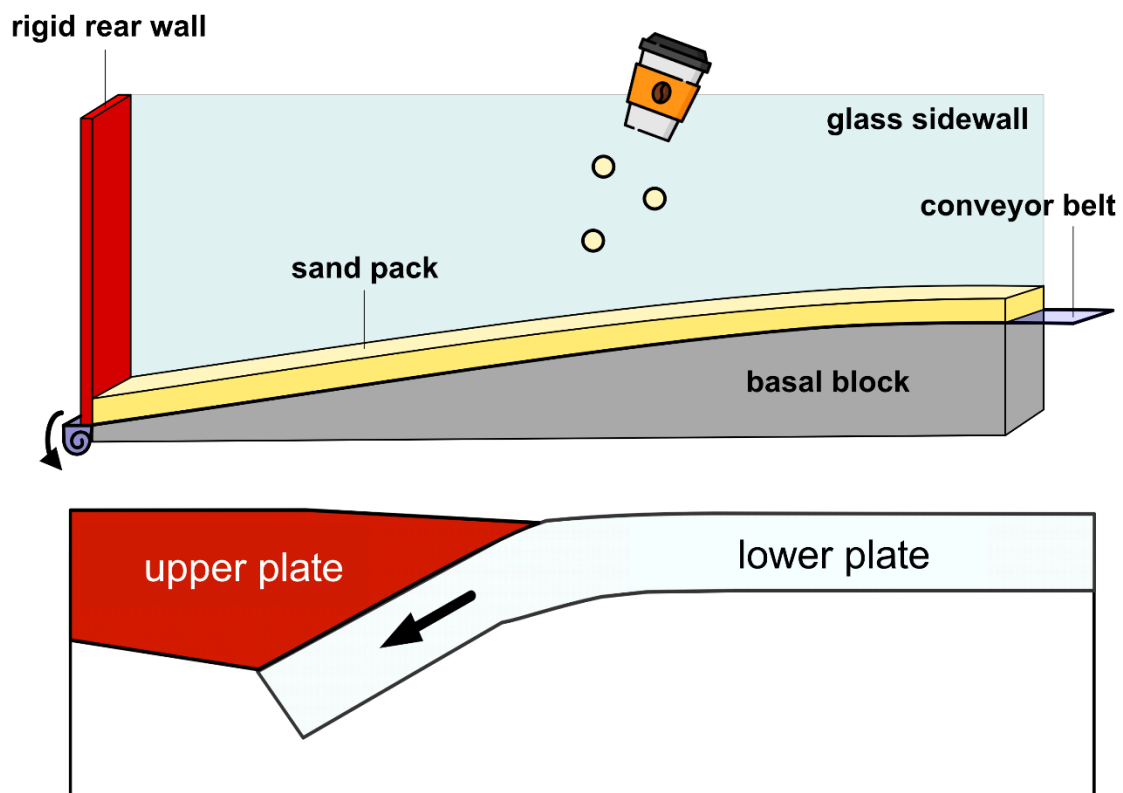


圖 3-2 拉動式砂箱模型示意圖。上圖為砂箱模型儀器，下圖為所對應之板塊架構。模型中上部板塊為左側之剛體檔板(紅色)；下部板塊則包含剛體基座(灰色)、底拖帶(淺紫色)，以及底拖帶上方代表隱沒板塊沉積物的砂層(黃色)。



自 20 世紀以來，砂箱研究協助地質學家掌握主要的地質物理變數對斷層幾何的影響。例如：上部板塊的前緣坡度(Gutscher and Kukowski, 1998；Kukowski et al., 1994)、基底滑脫面的摩擦係數(Malavieille et al., 1992；Mandal et al., 1997)、板塊斜向聚合的角度(Leever et al., 2011)、變形材料強度(Graveleau et al., 2011)、沉積作用與沉積速率(Storti and McClay, 1995)，以及侵蝕作用(Agarwal and Agrawal, 2004)等。了解各項變數對應的效果後，近代研究開始在單次砂箱模型中使用較複雜的變數組合，以模擬更真實的構造演化。舉例來說，阿爾卑斯造山帶由於具有強烈的侵蝕作用，難以直接透過地層回復法重建過去的構造運動歷史，因此 Bonnet et al. (2007) 透過砂箱模擬探究阿爾卑斯造山帶的構造演化；有鑑於阿爾卑斯造山帶的地質組成複雜，因此其對應的砂箱模型設定同時包含：既有正斷層弱面、類比多項岩石強度的模擬材料，以及地表之侵蝕與沉積作用等多樣的實驗變數(圖 3-3)。另一方面，以臺灣的構造運動為主題的砂箱研究中，Lu and Malavieille (1994)曾探討斜向碰撞對臺灣島增積作用的幾何影響，而 Lu et al. (1998)則接續前者的實驗成果，在模型中進一步加入大陸邊緣 S 形形狀的基盤高區，探討其存在對於臺灣島西部變形前緣斷層幾何發展的控制。如今，多變數的砂箱模型已於全球具有許多成功類比真實斷層構造的案例，給予當代地質學界解釋構造演化的創新想法(Dominguez et al., 1998; Dominguez et al., 2000；Gutscher and Kukowski, 1998；Lu and Malavieille, 1994；Malavieille et al., 2009；Malavieille et al., 2016；Malavieille et al., 2021)。

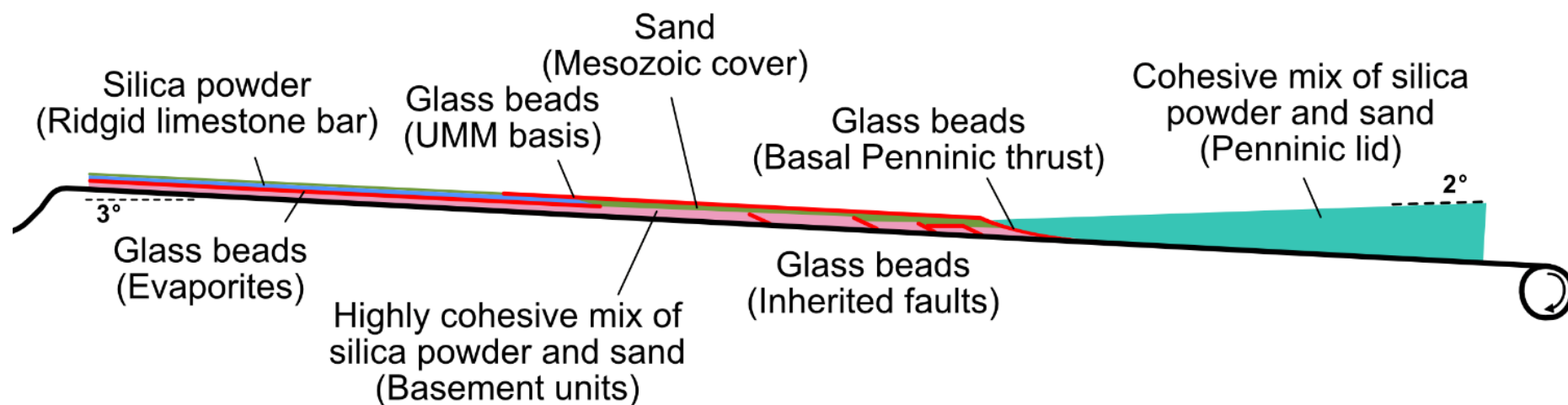


圖 3-3 阿爾卑斯造山帶的砂箱模型。Bonnet et al. (2007)的砂箱實驗使用多種相異強度的材料，模擬岩體的異質性與既有斷層弱面，並加入沉積和侵蝕作用，以更真實地模擬阿爾卑斯造山帶的構造演化歷史。修改自 Bonnet et al. (2007)。



3.2 模型比例與材料

3.2.1 實驗材料

與過去模擬範圍較大的臺灣造山砂箱模型相比(Lu and Malavieille, 1994; Lu et al., 1998), 本研究的模擬地點僅聚焦於花東縱谷縫合帶, 由於該地區岩性分布複雜, 於東西向僅五至十公里的狹窄寬度中, 涵蓋變質岩、沉積岩, 與火成岩的岩石強度變化(圖 2-3; 王源與陳文山, 1993), 且各岩性的幾何分布非為單純的水平層面。因此為模擬花東縱谷的相對岩性強度分布(圖 3-4), 本研究使用三種不同力學強度的材料進行模擬, 強度由強至弱依序為: 石英粉與砂之混合物、石英砂, 以及玻璃微珠, 本節將進一步說明此三者的材料性質。

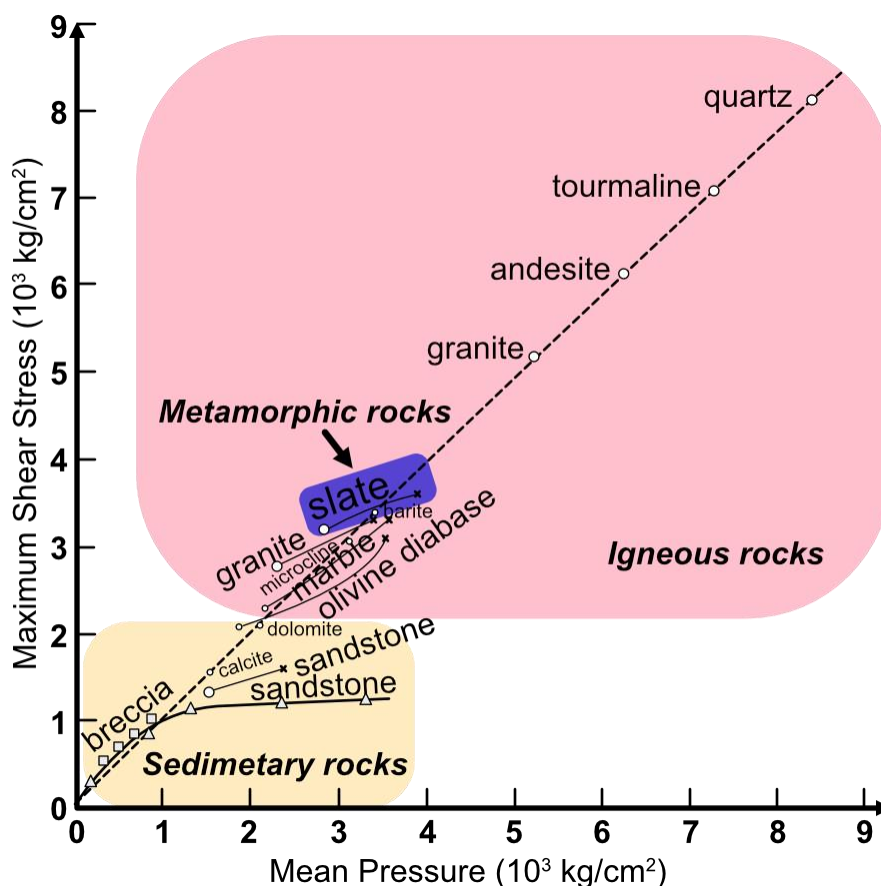


圖 3-4 異質岩石破裂強度比較。火成岩(粉紅色)與變質岩(紫色)所需的破壞應力為沉積岩(黃色)的2至3倍以上。圓點測量自 Bridgman(1918), 三角形點測量自 Karman (1911), 方形點量自 Jones(1945)。修改自 Robertson (1955)。

材料一、石英粉與砂之混合物 (the mixture of quartz powder and quartz sand)

石英粉具有高內聚力，因此為模擬高強度岩體的良好材料(Konstantinovskaia and Malavieille, 2005)。例如，前人研究曾以壓密的石英粉與砂的混合物類比阿爾卑斯造山帶中的變質岩(圖 3-3；Bonnet et al., 2007)或是海洋岩石圈的基盤火成岩(Malavieille et al., 2016)。

雖然許多期刊論文將石英粉稱作矽粉(Silica powder)(Bonnet et al., 2007；Malavieille et al., 2016；Rodrigues et al., 2009)，不過其指涉的材料與臺灣市面上所售的矽粉並不相同。事實上，矽粉可以按照是否為晶體分為兩類(Galland et al., 2006)：結晶型的矽粉(圖 3-5a)與非晶質的矽粉(圖 3-5b)。本研究所使用的石英粉即屬於結晶型的矽粉，因為其結晶外型呈現尖角狀，所以於壓密過後顆粒間鑲嵌緊密，難以產生相對滑移，故具有較高的內聚力。Galland et al. (2006)透過剪力測試(shear test)測量石英粉的材料係數，其內聚力約為 300Pa，內摩擦角為 45 度。高內聚力的特性使石英粉體可以形成 15 公分高的垂直崖壁而不因自身重力倒塌；由於個別矽箱實驗室不一定同時具備剪力儀以比較材料性質，因此過去文獻曾以垂直崖壁高比較高內聚力材料的內聚力大小(Rodriguez et al., 2009)。若將材料的最大垂直崖壁高進一步結合材料之內摩擦角，則可以估算內聚力量值(式 3-1；Montanari et al., 2017)。相對而言，臺灣市面指稱的矽粉為非晶質的矽粉，其顆粒外型接近圓球狀，內聚力僅約 10Pa，內摩擦角為 25 度(Galland et al., 2006)，因此於製備實驗材料時需要特別注意。

$$C = \frac{H_{MAX}(1-\sin\theta)\rho g}{4\cos\theta} \quad (\text{式 3-1})$$

C 為內聚力， H_{MAX} 為垂直崖壁最大高度， θ 為內摩擦角， ρ 為體積密度， g 為重力加速度。

本研究使用壓密的石英粉與石英砂混合物(以下簡稱為石英粉混砂)模擬花東縱谷縫合帶岩性較堅硬的中央山脈變質岩、海岸山脈火成岩，以及海洋岩石圈的基盤火成岩。所用的石英粉化學組成為二氧化矽，佔總體組成的 99.79%(表 3-1)，粒

徑大小約為 $45\mu\text{m}$ ，顆粒形狀於掃描式電子顯微鏡下呈現尖角狀(圖 3-5c)。將石英粉壓密後，在體積密度(bulk density)為 $1.35\text{g}/\text{cm}^3$ 時，可堆疊成 14cm 的近垂直崖壁，此高度與 Galland et al. (2006)記載的材料參數相符。此外，關於石英粉與石英砂的混和比例，雖然 Bonnet et al. (2007)與 Malavieille et al. (2016)曾使用石英粉混砂類比變質岩與火成岩，但文獻中皆未提及混和比例，因此本研究重複 Malavieille et al. (2016)的幾何設計，藉由實驗測試多種混和比例下石英粉混砂的構造變形行為。結果顯示當混和比例為 1:1 時，實驗結果與 Malavieille et al. (2016)具有類似的變形特徵(圖 3-6)，故本研究將模擬變質岩與火成岩的石英粉混砂比例設定為 1:1。經本研究測量，各次實驗中的壓密石英粉混砂，其體積密度約為 1.5 至 $1.55\text{g}/\text{cm}^3$ ，並可形成約 12 至 13cm 的垂直崖壁高，此高度以式 3-1 換算則內聚力約為 195 Pa。

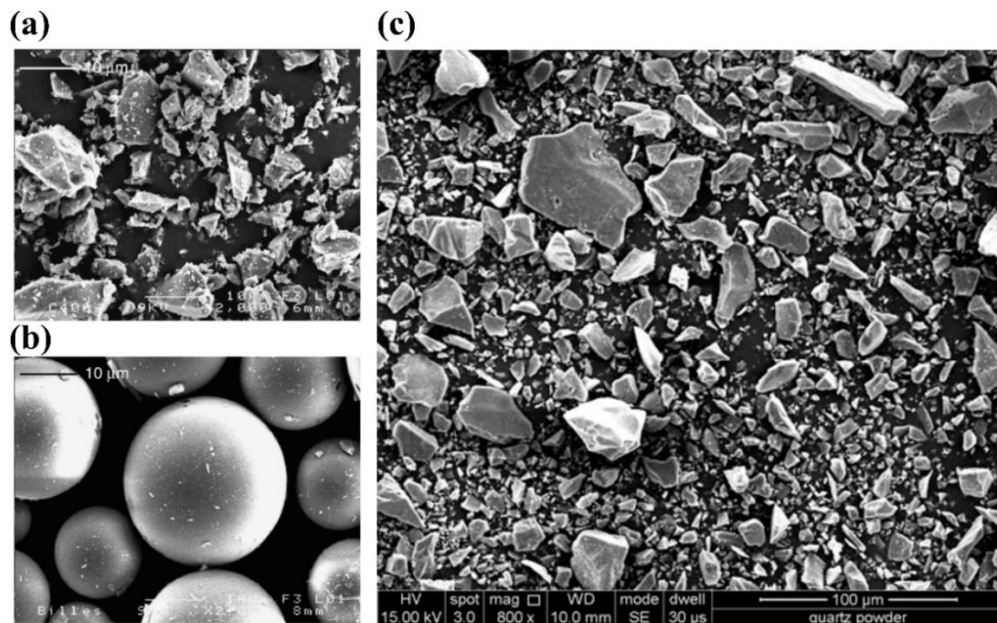
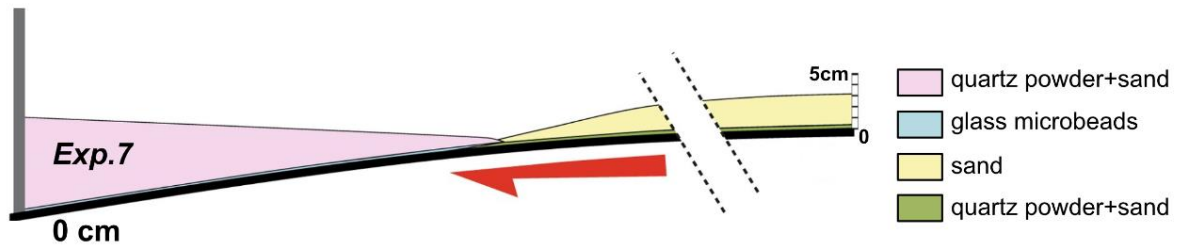


圖 3-5 掃描式電子顯微鏡下的矽粉影像。圖(a)Galland et al. (2006)的結晶型矽粉。圖(b)為 Galland et al. (2006)的非晶質矽粉。圖(c)為本研究的石英粉(結晶型矽粉)。

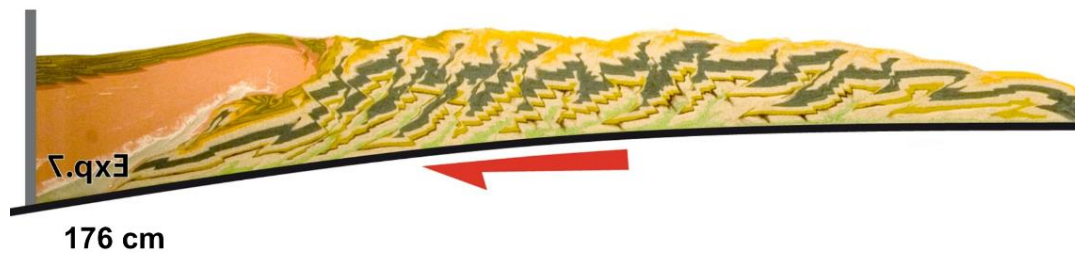
表 3-1 本研究所用的石英粉化學成分。檢測來自帝一化工公司。

石英粉(Quartz Powder)			
化學組成	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
比例	99.79%	0.04%	0.01%

(a) INITIAL STATE



(b) FINAL STATE



(c) MATERIAL TEST

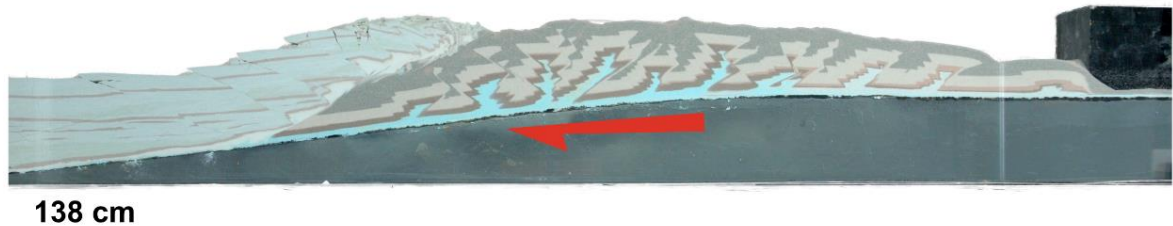


圖 3-6 石英粉混砂的比例測試。圖(a)為 Malavieille et al. (2016)的模型設計圖，左側的上部板塊為石英粉混砂（粉紅色），其下鋪設有薄層玻璃微珠層（淺藍色）；右側黃色者為石英砂，其下為薄層石英粉混砂（綠色）。底拖帶材質為塑膠底拖帶。圖(b)為 Malavieille et al. (2016)於拉動底拖帶 176 公分後的實驗結果，上部板塊的石英粉混砂與右側的石英砂之間產生俯衝作用，形成模型中吸收最多錯距的斷層面。另一方面，右側石英砂增積岩體的地形角度呈現緩角，具有較寬的增積岩體寬度。圖(c)為本研究根據圖(a)的幾何設計，將石英粉混砂設定為 1:1 的實驗結果。雖然本研究在 138 公分的聚合量時，即受限於底拖帶長度而無法繼續聚合，不過此時的實驗模型變形已成穩態，且無論是材料內部的主要斷層位置，或是增積岩體的角度和寬度，皆與 Malavieille et al. (2016)相似，因此本研究將石英粉混砂的比例設定為 1:1。

材料二、石英砂

砂箱研究一般使用石英砂模擬沉積岩的破壞行為。石英砂的內摩擦角約為 30° ，且具有較低的內聚力，其破壞行為不僅符合莫爾庫倫破壞準則(Coulomb Mohr Criterion; Coulomb, 1773; Mohr, 1900, 1914)，若透過剪力試驗分析石英砂的力學性質，還能進一步發現石英砂於不同的累計外加應變量下，破壞面的剪動應力變化與沉積岩具有相同的趨勢，代表兩材料在累計應變時將具有類似的力學強度變化(圖 3-7; Lohrmann et al., 2003)。以上特徵使石英砂在模擬沉積岩時，可以良好地符合模型對自然原型的動力學相似性，因此是類比沉積岩破裂行為的合適材料。

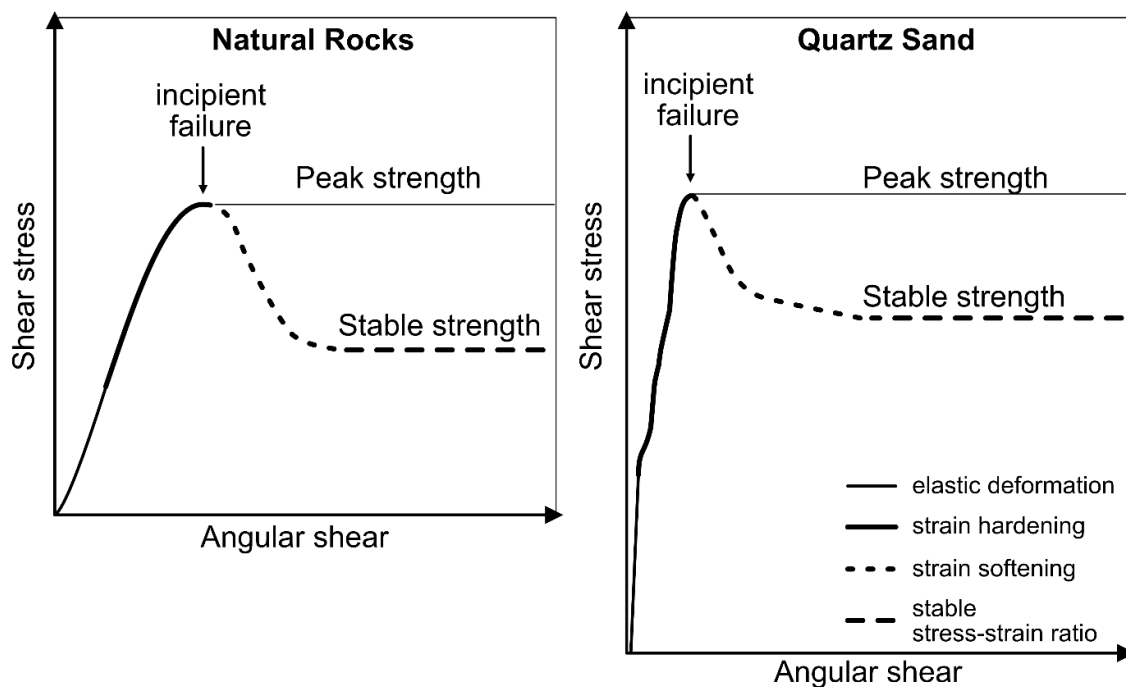


圖 3-7 石英砂之應變-應力變形曲線。透過以環剪應變為自變量、材料的剪動應力為應變量，可獲得材料的變形行為曲線。自然界與實驗石英砂於累積外加環剪應變下的變形曲線相似，變形行為依序為材料破壞前的彈性變形、應變硬化，以及材料破壞後的應變軟化與破壞面之穩定滑動。修改自 Lohrmann et al. (2003)。

本研究使用石英砂類比花東縱谷縫合帶的沉積岩，以及海岸山脈上覆於火山島上的沉積岩體。石英砂為源自 SIBELCO 公司的澳洲風成砂(aeolian sand)，化學組成主要為二氧化矽，佔總體組成之 99.75%(表 3-2)。透過掃描式電子顯微鏡觀察，石英砂顆粒的形狀屬於次角狀(sub angular)至次球狀(sub-rounded)之間，平均粒徑約為 200 μm ，粒徑淘選度佳(圖 3-8)。為提升石英砂層整體的均質性，本研究在各次實驗前將把石英砂過篩，以確保個別石英砂粒粒徑皆小於 300 μm 。鋪設實驗時，石英砂將統一以賁降法(sprinkling)灑入砂箱內，藉此讓構造變形前的石英砂層堆疊得更加均勻。經本研究測量，以賁降法鋪設的石英砂體積密度為 1.65 g/cm³，內摩擦角為 35 度。

表 3-2 本研究石英砂之化學成分。檢測自 SIBELCO 公司；修改自黃欽煌(2013)。

石英砂(Quartz Sand)			
化學組成	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
比例	99.75%	0.04%	0.01%

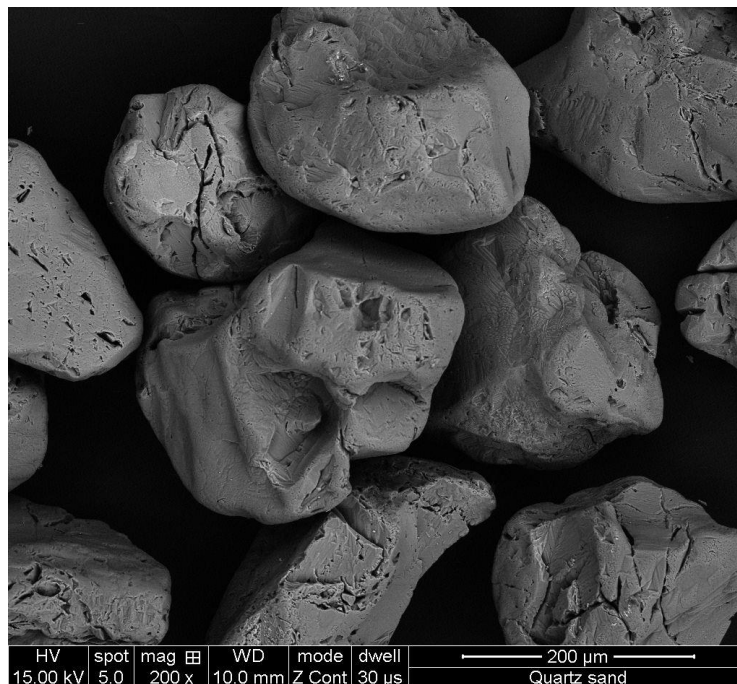


圖 3-8 石英砂的掃描式電子顯微鏡影像。本研究使用之石英砂顆粒約為 200 μm ，淘選度佳，形狀為次角狀至次球狀，此形狀使石英砂的力學強度界於角狀的石英粉與球狀的玻璃微珠之間。



為進一步取得石英砂詳細的力學參數，臺大地質砂箱實驗室於 2008 年曾經委託德國地球科學研究中心(Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences)進行環剪及單軸直接剪力測試(GeoMod2008 materials benchmark, Klinkmuller et al., 2008)。樣本包含未染色石英砂(*NTUSAN*)和染色石英砂(*NTUSAN col.*)，測試過程將在不同的正向應力條件之下對材料施加應變量，透過取得材料在不同正向應力下的尖峰強度(peak strength)、動力強度(dynamic strength)，以及再活動強度(reactivation strength)的應力量值(圖 3-9)，即可統計出材料於尖峰狀態、動力狀態和再活動狀態下的內摩擦係數與內聚力。測量與統計結果顯示本研究之石英砂層於尚未破裂之前的內摩擦角為 36 度，內聚力為 21Pa (其它力學參數詳細列於表 3-3)。另一方面，在本研究的拉動式模型中，石英砂與塑膠底拖帶之間的底部摩擦角則為 17 度(潘昌志，2009)。以上物理參數與前人砂箱研究使用之石英砂性質相同(Klinkmuller et al., 2016)。

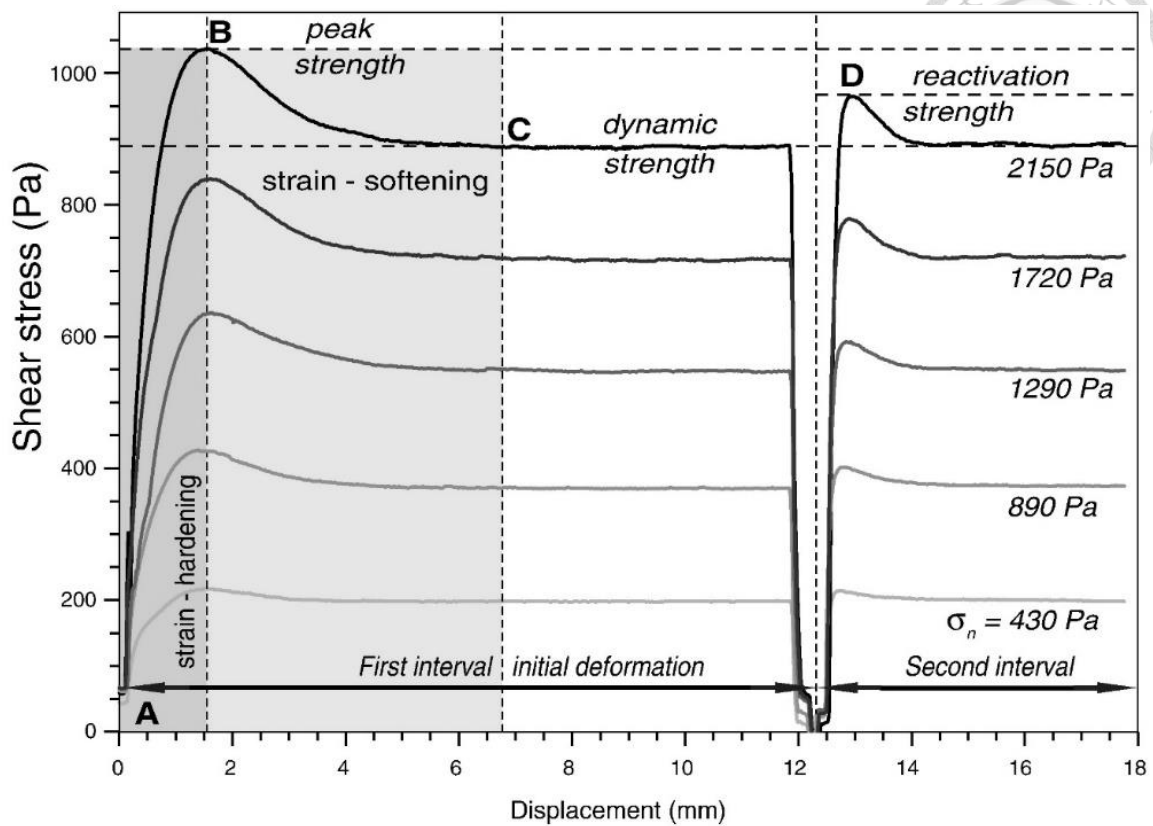


圖 3-9 石英砂剪力強度測試結果。橫軸為儀器對系統施加的應變量，縱軸為不同應變狀態下材料的相應累積剪力強度。此圖之尖峰強度(peak strength)為完好無破裂面的情況下，材料能夠累積的最大應力值(點 B)，持續施加應變則材料將產生破裂；材料破裂之後，使破裂面繼續滑動所需的應力值為動力強度(dynamic strength；點 C)。當斷層停止滑移後，再次沿此斷層面產生破裂所需的應力值將比初次破裂時的尖峰強度更小，但比正在滑動中的動力強度更大，此強度稱為再活動強度(reactivation strength；點 D)。引用自 Klinkmuller et al. (2016)。

表 3-3 透過環剪與直剪試驗統計本研究石英砂之力學強度。材料的內聚力與內摩擦角統計自正向應力條件為 430 至 2150Pa 的結果。*NTUSAN* 為未經染色的石英砂；*NTUSAN col.* 為染色石英砂。修改自 Klinkmuller et al. (2016)。

Shear Test : Strength of the Quartz Sand				
State	Property		<i>NTUSAN</i>	<i>NTUSAN col.</i>
Peak	Internal friction coefficient	Lin. Regr.	0.734	0.612
		Std.dev.	0.061	0.028
	Angle		36°	32°
	Internal cohesion (Pa)	Lin. Regr.	21	53
		Std.dev.	81	38
Reactivation	Internal friction coefficient	Lin. Regr.	0.657	0.501
		Std.dev.	0.029	0.013
	Angle		33°	27°
	Internal cohesion (Pa)	Lin. Regr.	59	90
		Std.dev	36	19
Dynamic	Internal friction coefficient	Lin. Regr.	0.53	0.53
		Std.dev.	0.034	0.034
	Angle		28°	28°
	Internal cohesion (Pa)	Lin. Regr.	107	107
		Std.dev.	46	46

材料三、玻璃微珠

玻璃微珠以其完美球形(perfect rounded)的顆粒形狀為特色，由於顆粒之間難以鑲嵌，因此內聚力幾可忽略(Malavieille et al., 2016)，在砂箱模擬中經常用於類比既有存在的弱面，例如基底滑脫面、既有斷層弱面等(Bonnet et al, 2007；Malavieille et al., 2016)。

本研究透過玻璃微珠模擬上下板塊之間的相對弱面，以及花東縱谷最南端既有的縱谷斷層弱面。所使用的玻璃微珠為實心玻璃珠，平均粒徑為 $60\mu\text{m}$ ，外形呈完美球形(圖 3-10)，體積密度為 1.2 g/cm^3 ；力學參數方面，玻璃微珠的內聚力微小至可忽略，內摩擦角為 29 度；其與塑膠底拖帶之間的底部摩擦角為 11 度(潘昌志，2009)，以上參數皆與前人模型相似(Rodrigues et al., 2009)。

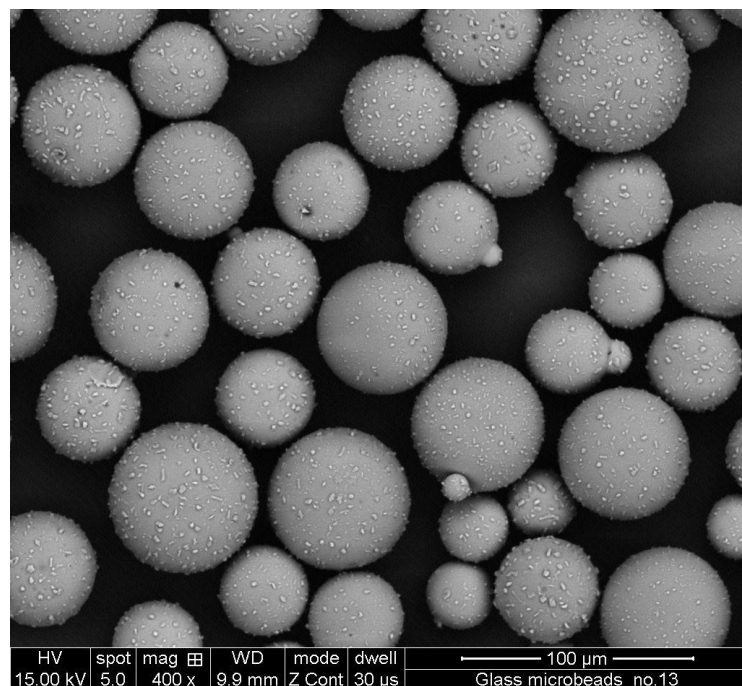


圖 3-10 玻璃微珠的掃描式電子顯微鏡影像。本研究使用之玻璃微珠顆粒約為 $60\mu\text{m}$ ，形狀幾為完美球形，因此使玻璃微珠具有較強的滑脫性質。

最後，本節將上述提及之石英粉、石英砂、石英粉混砂與玻璃微珠的物理參數統整至表 3-4。本研究使用的實驗材料中，力學強度最大者為石英粉混砂，適合類比火成岩或變質岩；強度居中者為石英砂，適合類比沉積岩；強度最弱者為玻璃微珠，適合類比既有的地質弱面。在下一節的內容中，本研究將說明上述材料物理參數能夠如何與實驗模型之相似性原則結合，以計算自然界與模型之間相應的尺度關係。

表 3-4 本研究實驗材料物理參數對照表。斜體字型為引自前人研究的材料參數。

材料	石英粉	石英砂	石英粉混砂	玻璃微珠
平均粒徑(μm)	45	200	-	60
內摩擦角(度)	45 <i>(Galland et al., 2006)</i>	36	45	29
內聚力(cm)	14	< 2	12 - 13	< 2
內聚力(Pa)	300 <i>(Galland et al., 2006)</i>	21	200	<i>negligible</i> <i>(Malavieille et al., 2016)</i>
體積密度(g/cm^3)	1.3 - 1.4	1.65	1.5 - 1.55	1.2

3.2.2 相似性原則與模型比例

由於模型模擬時，無法直接重現自然地質原本的空間與時間尺度，為使模型與現實地質達到最高的相似程度，Hubbert (1937)提出在設計物理模型時，應盡可能遵守三項相似性原則：幾何相似性(geometrical similarity)、運動學相似性(kinematic similarity)，以及動力學相似性(dynamic similarity)。以下將各別說明三者的詳細內容，並計算本研究模型與自然原型之對應長度比例。

幾何相似性

幾何相似性的定義為，模型的角度設計需與其自然原型(prototype，以下簡稱原型)維持相同，並且各相應長度須保持固定比例(式 3-2)。以下將模型對原型之長度比值常數定義為 λ (model ratio of length)；根據式 3-2，可以推知模型對原型之面積比為長度比的平方(式 3-3)；體積比則為長度比的三次方(式 3-4)。

$$L^* = \frac{L_m}{L_p} = \lambda \quad (\text{式 3-2})$$

L^* 為模型對原型之長度比， L_m 為模型長度， L_p 為原型長度。

$$A^* = \frac{A_m}{A_p} = \frac{L_m^2}{L_p^2} = \lambda^2 \quad (\text{式 3-3})$$

A^* 為模型對原型之面積比， A_m 為模型面積， A_p 為原型面積。

$$V^* = \frac{V_m}{V_p} = \frac{L_m^3}{L_p^3} = \lambda^3 \quad (\text{式 3-4})$$

V^* 為模型對原型之體積比， V_m 為模型體積， V_p 為原型體積。

運動學相似性

若在幾何相似的模型與自然原型中，相應物體的位移與變形量也具幾何相似性，則定義此模型與原型間具有運動學相似性。符合運動學相似性的模型與原型，兩者完成相應變形量所需的時間可能不同，以下將兩者的變形時間比值常數定義為 τ (model ratio of time；式 3-5)。根據式 3-2 和式 3-5，可推知運動學相似的模型與原型，兩者的速度比值或加速度比值也會成為定值(式 3-6、式 3-7)，因而具有相似性。

$$t^* = \frac{t_m}{t_p} = \tau \quad (\text{式 3-5})$$

t^* 為模型對原型之時間比， t_m 為模型所需變形時間， t_p 為原型所需變形時間。

$$v^* = \frac{v_m}{v_p} = \frac{\frac{L_m}{t_m}}{\frac{L_p}{t_p}} = \frac{L^*}{t^*} = \frac{\lambda}{\tau} \quad (\text{式 3-6})$$

v^* 為模型對原型之速度比， v_m 為模型速度， v_p 為原型速度。

$$a^* = \frac{a_m}{a_p} = \frac{\frac{L_m}{t_m^2}}{\frac{L_p}{t_p^2}} = \frac{L^*}{t^{*2}} = \frac{\lambda}{\tau^2} \quad (\text{式 3-7})$$

a^* 為模型對原型之加速度比， a_m 為模型加速度， a_p 為原型加速度。

動力學相似性

動力學相似性的條件為：若將模型與原型按相應長度單位切割成多個網格，則兩模型須具有相似之質量分布(式 3-8)，且模型與原型中的各相應網格皆須符合幾何相似性與運動學相似性。滿足上述定義條件，若將加速度公式(式 3-7)和質量公式(式 3-8)帶入牛頓第二運動定律中，即可推知各網格將滿足模型與原型的力學相似，也就是作用力的方向相同且大小成比例(式 3-9)。

$$m^* = \frac{m_m}{m_p} = \mu \quad (\text{式 3-8})$$

m^* 為模型對原型之質量比， m_m 為模型網格質量， m_p 為原型網格質量。此將模型對原型之質量比值常數定義為 μ (model ratio of mass)。

$$F^* = \frac{F_m}{F_p} = \frac{m_m a_m}{m_p a_p} = m^* a^* = \mu \frac{\lambda}{\tau^2} \quad (\text{式 3-9})$$

F^* 為模型對原型之作用力比， F_m 為模型網格格點上的作用力， F_p 為為原型網格格點上的作用力。

理論上，透過動力學相似性應可以取得模型長度與時間的比例關係。現代砂箱實驗多於正常重力加速度條件下進行(Graveleau et al., 2012)，所以模型對原型之重力加速度比值為 1。將此概念與加速度公式(式 3-7)合併，可推知模型對原型的長度比等於時間比的平方，所以長度與時間彼此互為相關變數(式 3-10)，因此只要決定模型對原型的長度比，則時間比將可以直接透過式 3-10 取得。

$$[g^* = \frac{g_m}{g_p} = 1] = [a^* = \frac{L^*}{t^{*2}}]$$

$$\Rightarrow L^* = t^{*2} \quad (\text{式 3-10})$$

g^* 為模型對原型之重力加速度比， g_m 為模型之重力加速度， g_p 為原型之重力加速度。

然而，實際上實驗材料很難同時符合式 3-10 所計算的長度比與時間比規範(Hubbert, 1937; Rodrigues et al., 2009)，因此過去以脆性變形材料組成的實驗模型，多僅透過動力學相似性規範長度比。並且，脆性材料的破壞行為遵守莫爾庫倫準則(式 3-11；Mohr-Coulomb failure criterion；Coulomb, 1773; Mohr, 1900, 1914)，由於其數學式中不包含時間項，因此相對於塑性變形公式直接包含應變速率的時間項(式 3-12)，脆性的砂箱實驗模型對自然原型的時間比也無法直接透過實驗材料性質定義(Childs et al., 1993；Sun et al., 2022)。換句話說，由於脆性變形行為不受時間項控制，所以模擬時其實不必具有精確的模型原型時間比(Persson and Sokoutis, 2002；Wang et al., 2013)。綜合以上，砂箱研究在模擬上部板塊的脆性斷層破壞行為時，多僅利用石英砂的物理參數取得模型之長度比(e.g. Malavieille et al., 2016)，而模型相應的時間則可透過現實之板塊聚合速率與模型聚合長度另外進行換算。

$$\sigma_s = \tan\theta \times \sigma_n + C$$

(式 3-11)

σ_s 為材料破壞時的剪動應力， θ 為材料內摩擦角， σ_n 為材料破壞時的正向應力， C 為材料內聚力。

$$\text{strain rate}^* \times \text{viscosity}^* = \rho^* g^* L^*$$

(式 3-12)

上標*表示為模型對原型的相對比例， ρ 為密度。

承上所述，本段將進一步簡單列出公式推導過程，以說明透過實驗材料的內聚力與體積密度參數計算模型對原型長度比例的原理。由於正向應力(σ_n)與地底岩石圍壓成正比，因此模型對原型的正向應力比，等於破壞材料密度比(ρ^*)、重力加速度比(g^*)，以及深度比(也就是長度比， L^*)三者的乘積(式 3-13)。根據動力學相似性的定義，各項應力的模型對原型比例皆相等，所以模型對原型的剪動應力比值(σ_s^*)需與正向應力比值相同，亦等於密度比、重力加速度比，以及深度比的乘積(式 3-14)。最後，利用模型與原型的內摩擦角(θ)相等將簡化公式化後，推導結果顯示：模型對原型的內聚力比(C^*)應等於密度比、重力加速度比，和長度比三者的乘積(式 3-15；Childs et al., 1993；Hubbert, 1937)。

$$\frac{\sigma_{nm}}{\sigma_{np}} = \frac{\rho_m g_m L_m}{\rho_p g_p L_p} = \rho^* g^* L^* \quad (\text{式 3-13})$$

σ_{nm} 為模型的正向應力， σ_{np} 為原型的正向應力； ρ_m 為模型密度， ρ_p 為原型密度。

$$\left[\frac{\sigma_{sm}}{\sigma_{sp}} = \frac{\tan\theta_m \times \sigma_{nm} + C_m}{\tan\theta_p \times \sigma_{np} + C_p} = \frac{\tan\theta_m \times (\rho_m g_m L_m) + C_m}{\tan\theta_p \times (\rho_p g_p L_p) + C_p} \right] = [\rho^* g^* L^*] \quad (\text{式 3-14})$$

σ_{sm} 為模型剪應力， σ_{sp} 為原型剪應力； θ_m 為模型內摩擦角， θ_p 為原型內摩擦角； C_m 為模型內聚力， C_p 為原型內聚力。

$$\begin{aligned}
[\tan\theta_m \times (\rho_m g_m L_m) + C_m] &= [\tan\theta_p \times (\rho_p g_p L_p) + C_p] \times [\rho^* g^* L^*] \\
&= \tan\theta_p \times (\rho_p g_p L_p) \times (\rho^* g^* L^*) + C_p \times (\rho^* g^* L^*) \\
&= \tan\theta_p \times (\rho_m g_m L_m) + C_p \times (\rho^* g^* L^*)
\end{aligned}$$



$$\begin{aligned}
C_m &= \tan\theta_p \times (\rho_m g_m L_m) + C_p \times (\rho^* g^* L^*) - \tan\theta_m \times (\rho_m g_m L_m) \\
C_m &= C_p \times (\rho^* g^* L^*) \\
C^* &= \rho^* g^* L^* \quad \text{(式 3-15)}
\end{aligned}$$

最後，以本研究實驗的石英砂物理參數為例，計算模型對應其自然原型沉積岩的長度比。本研究石英砂的內聚力為 21 至 107 Pa (Klinkmuller et al., 2016)，體積密度為 1.65 g/cm³；式 3-15 所需的自然原型物理量中，自然界沉積岩的內聚力約為 50bar (Horsfield, 1977)，也就是 50×10⁵ Pa，而密度介於 2.0 至 2.7g/cm³ 之間 (Galland et al., 2006)，將以上參數套入式 3-15 中，所得的模型對原型長度比例為 5.0×10⁻⁶ 至 3.5×10⁻⁵ 之間 (式 3-16)，因此模型中的 1 公分相當於自然原型中的 0.3 公里至 2 公里之間 (式 3-17)。在後續的模型設計，將以 1 公分對應現實長度 1 公里換算。

$$\begin{aligned}
\frac{21 \sim 107 \text{ (Pa)}}{50 \times 10^5 \text{ (Pa)}} &= \frac{1.65 \text{ (g/cm}^3\text{)}}{2.0 \sim 2.7 \text{ (g/cm}^3\text{)}} \times 1 \times L^* \\
L^* &= 0.51 \sim 3.50 \times 10^{-5} \quad \text{(式 3-16)}
\end{aligned}$$

$$L^* = \frac{L_m}{L_p} = \frac{1 \text{ (cm)}}{L_p} = 0.5 \sim 3.5 \times 10^{-5}$$

$$L_p = \frac{1 \text{ (cm)}}{0.5 \sim 3.5 \times 10^{-5}} = 0.3 \sim 2.0 \times 10^5 \text{ (cm)} = 0.3 \sim 2.0 \text{ (km)} \quad \text{(式 3-17)}$$

3.3 本研究的模型設計

本節首先簡介本研究實驗的控制變因與儀器，接著說明主要參考的前人砂箱模型設計基礎，最後整體性地介紹本研究綜合前人設計、多次實驗模擬結果，以及真實縱谷的地質條件後所設計的縱谷縫合帶實驗模型。

本研究實驗皆於一般重力加速度下進行，且將實驗濕度控制於 40%至 50%之間，以避免天氣變化干擾實驗材料的變形行為。為模擬菲律賓海板塊在花東縱谷縫合帶附近相對中央山脈地塊向西北方運動，實驗儀器選用拉動式二維砂箱，其尺寸長 300 公分、寬 10 公分、高 30 公分，並在砂箱底部具有一斜面傾角為 7 度的剛體基座(basal block)，以模擬菲律賓海板塊前緣向西且向下的俯衝面(圖 2-1)。此外，在基座之上設有一塑膠底拖帶，實驗進行時步進馬達將以每分鐘 1 公分的速度拉動塑膠底拖帶的一端，底拖帶的運動行為即對應菲律賓海板塊向西北方運動的板塊拉動應力(圖 3-11)。

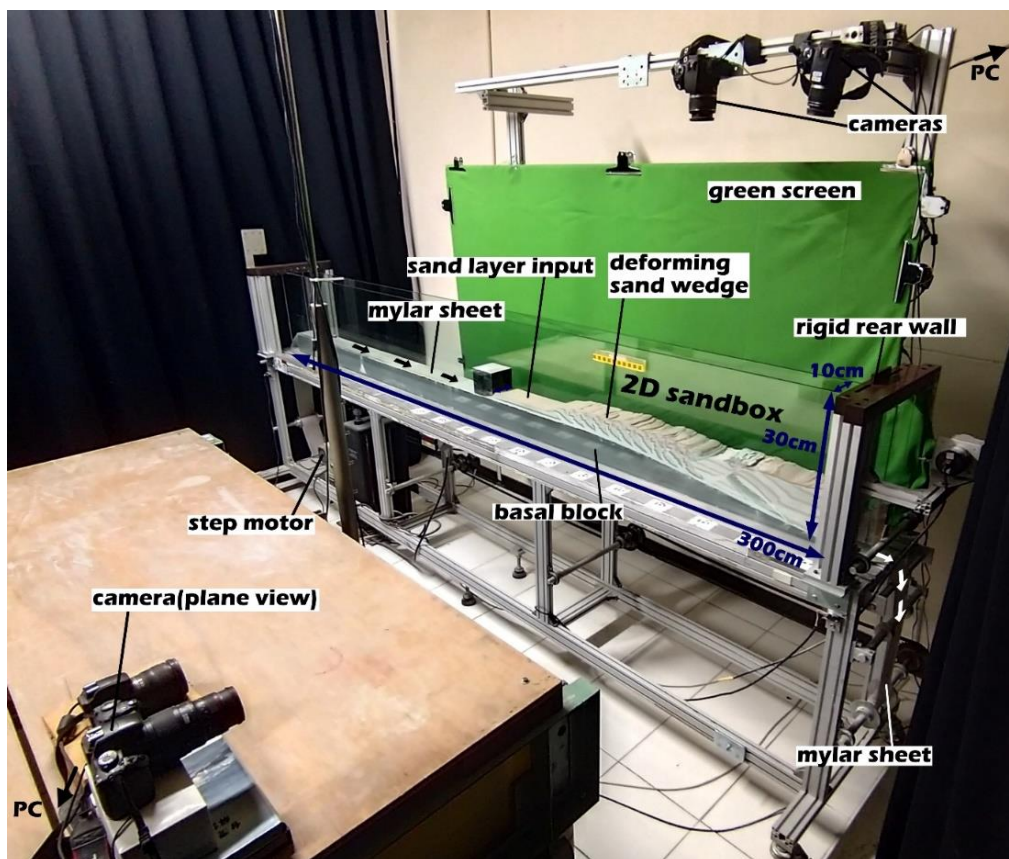


圖 3-11 本研究的二維砂箱儀器組構。底拖帶上標示的黑色箭頭代表菲律賓海板塊相對中央山脈地塊的運動方向。

完成模型的板塊應力形式設定後，則需考量模型中可變形實驗材料的幾何設計，以建立尚未施予應力前的初始岩性分布。由於花東縱谷縫合帶具有較複雜的岩性分布與岩石強度變化(圖 2-3)，為更有效率地討論未知物理參數對此區域斷層發育行為的潛在影響，較適合的模型設計方式為：將先前探討類似地質環境的相關砂箱模型作為最初的模型基礎，並觀察實驗過程中各樣材料的運動行為以快速掌握材料基本變形特性，最後再據此模型更動主要的地質物理參數(first-order parameters)，以逐步建構更合適花東縱谷縫合帶的物理參數組合。

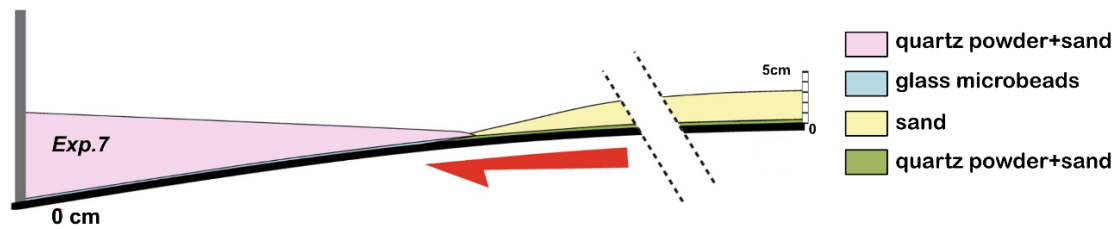
Malavieille et al. (2016)的實驗七具有與花東縱谷縫合帶相似的地質環境條件。此實驗同樣使用拉動式砂箱模型，且其上部板塊與花東縱谷縫合帶同樣由較堅硬的岩石所組成(圖 3-12)，因此其變形結果不僅能幫助本研究獲取可信的變質岩與火成岩模擬材料強度(見 3.2.1 節)，相似的地體架構亦使其實驗結果具有較高的參考價值。此外，在 Malavieille et al. (2016)的模型設計中，並不存在僅適於特定地質環境而過度複雜的薄層岩性夾層或既有弱面等，因此能夠類比較廣泛的地質環境，相當適合作為初始模型設計參考。綜合以上優點，本研究參考 Malavieille et al. (2016)的實驗七作為實驗基礎模型。在此模型中，上部板塊的材料由石英粉混砂組成，其地形面角約為 2 度，按此地形面向下延伸至下部板塊，則最前緣處大約位在下部板塊隱沒斜面轉為水平處；此外，在上部板塊楔形體的下方具有一層 0.5 公分厚的玻璃微珠層，代表上下板塊之間既有存在的滑脫弱面。其下部板塊中，由下而上具有與本研究相似設計的剛體斜面與塑膠底拖帶(Dacron cloth)，在底拖帶上方的模擬材料為 0.5 公分厚的石英粉混砂，類比海洋岩石圈之基盤火成岩，其與底拖帶之間的基底摩擦力約為 19 度。石英粉混砂之上覆蓋 2.5 公分厚的石英砂層，類比沉積岩層。以上設計可初步視為本研究尚未加入海岸山脈的花東縱谷縫合帶模型。

本研究以花東縱谷縫合帶最南端的臺東一帶作為模型初始條件，將原本 Malavieille et al. (2016)實驗七的地質條件與變形行為和真實花東縱谷相互比較，以建立屬於花東縱谷的砂箱模型。本研究在調整模型參數的過程中，逐次在模型中加

入花東縱谷的重要地質特徵，所調整的地質變因共有八項(圖 3-13)：(1)調整中央山脈地塊的地形角度、(2)縱谷既有沉積物與中央山脈之間的接觸關係、(3)海岸山脈的存在與縱谷斷層的弱面幾何、(4)與板塊聚合同時的沉積作用、(5)縱谷的寬度、(6)既有沉積岩厚度、(7)海岸山脈八里灣層與蕃薯寮層的存在，以及(8)同侵蝕作用。

最後，將各次實驗的模型斷層發育與活動特性結果，比對已知的中央山脈斷層及縱谷斷層的運動行為，以判斷上述地質參數的詳細數值與合理性。有鑑於各次實驗模型的詳細參數與設計原因可能涉及其前一次的實驗結果，因此各實驗的模型設定將另於第四章進行詳細說明，本節將僅於以下整體性地介紹本研究最終完成的模型設計與操縱變因(圖 3-12b)。

(a) Malavieille et al., (2016)



(b) this study

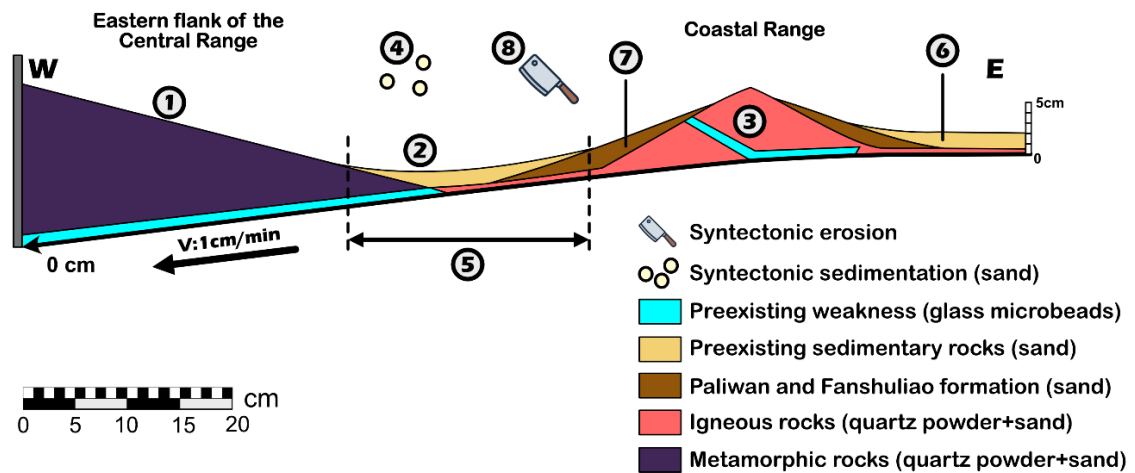


圖 3-12 砂箱實驗設計對照圖。圖(a)為本研究參考的基礎模型。引自 Malavieille et al. (2016)。圖(b)為本研究之砂箱模型設計。經由各次地質物理參數測試後，本研究將 Malavieille et al. (2016)的實驗參數逐步修改為較適合縱谷縫合帶之物理參數組合。變數的測試順序以數字標示，變數項目名稱標示於圖 3-14。



Testing Priority of Variables

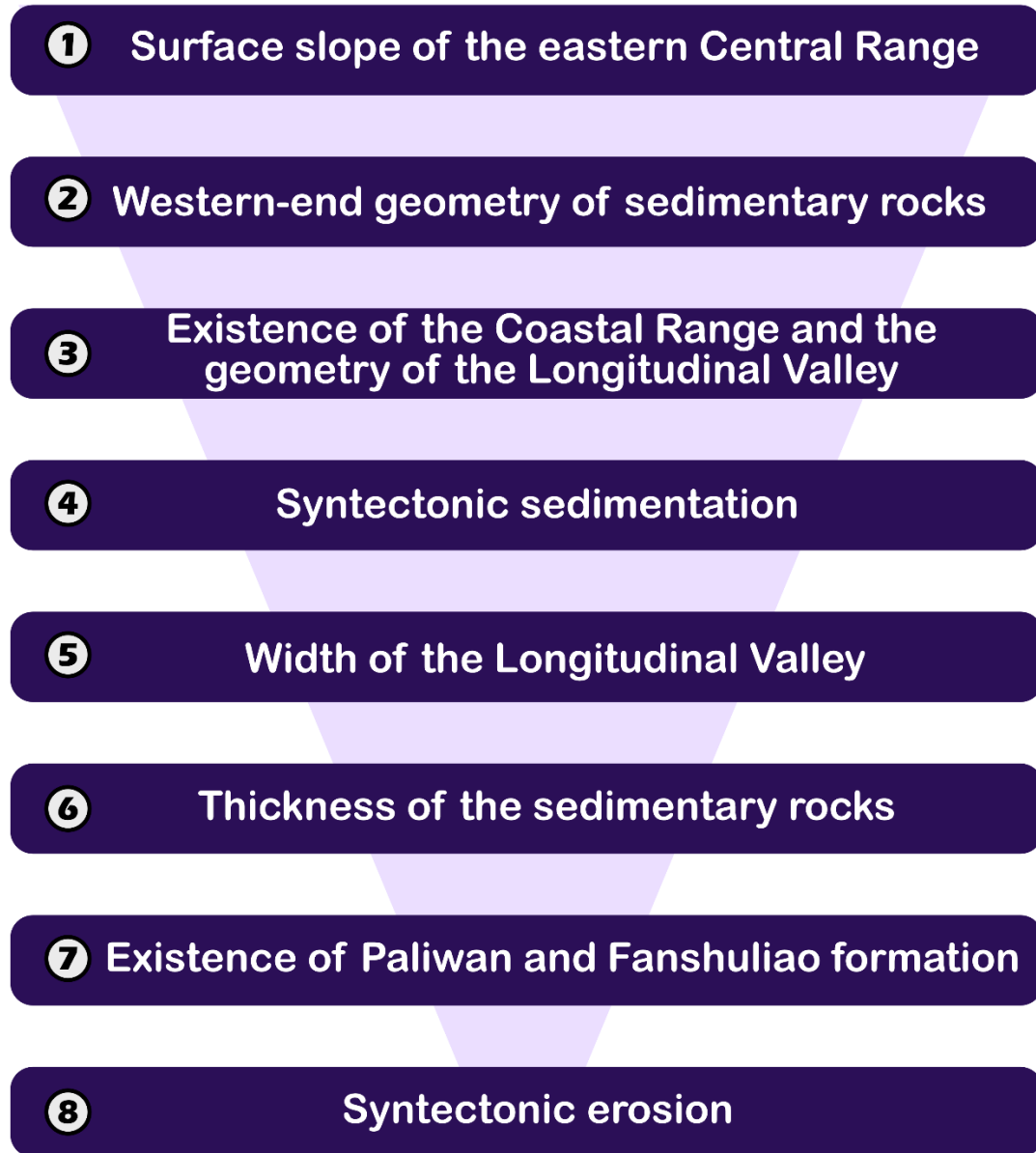


圖 3-13 本研究的實驗變因及測試順序。初期的實驗順序安排，目的為希望使模型縱谷斷層能夠產生破裂並與中央山脈斷層相互截切(順序 1 至 5)；後期則主要參考現實縱谷縫合帶地質資料，將模型設計進階調整至與現實更加相似(順序 6 至 8)。

本研究模型(圖 3-12b)的上部板塊設計基本上與 Malavieille et al. (2016)相同。花東縱谷縫合帶的上部板塊為由變質岩組成的中央山脈地塊，由於其岩性較堅硬，因此在模型中除了透過背側剛體檔板類比其難以變形的核心之外，也利用材料強度較高的石英粉混砂模擬中央山脈東翼可變形的變質岩。在中央山脈地塊之下，同樣設有一層 0.5 公分厚的薄層玻璃微珠層，類比中央山脈地塊與菲律賓海板塊之間的板塊相對弱面。唯一與 Malavieille et al. (2016)相異的是，本研究將上部板塊(中央山脈地塊東翼)的地形面角調整為 15 度(詳見 4.1 節)。

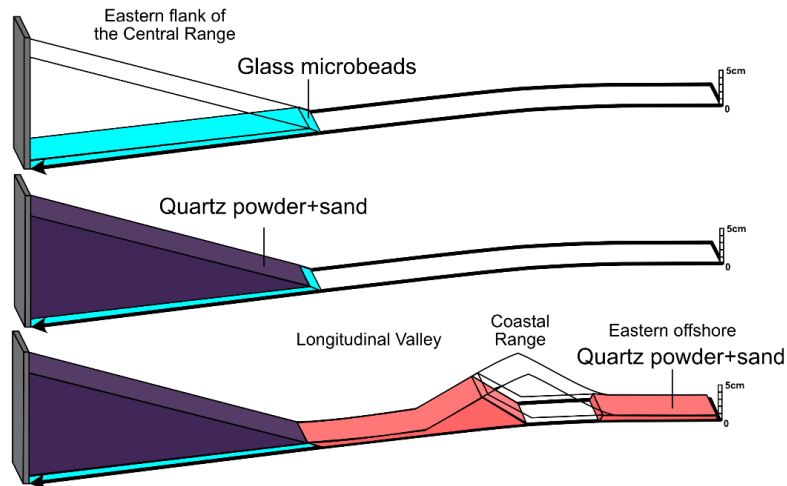
下部板塊(圖 3-12b)與 Malavieille et al. (2016)相同處由下而上為：傾斜 7 度之剛體斜面(類比菲律賓海板塊向西的隱沒斜面)、塑膠底拖帶、0.5 公分厚的石英粉混砂層(類比菲律賓海板塊基盤火成岩)，以及下部板塊之上的石英砂(類比沉積層)。與 Malavieille et al. (2016)相異處則共有兩類，分別為石英砂層的幾何修正和海岸山脈的加入：

首先，在石英砂層的幾何修正中，由於縱谷縫合帶附近在弧陸碰撞前的既有沉積層厚為 1.5 公里(Hsieh et al., 2020)，因此本研究將石英砂層厚度由原本的 2.5 公分減為 1.5 公分。此外，Malavieille et al. (2016)下部板塊的石英砂層厚度往上部板塊的方向遞減，無覆蓋至上部板塊前緣；然而實際上在花東縱谷縫合帶，靠近中央山脈地塊處應具有更多的沉積物供應，因此本研究將石英砂層往上部板塊方向的層厚維持固定，並平順地覆蓋至中央山脈地塊前緣(詳見 4.2 節)。

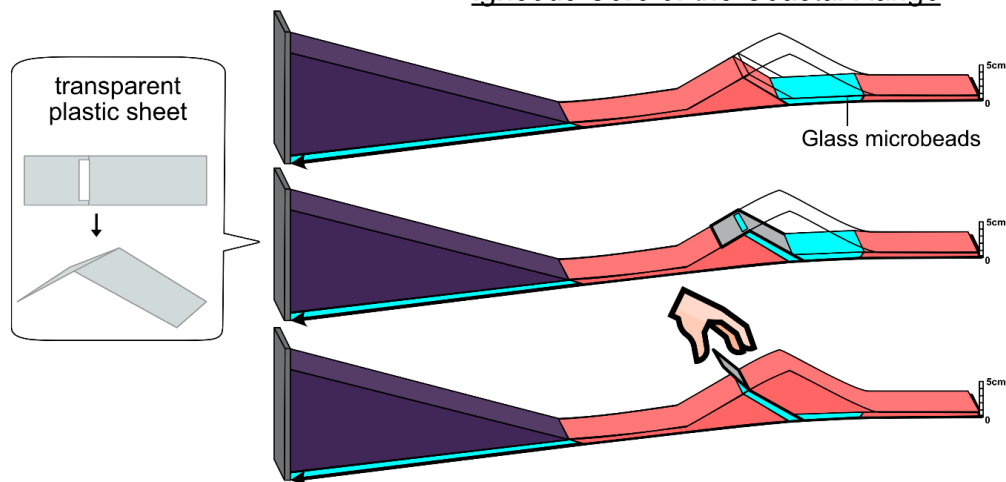
另一方面為海岸山脈的加入(詳見 4.3 與 4.7 節)，海岸山脈火成岩的模擬材料使用石英粉混砂，地形面角度為 30 度。在火成岩內部，由於砂箱深部的空間限制導致難以直接模擬縱谷斷層的初始形成，因此本研究在模型中預設一層 1 公分厚的玻璃微珠層以類比既有存在於臺東一帶的縱谷斷層弱面，斷層傾角設定為 30 度；沿著火山兩翼，覆蓋有地形面角度為 20 度的石英砂層，類比在臺東一帶已沉積於海岸山脈兩側之八里灣層與蕃薯寮層的海相沉積岩(圖 2-3)。以上實驗材料之鋪設

順序標示於圖 3-14，在空間中基本上為由下至上，並由西側的中央山脈地塊至東側的臺灣東部外海。

Step1. Basement of the Central Range and the Philippine Sea Plate



Step2. Preexisting Longitudinal Valley Fault and Igneous Core of the Coastal Range



Step3. Preexisting Sedimentary Rocks

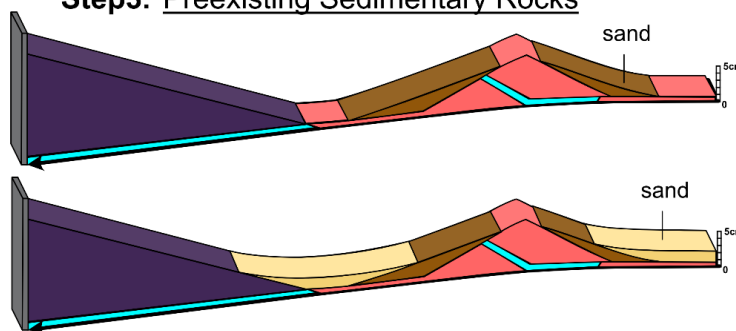


圖 3-14 實驗模型的詳細鋪設步驟。本研究由西至東製作中央山脈地塊與菲律賓海板塊的火成岩基盤，逐次倒入約 3 公分厚的石英粉混砂並壓密，接著鋪設縱谷斷層的既有弱面，最後於頂部賡降石英砂以作為沉積岩層。



最後，本研究將於實驗過程中在花東縱谷加入與板塊聚合同步的沉積作用和侵蝕作用。本研究根據花東縱谷縫合帶過去的沉積速率約 4 至 7 km/Myr (Chi et al., 1981 ; Dadson et al, 2003 ; Hsieh et al., 2020)，以及每年約 4 公分的板塊聚合速率 (Yu et al., 1997, Tsai et al., 2015)，推知模型沉積速率應為每公分聚合量中沉積 0.1 至 0.175 公分，因此本研究於實做實驗時，按此沉積速率在每聚合 2 公分時沉積一次 (Malavieille et al., 2016)，且每次約沉積 0.2 至 0.35 公分厚的石英砂 (詳見 4.4 節)。另一方面，侵蝕作用則主要是根據中央山脈斷層與縱谷斷層的初始接觸高度，訂定一高於此高度 0.5 公分之水平面作為假想侵蝕基準，利用吸塵器將模型中的材料移除至砂箱外，侵蝕時間起始於模型之縱谷斷層開始活動以後 (詳見 4.8 節)。

3.4 實驗結果之後處理分析

本研究在實驗模擬過程中以每 10 秒的時間間隔拍攝正攝影像，以記錄實驗材料的變形過程(圖 3-11)。分析實驗結果時，除了透過動態影像(附錄 B)回顧模型的構造變形結果之外，為更進一步探討模型中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統之間的相對活動程度，本研究亦使用質點影像測速技術(Particle image velocimetry, PIV)計算實驗模型的速度分布與應變速率，以更客觀地評估兩斷層系統間可能的互動過程。

動態影像的製作過程中，本研究首先使用 XnView 軟體將影像批次裁切、水平翻轉，並調整影像的顏色對比度，以便於觀察縱谷中的斷層系統發育過程；接著，在 EZGIF.COM 網站中將影像後製為動態影片，利用影片中模型斷層位移結果的連續性，此方法可以在斷層滑動速率較微小時，幫助視覺判斷斷層是否活動。

另一方面，透過質點影像測速技術(Particle image velocimetry, PIV)則可以測量實驗影像的移動速度場，以及將此速度場轉換為應變速率場，以客觀呈現模型在各個聚合量時的活動斷層位置，以及斷層之間的相對活動程度(e.g. Adam et al., 2005; Malavieille et al., 2016)。PIV 的主要原理為將實驗原始的彩色影像轉換為灰階，並將灰階影像的明暗強度轉換為頻率訊號。接著，將影像切分成多個網格(interrogation window)，並透過交叉相關分析(cross correlation analysis)，比對相同位置但不同時間下的兩個網格，兩者內部的頻率分布變化，以取得個別網格內部的整體平均位移，此即為 PIV 運算所輸出的速度向量場(圖 3-15；Stamhuis, 2006; Thielicke and Stamhuis, 2014)。

在進行 PIV 設定時，較需要注意的參數為網格大小。由於此方法的原理為比對網格面積內部頻率的位移，因此網格大小的設定需至少大於所分析的影像對(image pair)之間的真實位移，否則將面臨原始網格內的頻率特徵移出至網格之外而無法偵測的狀況。此外，White et al. (2003)曾分析網格大小與 PIV 位移分析精確度的關係(圖 3-16)，發現較大的網格所能提供的位移結果較為穩定，當位移量相對網

格尺寸的比例越大則將導致噪訊越高，因此影像對的位移量最大值建議設為網格大小的四分之一以下(Thielicke and Stamhuis, 2014)。

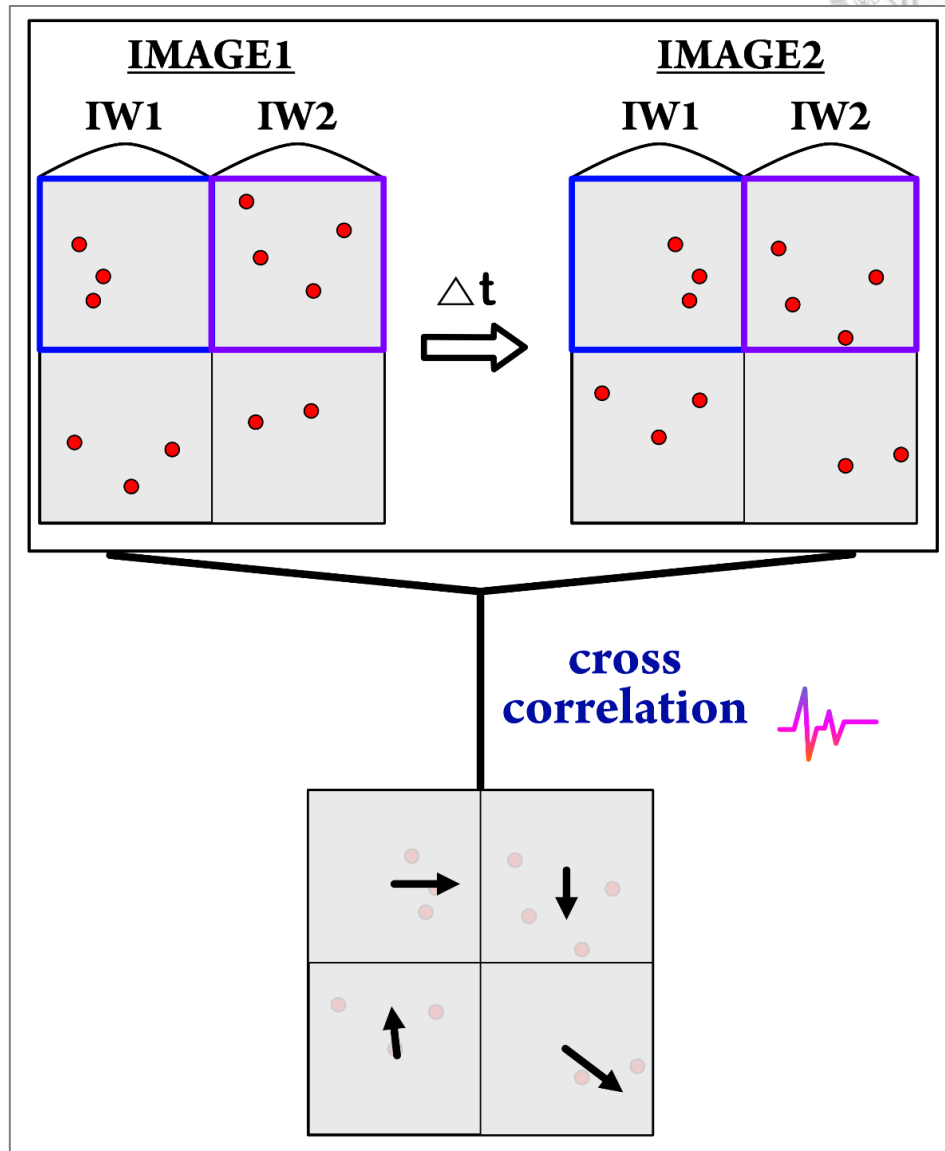


圖 3-15 影像的質點位移交叉相關分析示意圖。Image1 與 Image2 代表不同時間下的實驗材料顆粒分布影像，透過將影像亮度轉換為頻率並將影像區分成多個網格 (interrogation window, IW)，獨立分析不同影像間相同位置的網格頻率變化(也就是先比對 IMAGE1 的 IW1 和在 IMAGE2 的 IW1 兩者之間的頻率變化；再比對 IMAGE1 的 IW2 和在 IMAGE2 的 IW2 之間的頻率變化，並重複此步驟直到完成比對影像中的所有網格點)，即可計算出兩張相片之間各網格的位移分布，最後於軟體中輸入相片拍攝間隔時間即可取得影像的速度場。

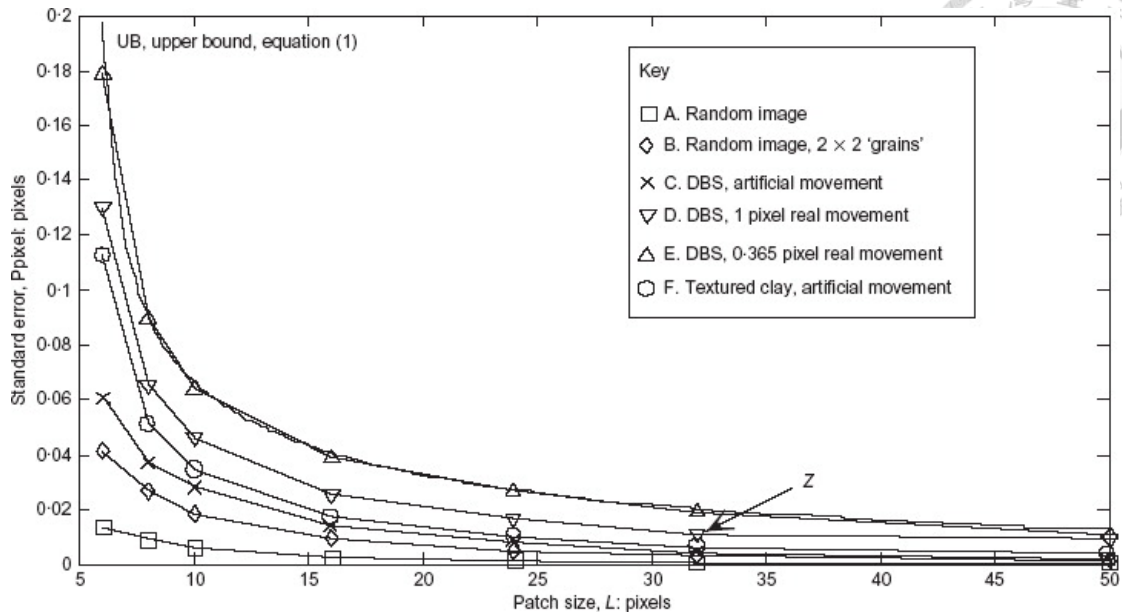


圖 3-16 網格大小與 PIV 精度的關係。橫軸為網格大小，縱軸為運算結果的標準差。較大的網格大小可以提供較穩定的向量運算。引自 White et al., 2003。

本研究使用的 PIV 軟體為 PIVlab(Thielicke and Stamhuis, 2014)，其為一套使用 Matlab 所編寫的應用軟體。軟體的操作過程共可以分為：影像前處理、PIV 分析、校準(定義影像中的實際距離與相片間隔時間，並調整影像橫軸與縱軸的方向)，以及後處理(利用速度場的標準差，或是僅以影像的明暗對比濾除噪訊值)。本研究進行 PIV 分析的詳細流程與參數列於附錄 C。製作完成影像對的速度場後，可選擇將速度場分析結果運算為水平向量場、垂直向量場，或是應變速率分布圖等。在網格大小設定方面，首先須考量實驗模型的最大位移量值：本研究模型的聚合速率約為每分鐘聚合 1 公分，因此若以 10 秒相片間距計算，則兩張照片之間的最大位移量為 1.6mm，由於影像的解析度約是 0.33 mm，故實際位移量在影像中等於 5 pixel 的位移。為了同時兼具分析結果的穩定性，以及速度分布於影像中的密集性，因此較佳的網格大小需大於 20px。本研究採用 PIVlab 軟體中的多遍相關比對(multi-pass correlation)功能(Adam et al., 2005)，讓同一次的 PIV 速度場分析依序以 128px、64px、32px 的網格大小進行運算，因此呈現的速度場分析結果能夠同時兼備大網格與小網格的優勢，在顧及穩定性的情況下同時提升速度向量點的分布密度。

第4章 研究結果

為使砂箱模型設計能夠合理類比花東縱谷縫合帶的地質條件，本研究逐次更動所參考的初始砂箱模型參數(Malavieille et al., 2016，亦標示為本研究第 4.1 節的實驗 CRslope_1.5)，根據真實花東縱谷的地質特徵，調整為較適合花東縱谷縫合帶的地質參數組合，並觀察各項地質變因對於斷層系統演化的定性影響。本章將按所測試的變因項目分節，變因項目依序包含：4.1 節：中央山脈地形角、4.2 節：縱谷既有沉積物與中央山脈之間的初始沉積接觸關係、4.3 節：海岸山脈的存在與縱谷斷層的面幾何、4.4 節：與板塊聚合同時的沉積作用、第 4.5 節：花東縱谷寬度、4.6 節：既有沉積岩厚度、4.7 節：海岸山脈八里灣層與蕃薯寮層的存在，以及 4.8 節：與板塊聚合同時的侵蝕作用。各次實驗的變因設定數值整理於表 4-1，詳細幾何參數設計則繪製於各節的實驗設計圖之中。本章後續的各節內容裡，將依序介紹模型變因的設計背景，並描述各變因條件下的實驗結果，各次實驗的動態影片另提供於附錄 B。最後評估各次實驗模型及其構造變形結果是否能夠定性地類比真實花東縱谷的地質特徵，以決定後續模型中應使用或調整的地質參數數值。

表 4-1 變因參數與實驗編號總覽表。在縱谷斷層的弱面幾何變因欄中，淺粉色代表其幾何設計可使縱谷斷層滑動，但滑移速率與真實縱谷縫合帶的活動斷層性質較不相符，詳細弱面幾何設計請見圖 4-3-2。此處的花東縱谷寬度，其參數數值為自中央山脈東翼最底端處至海岸山脈西翼最底端處的水平距離。

章節	變因 實驗名稱	中央山脈 地形角	上下板塊間的初 始接觸關係	海岸山脈的存在 與縱谷斷層的弱 面幾何*	與板塊聚合同 時的沉積作用	花東縱谷寬度	既有沉積岩厚度	海岸山脈八里 灣層的存在	侵蝕作用
4-1	CRslope_1.5	1.5 度	不連續	X	X	X	2.5 cm	X	X
	CRslope_10	10 度	不連續	X	X	X	2.5 cm	X	X
	CRslope_15	15 度	不連續	X	X	X	2.5 cm	X	X
4-2	Contact	15 度	連續	X	X	X	2.5 cm	X	X
4-3	COR&LVF_1X	15 度	連續	V/平板狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
	COR&LVF_2V	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
	COR&LVF_3X	15 度	連續	V/平板狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
	COR&LVF_4X	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
	COR&LVF_5V	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
	COR&LVF_6V	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	X	22 cm	2.5 cm	X	X
4-4	SYNSedi	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	V	22 cm	2.5 cm	X	X
4-5	LVwidth	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	V	13 cm	2.5 cm	X	X
4-6	SediTH	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	V	13 cm	1.5 cm	X	X
4-7	Paliwan	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	V	13 cm	1.5 cm	V	X
4-8	Erosion	15 度	連續	V/鏟狀 LVF	V	13 cm	1.5 cm	V	V

4.1 中央山脈地形角度 (Exp. CRslope_1.5 ; Exp. CRslope_10 ; Exp. CRslope_15)

為比較中央山脈地塊與既有參考模型的上部板塊地形角度差異，本研究使用 ArcGIS 軟體測量全球數值高程模型 GEBCO_2021 Grid 中，中央山脈地塊於陸地與海底的地形坡度。測量結果顯示中央山脈東側由南到北的地形角度大多介於 13 至 15 度之間(圖 4-1)，此與初始參考模型中僅 1.5 度的上部板塊地形角度不符(圖 4-2；Exp.CR_slope1.5；Malavieille et al., 2016)，因此本研究另設計兩種不同的上部板塊地形角度實驗模型，將模型中央山脈地塊的地形角度分別調整為 10 度與 15 度(實驗名稱分別為 Exp. CRslope_10 與 Exp. CRslope_15)。期望經由比較兩實驗的實驗結果，不僅能夠提供地形面角度對於構造變形行為的影響，亦可幫助判斷在 10 度與 15 度的角度設定之間，兩者的變形結果是否具有顯著差異，以確認參數設定在 10 至 15 度之間對於斷層活動行為的穩定性。

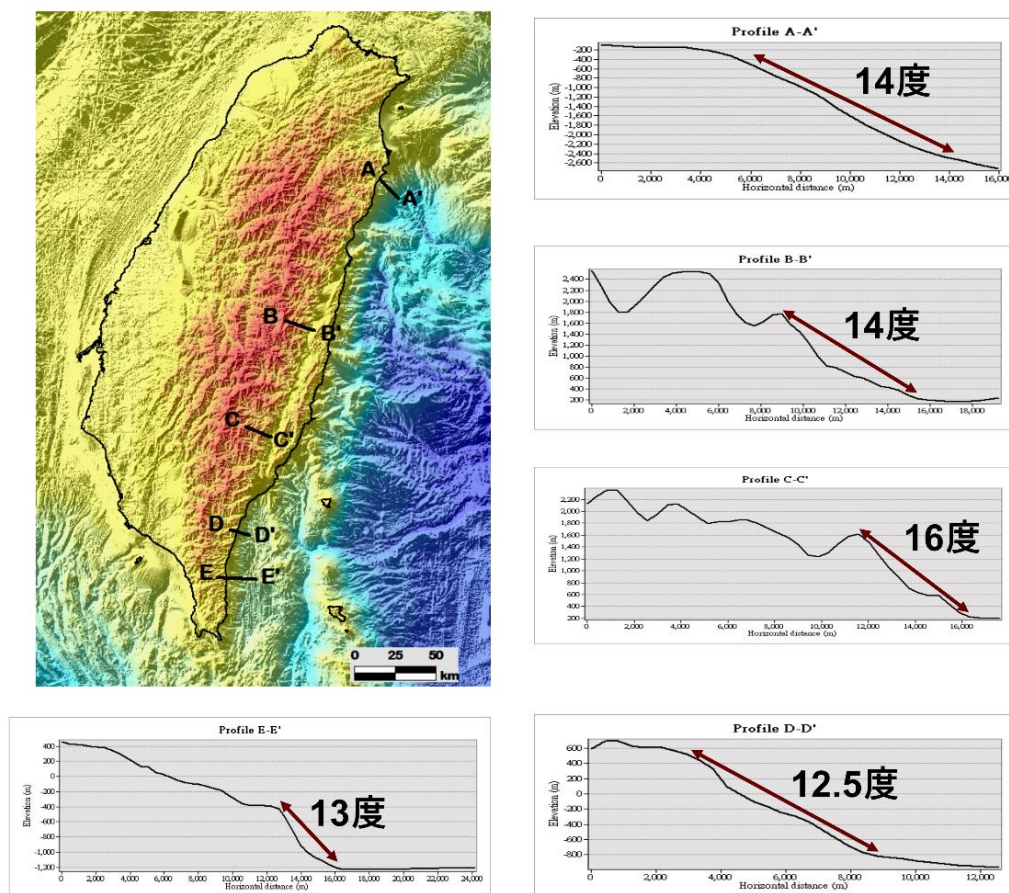


圖 4-1 中央山脈地塊地形角度測量。測量結果約為 13 至 15 度之間。數值高程資料源自 GEBCO_2021Grid。

Exp. CRslope_1.5(圖 4-2)、Exp. CRslope_10(圖 4-3)，與 Exp. CRslope_15(圖 4-4)的實驗結果共同顯示：活動斷層的運動行為可以分為兩大斷層系統，分別為沿著上部板塊基盤變質岩東緣的 W1(Fault wedge1)向西傾逆衝斷層(以下簡稱為基盤邊緣斷層)，以及下部板塊向西傾的疊瓦狀逆衝斷層系列(W2 至 W9 斷層)。

Exp. CRslope_1.5 的構造演化過程共可分為三個階段：第一階段，在聚合量第 0 至 6 公分時，板塊的聚合量主要由 W1 基盤邊緣斷層所吸收。基盤邊緣斷層最初發育自上部板塊東緣的端點，然後沿著既有存在的板塊相對弱面(玻璃微珠層)破裂，將上部板塊的石英粉混砂體逆衝至下部板塊的石英砂體之上(圖 4-2，第 5 公分聚合量)。第二階段，在聚合量第 6 至 33 公分時，W1 基盤邊緣斷層的深部持續沿著玻璃微珠層破裂，而其向上延伸至淺部則開始切穿下部板塊石英砂層西緣的頂部，並接續沿著下部板塊頂部的初始地形面向東滑動，形成斷層彎曲褶皺(fault bend fold)中的斷層幾何破裂行為(圖 4-2，第 30 公分聚合量)。第三階段，在聚合量第 33 公分至實驗結束時的第 100 公分時，下部板塊開始向東發育西傾的疊瓦狀逆衝斷層系列(W2 至 W7 的西傾斷層)。相對於基盤邊緣斷層的活動行為，疊瓦狀逆衝斷層系列在最東側的前緣斷層的活動速率更高，但是單一斷層活動時間則較短。在第三階段中，雖然 W1 基盤邊緣斷層的活動速率減慢，不過在實驗結束前其仍持續保持穩定滑動(圖 4-2，第 50 公分與第 100 公分)。

整體而言，當中央山脈東翼的地形角度調整為 10 度(Exp. CRslope_10；圖 4-3)或 15 度(Exp. CRslope_15；圖 4-4)時，構造演化過程與 CRslope_1.5 大致相似，唯在各構造階段所持續的時間長度，以及第三階段中基盤邊緣斷層的破裂位置兩處稍有差異。首先，在各階段持續時間方面：在 Exp. CRslope_10 中，構造演化的第一階段所相對應的板塊聚合量為第 0 至 2 公分，第二階段為第 2 至 24 公分，第三階段則對應第 24 公分至第 100 公分；另一方面，在 Exp. CRslope_15 中，第一階段的聚合量為第 0 至 2 公分，第二階段為第 2 至 15 公分，第三階段為第 15 公分至第 100 公分。綜合以上構造階段所對應的聚合量值，當上部板塊地形角較緩時，

W1 的基盤邊緣斷層由玻璃微珠層開始向上切入下部板塊石英砂層的時間較晚，並且向東發育出第一條下部板塊疊瓦狀斷層(W2)的時間也較晚。

另一方面，不同的中央山脈東翼地形角度，也會影響第三階段中基盤邊緣斷層的活動位置：Exp. CRslope_1.5 中 W1 基盤邊緣斷層幾乎僅活動在預設的玻璃微珠層（圖 4-2，第 100 公分）。相較之下，在 Exp. CRslope_10 與 Exp. CRslope_15 中，W1 基盤邊緣斷層則會在近地表淺部不斷自下部板塊石英砂體的頂部下方切出新的斷層面，因此在圖 4-3 與圖 4-4 中第 30 公分的聚合量，可見位在 W1 基盤邊緣斷層之上且在玻璃微珠層之下處存有一區似梯形的石英砂體，但是在 Exp. CRslope_1.5 之中則並不存在。此似梯形的石英砂體，在 Exp. CRslope_15 中具有最多的體積，不過整體而言當中央山脈東翼的地形為 10 度與 15 度時，實驗結果顯示兩者的活動斷層幾何架構幾乎相同(圖 4-3；圖 4-4，第 100 公分)。

綜合以上，由於將中央山脈地塊東翼的地形角度更改為 10 度至 15 度時，模型中 W1 基盤邊緣斷層的地表破裂位置會與將中央山脈地塊設定為 1.5 度時不同；但是當中央山脈地形角設定為 10 至 15 度的角度範圍時，則不具有明顯的活動構造特徵差異；因此本研究參照真實中央山脈地塊東翼約 13 至 15 度的地形角度，將後續實驗模型的地形角度固定設為較接近真實測量值的 15 度角，以利在後續實驗中測試其它變因的影響。

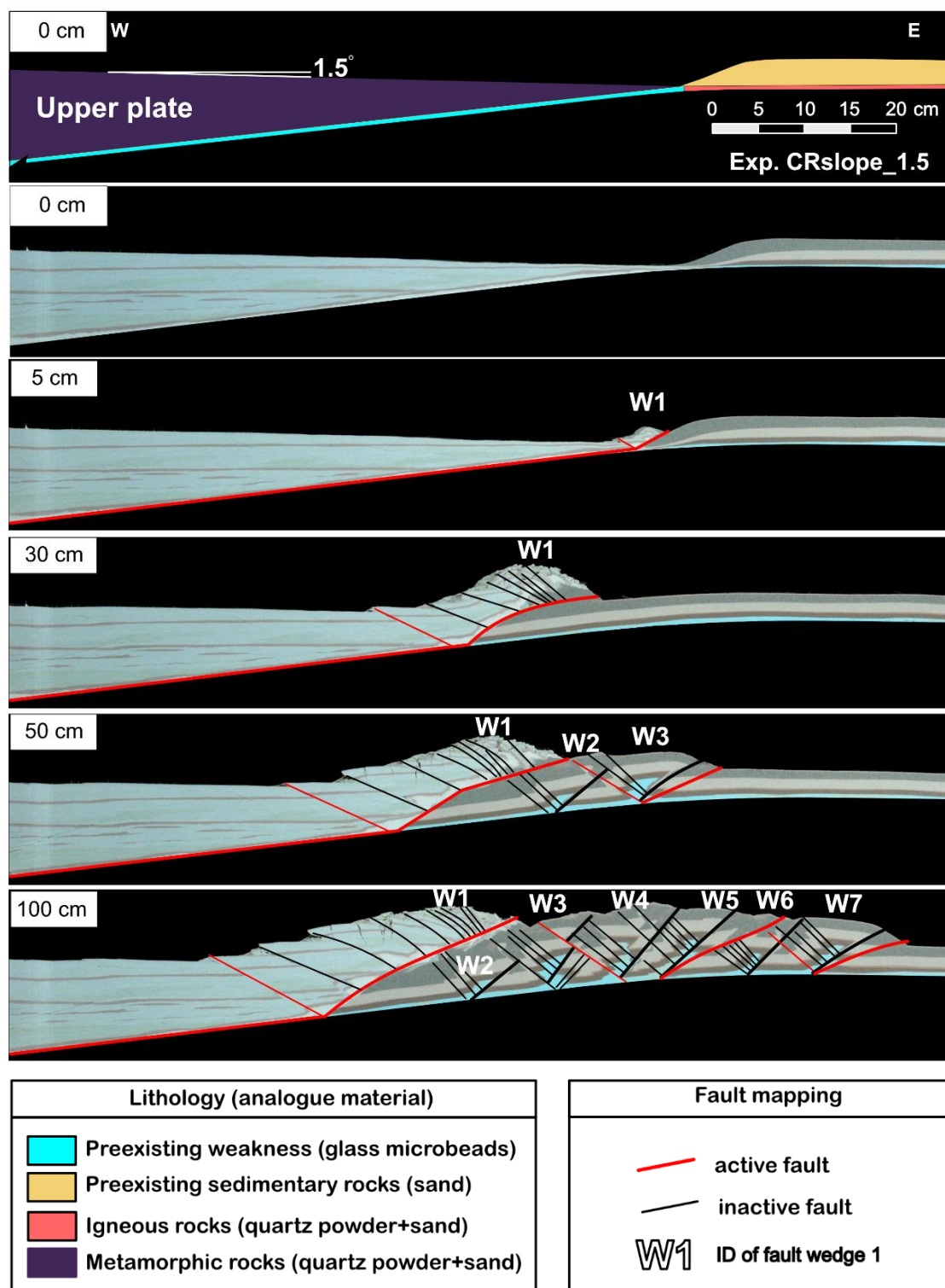


圖 4-2 Exp. CRslope_1.5 (中央山脈地形角設定為 1.5 度)的實驗結果。本實驗為參考自 Malavieille et al. (2016)的初始模型，第一張圖為實驗設計圖，左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。W1 基盤邊緣斷層的活動位置僅破裂於預設的玻璃微珠層處，其相較於下部板塊疊瓦狀逆衝斷層帶中的單一斷層具有更長的破裂時間與累計錯距。

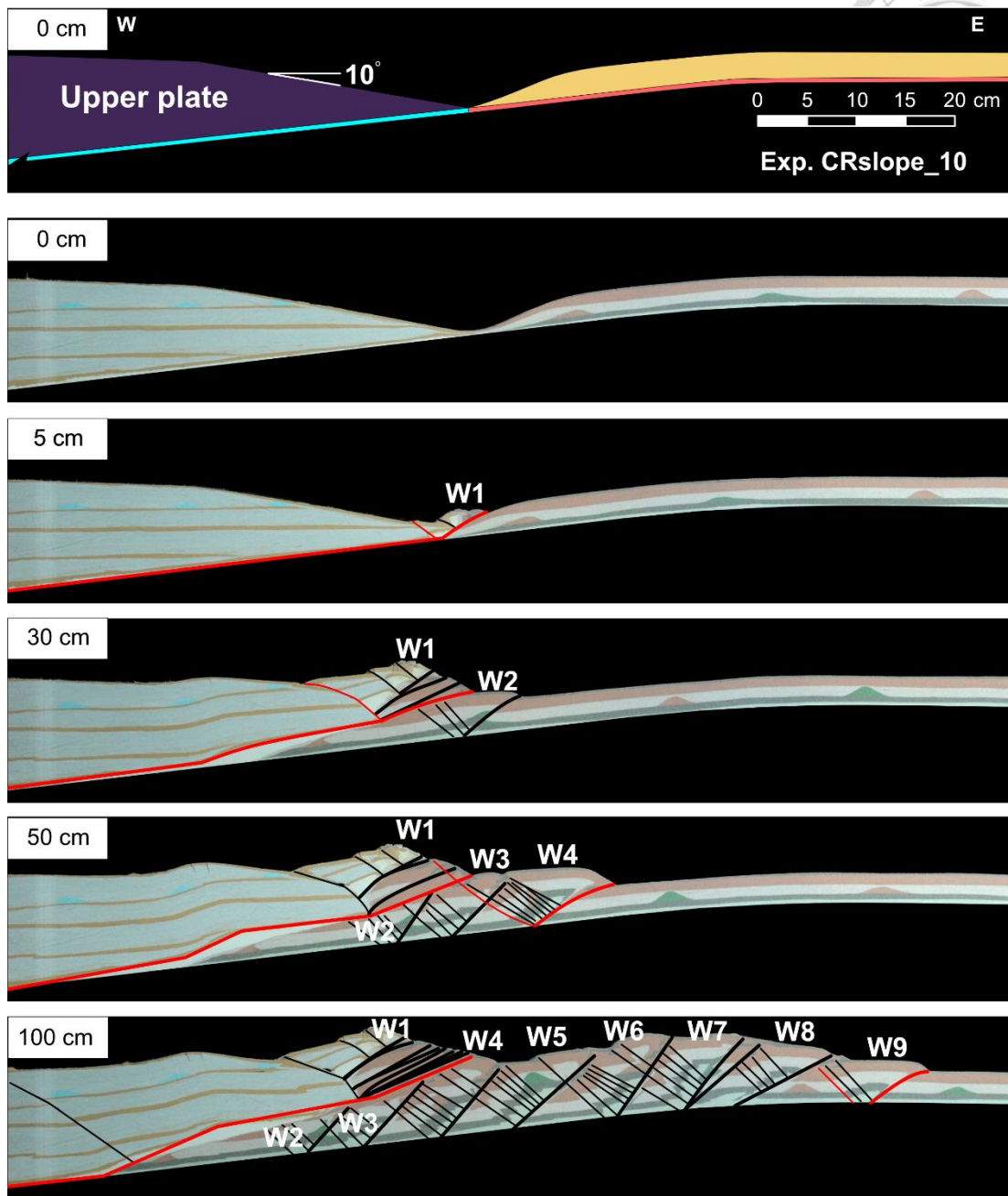
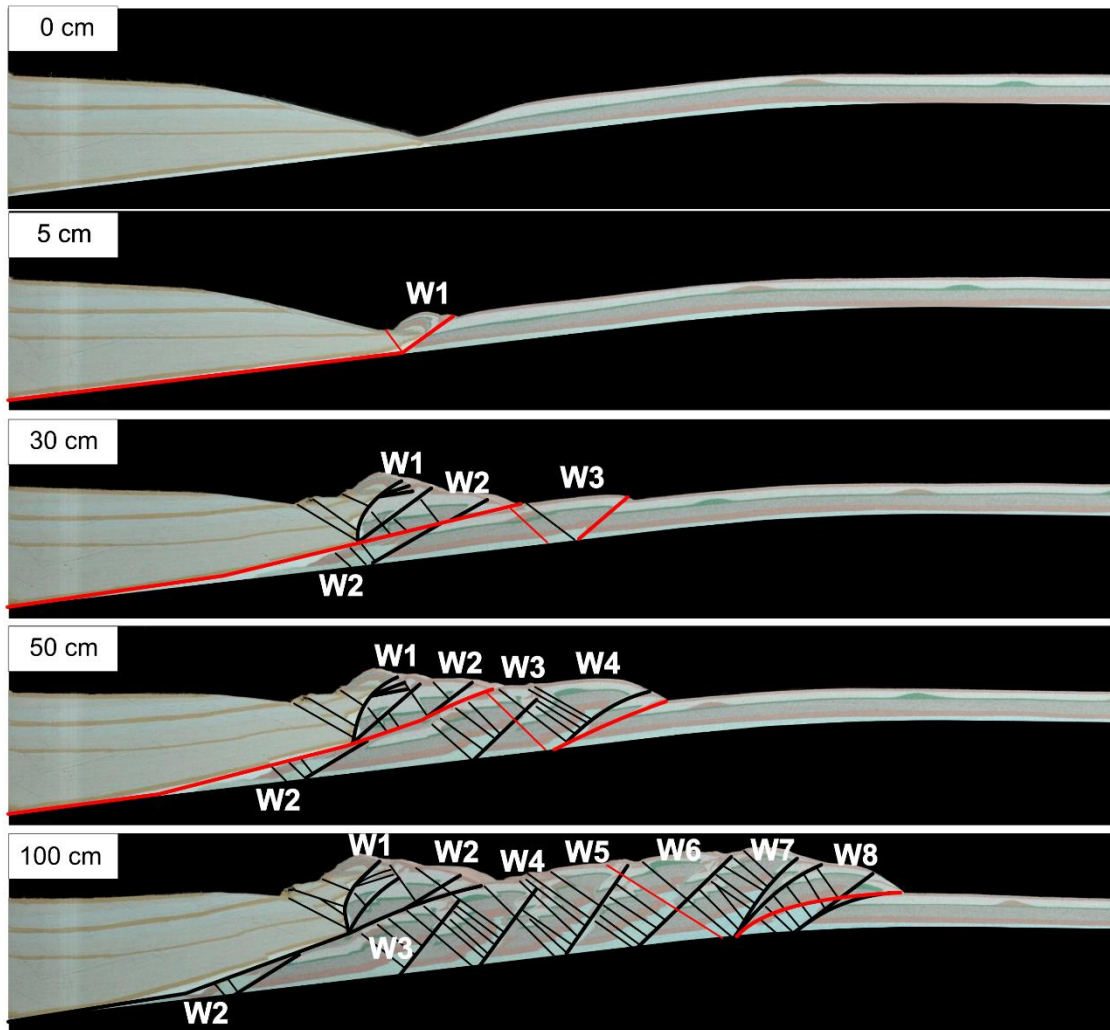
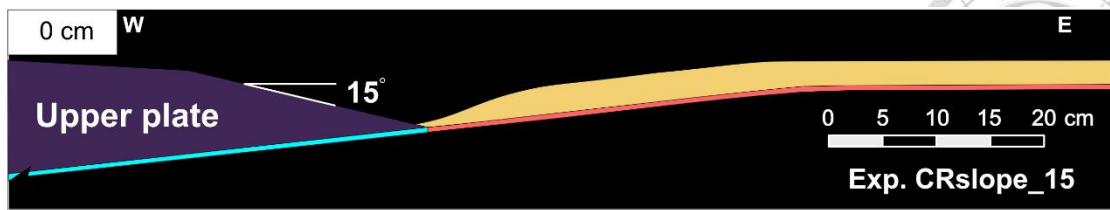


圖 4-3 Exp. CRslope_10 (中央山脈地形角設定為 10 度)的實驗結果。第一張圖為實驗設計圖、左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。W1 基盤邊緣斷層在地表淺處僅在實驗初期(如本圖第 5 公分的聚合量)沿著玻璃微珠層破裂，而後則向下破裂至下部板塊的石英砂層之中。



Lithology (analogue material)	
	Preexisting weakness (glass microbeads)
	Preexisting sedimentary rocks (sand)
	Igneous rocks (quartz powder+sand)
	Metamorphic rocks (quartz powder+sand)

Fault mapping	
	active fault
	inactive fault
	ID of fault wedge 1

圖 4-4 Exp. CRslope_15 (中央山脈地形角設定為 15 度)的實驗結果。第一張圖為實驗設計圖、左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。本實驗主要的斷層活動位置與中央山脈地形為 10 度時相似，皆分布於 W1 的西傾基盤邊緣斷層，以及下部板塊疊瓦狀逆衝斷層帶最東側的前緣斷層上。

4.2 上下板塊間的初始接觸關係 (Exp. Contact)

在大陸邊緣，來自上部板塊的大陸地殼沉積物，一般會沉積在大陸坡與下部板塊深海平原間的交界處(e.g.Kukowski et al., 1994)，形成大陸緣積(continental rise)或海溝沉積物(trench-fill sediments)，使上下板塊之間的沉積接觸關係呈現連續且圓滑的面狀接觸，而非如 Exp. CRslope_15 中僅以線狀接觸(圖 4-4)。因此本節將基於第 4.1 節 Exp. CRslope_15 的模型設計，在模型上下板塊之間新增石英砂體作為海溝沉積物，以調整上下板塊的沉積接觸關係，此新模型參數組合稱為 Exp. Contact。Exp. Contact 的海溝沉積物厚度設定為與下部板塊既有沉積層相等的 2.5 公分，幾何關係則由原本下部板塊的石英砂體直接向西延續，平滑地覆蓋至上部板塊的東側前緣之上。

Exp. Contact 的構造運動過程在前 17 公分的聚合量中與 Exp. CRslope_15 相似：首先發育向西傾的 W1 基盤邊緣斷層(圖 4-5)，並接續在下部板塊發育疊瓦狀的逆衝斷層帶(W2 與 W3)。然而在 17 公分聚合量後的斷層運動行為則開始相異於 Exp. CRslope_15：在 17 公分聚合量時，Exp. Contact 的 W1 基盤邊緣斷層開始停止活動。與此同時，取而代之地在原 W2 的西傾疊瓦狀逆衝斷層處發育另一條與 W1 基盤邊緣斷層運動行為相似的西傾逆衝斷層，為位於 W2 的脫序逆衝斷層(out of sequence thrust；OOST)。W2 的 OOST 與 W1 的基盤邊緣斷層，兩斷層的活動特性相似，斷層傾角皆相較疊瓦狀逆衝斷層系統更緩，並且具有較長的斷層活動時間以及累計錯距，為不同時期中吸收增積岩體內部水平縮短量的主要活動斷層，故本文以下將此類斷層系統統稱為基盤邊緣斷層系統。實驗過程中，隨著增積岩體向東增長，基盤邊緣斷層系統也不斷向東部外海方向發育新斷層，由圖 4-5 可見基盤邊緣斷層系統的主要活動位置依序為：第 10 公分聚合量的 W1 西傾斷層、第 26 公分與第 40 公分聚合量的 W2 西傾 OOST、第 40 公分至 100 公分影像中位於 W4 的 OOST，以及第 100 公分聚合量影像中位於 W7 的 OOST。當較東側的基盤邊緣斷層系統發育之後，原先位於較西側的 W1 斷層則不再進行斷層活動。

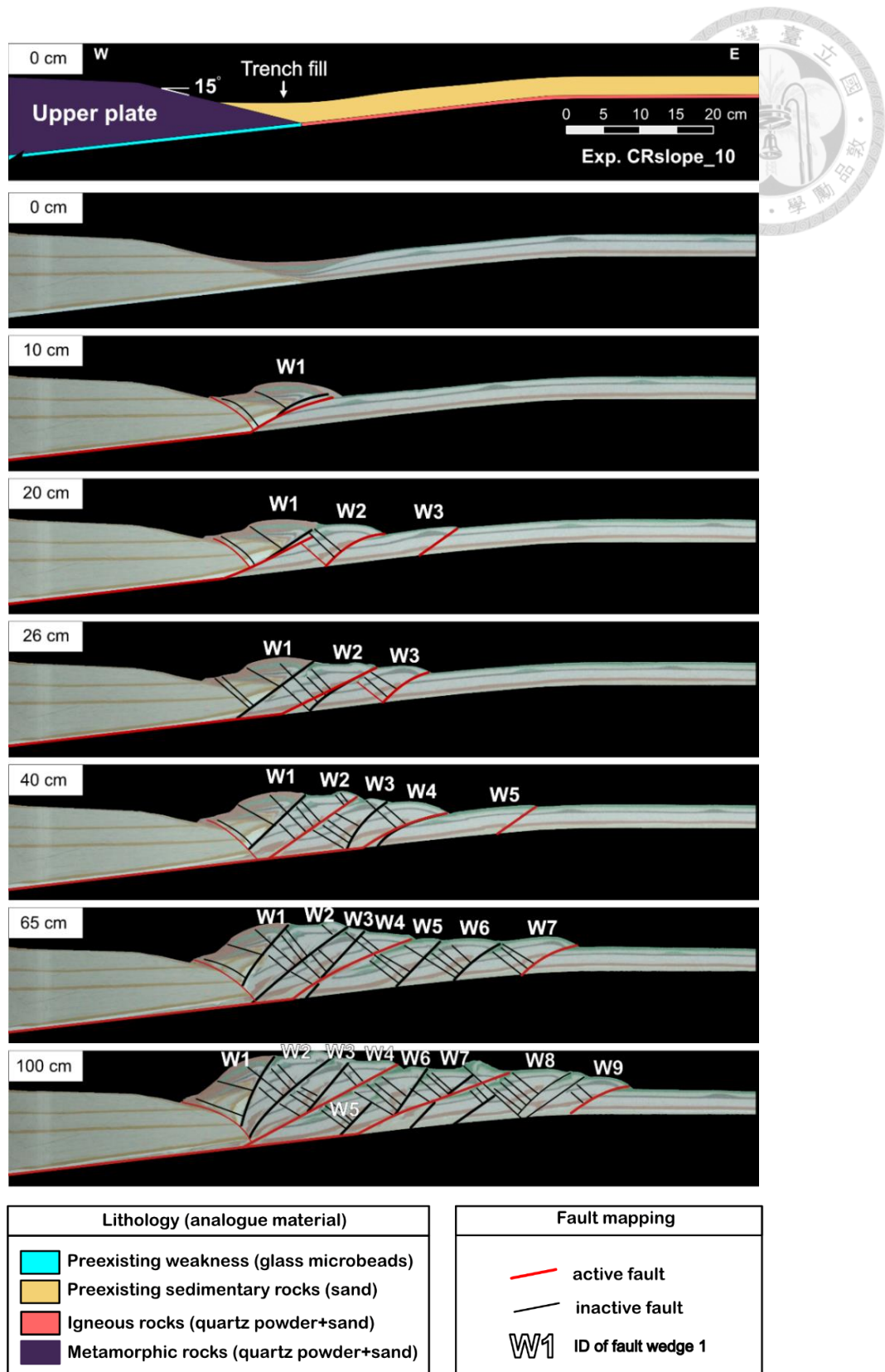


圖 4-5 Exp. Contact (上下板塊間圓滑接觸)的實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。由第 100 公分聚合量的實驗結果可見，本實驗在 W1、W4、W7 的位置皆具有傾角較緩且累計錯距較大的斷層活動行為發生。

4.3 海岸山脈的存在與縱谷斷層的弱面幾何 (Exp. COR&LVF)

為觀察中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統由南而北的空間交互關係演化，本研究的模型岩性初始條件參考自臺灣東南外海至花東縱谷縫合帶最南端的臺東一帶；而活動構造初始條件則是設定於臺東一帶。在模型岩性初始設定方面，由於位在花東縱谷縫合帶東側的海岸山脈，其與臺灣東南外海的綠島、蘭嶼皆屬於北呂宋火山島弧的火山，因此本節承續 Exp. Contact 的模型設計，在下部板塊之中加入海岸山脈的火山地形。在活動構造初始設定方面，由於砂箱儀器底部的空間限制，導致本研究難以模擬弧前基盤在臺東附近向東的俯衝行為，進而無法直接模擬縱谷斷層系統的初始形成階段；因此本研究將最終的模型初始條件設定於花東縱谷的臺東一帶，在模型之中預設一層已知存在於臺東的縱谷斷層弱面(圖 1-2b)。

模型火山的實驗材料與中央山脈地塊相同，為高材料力學強度的石英粉混砂；火山地形參考位自東南外海的綠島和蘭嶼(圖 4-6)，將模型海岸山脈初始地形角設定為 20 度，並且由於其高程較真實海床沉積物高 4 公里(圖 4-7)，以砂箱模型 1 公分即對應真實長度約 1 公里的比例換算(3.2.2 節)，因此將模型海岸山脈的高度設定為 7 公分高(本模型下部板塊石英砂層的頂面相較砂箱剛體基座為 3 公分高)。另一方面，參考花東縱谷 2006 年臺東地震的震源與餘震分布(圖 1-2b)，本模型亦在海岸山脈之中加入既有縱谷斷層弱面，所使用的實驗材料是材料強度低的玻璃微珠(表 3-4)。由於玻璃微珠的內摩擦角僅有 29 度，考量若將模型縱谷斷層的傾角設定為比內摩擦角更陡，將導致模型玻璃微珠層難以進行逆衝活動，因此本研究將模型縱谷斷層傾角設定為 30 度角。本節以下將透過 Exp. COR&LVF_1X 說明加入海岸山脈對斷層活動的影響(圖 4-7)，並比較多次實驗中的縱谷縫合帶深部滑脫弱面設計(圖 4-8)，選定較適合的參數組合以保留至下一節實驗。

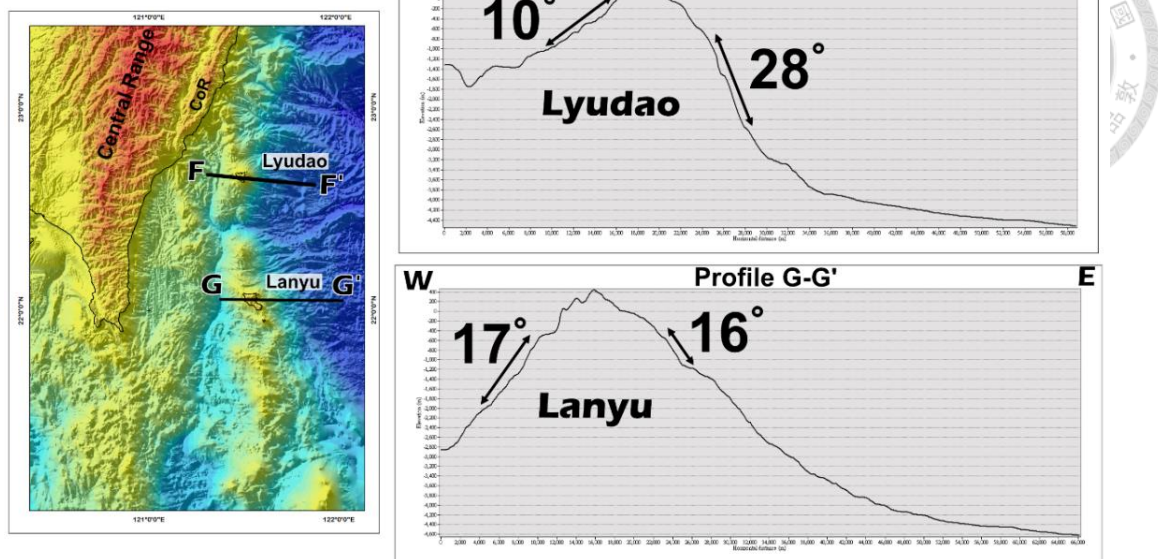


圖 4-6 綠島和蘭嶼的地形剖面。顯示海岸山脈兩翼地形角約為 20 度。

與第 4.2 節的 Exp. Contact 相比，Exp. COR&LVF_1X 的變因為新增的海岸山脈火成岩，以及 3 公分長的縱谷斷層玻璃微珠弱面(圖 4-7)。雖然 Exp. COR&LVF_1X 的設計同時包含兩項變因，然而由於寬度僅 3 公分的縱谷斷層玻璃微珠弱面於實驗過程中全程呈鎖定狀態，因此幾乎可將本實驗結果的斷層活動變化視為因加入海岸山脈所導致。

Exp. COR&LVF_1X 的實驗結果(圖 4-7)，首先在前 15 公分的聚合量中，基盤邊緣斷層系統首先活動於中央山脈變質岩東緣的 W1 西傾斷層，此系統隨聚合量增加而向東活動於新的斷層面，依序為破裂於縱谷中央的 W2，以及沿著海岸山脈西翼地形逆衝的 W3 西傾斷層。在約第 20 至 30 公分的聚合量時，W4 西傾斷層自海岸山脈東緣開始破裂，活動時會將海岸山脈基盤火成岩抬起，故斷層位置位於模型海岸山脈基盤火成岩與東部外海沉積岩之間，此沿著岩性邊界將基盤岩抬起的斷層幾何活動特徵與 W1 斷層相似。在第 30 公分的聚合量之後，疊瓦狀逆衝斷層系統的 W5 至 W7 斷層破裂於東部外海，成為吸收板塊聚合量最主要的斷層系統。至實驗結束前，西側在花東縱谷深部的斷層系統幾何則無明顯改變，主要活動斷層仍為 W3 西傾斷層。



接下來，為建立能夠在實驗過程中能順利產生錯移的縱谷斷層玻璃微珠弱面，本研究基於 Exp. COR&LVF_1X 的模型設計，調整縱谷斷層玻璃微珠弱面及其深部相關的弱面幾何設計。本研究共嘗試六組不同的弱面幾何(圖 4-8)，發現僅 Exp. COR&LVF_2V、Exp. COR&LVF_5V，以及 Exp. COR&LVF_6V 的模型縱谷斷層能夠產生錯移。然而，由於在 Exp. COR&LVF_2V 與 Exp. COR&LVF_5V，花東縱谷向西傾的活動斷層系列中，各斷層上盤的主要岩性皆屬於沉積岩，此與真實花東縱谷中央山脈斷層上盤以變質岩為主的事實不符，因此本研究選擇 Exp. COR&LVF_6V 作為後續實驗的參考模型，並將 W1 西傾斷層類比為中央山脈斷層。

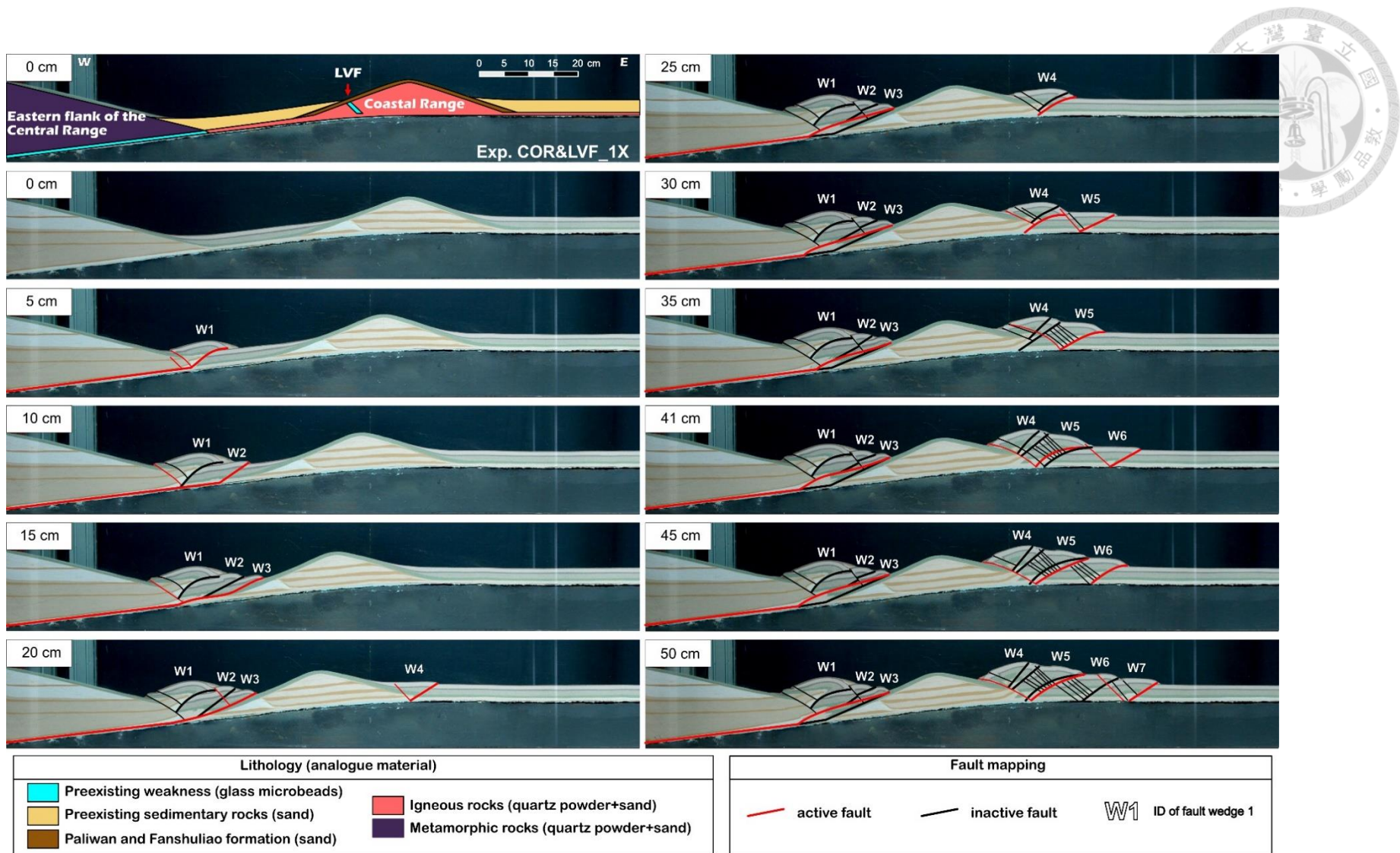


圖 4-7 Exp. COR&LVF_1X 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。

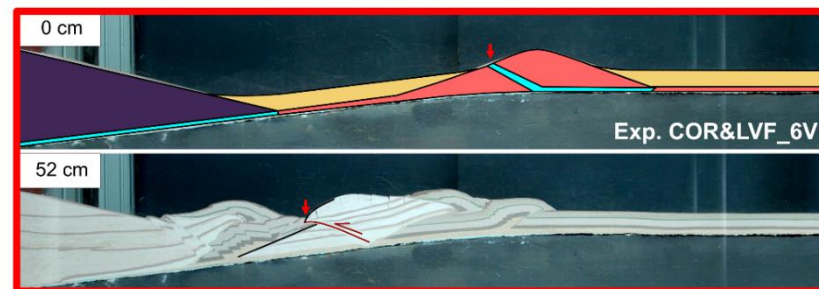
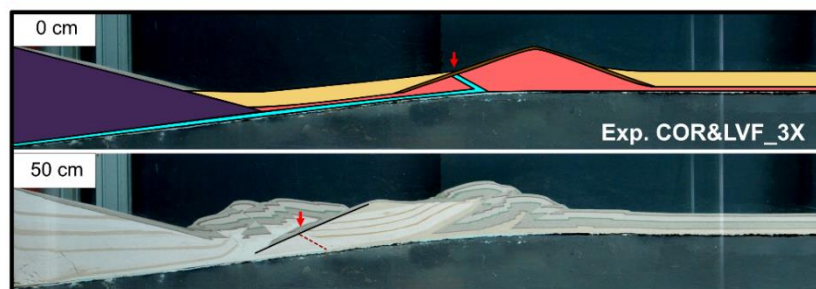
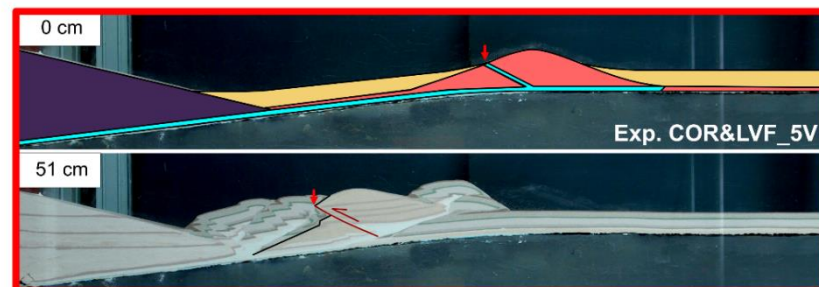
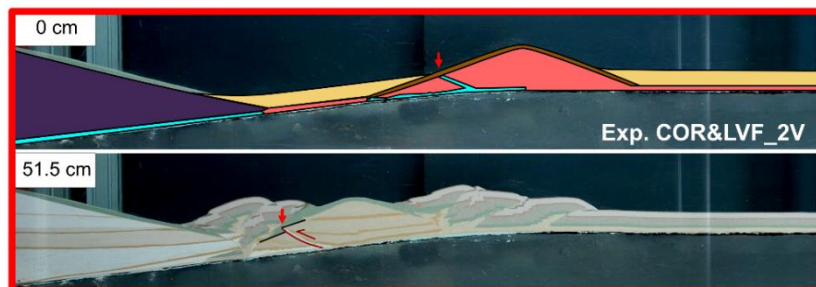
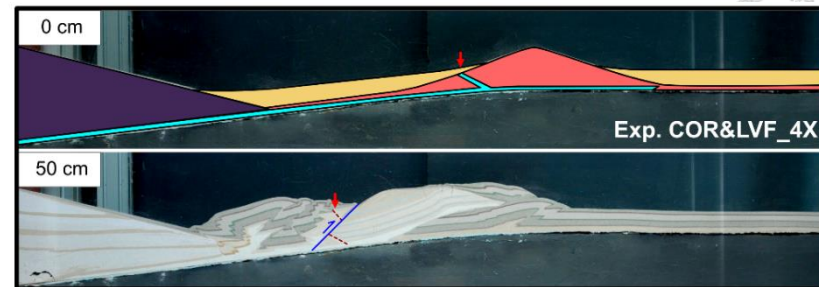
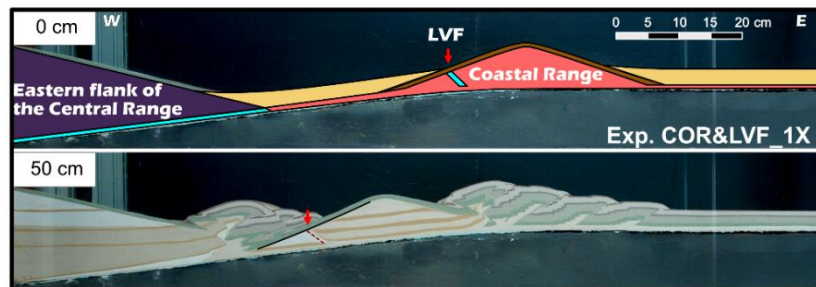


圖 4-8 海岸山脈的存在與縱谷斷層弱面幾何的 6 組模型參數測試。此圖包含各組實驗模型的初始設計與第 50 公分時的實驗結果。實驗編號標示於各初始設計圖的右下角。經比較各組模型的實驗結果，縱谷斷層僅於由紅框標示的 Exp. COR&LVF_2V、Exp. COR&LVF_5V 以及 Exp. COR&LVF_6V 中產生滑動，此三組實驗的弱面幾何共同特徵為鏟狀的縱谷斷層設計。

70

Lithology (analogue material)		Mapping for 50cm-convergence	
	Preexisting weakness (glass microbeads)		initial topography of CoR
	Preexisting sedimentary rocks (sand)		active LVF
	Paliwan and Fanshuliao formation (sand)		inactive LVF
	Igneous rocks (quartz powder+sand)		west-dipping fault which crosscuts the LVF
	Metamorphic rocks (quartz powder+sand)		

Exp. COR&LVF_6V 的斷層系統運動行為主要如下(圖 4-9)：

在第 25 公分的聚合量之前，Exp. COR&LVF_6V 的斷層系統的活動行為基本上與 Exp. COR&LVF_1X 相同，兩實驗皆在縱谷深部向東發育傾度較緩且向西傾的基盤邊緣斷層系統。首先發育的斷層是緊鄰中央山脈變質岩東緣的 W1 西傾斷層，其斷層面沿著 W2 斷層楔地形向東生長，因此在 W1 斷層深部的傾角較陡而在淺部傾角變緩，形成斷層彎曲褶皺(fault bend fold)的幾何。接著，在 W1 斷層的東邊，W2 西傾斷層則是沿著海岸山脈西翼的火山地形向東爬升。

然而，在第 30 公分的聚合量之後，本實驗的斷層幾何運動行為轉而與 Exp. COR&LVF_1X 相異。在第 30 至 47 公分的聚合量中，當海岸山脈東翼的 W3 西傾基盤邊緣斷層形成後，模型縱谷斷層也在同一時期開始錯動，其斷層幾何與 W1 斷層相似，縱谷斷層也在其上盤發育斷層彎曲褶皺。由於此聚合量下的模型縱谷斷層成為吸收增積岩體內部水平縮短量的主要斷層之一，因此若將本實驗與 Exp. COR&LVF_1X 在聚合量約為第 50 公分的影像結果相比，則可見本實驗東部外海的疊瓦狀斷層系統向東發展的速率較 Exp. COR&LVF_1X 慢——在 Exp. COR&LVF_1X 中共發育 3 個東部外海的疊瓦狀斷層(圖 4-7 的 W5、W6、W7)，而在本實驗中則僅發育 1 個東部外海的疊瓦狀斷層(W4)。

同一時期，約在第 40 公分的聚合量時，在中央山脈東側的 W2 西傾斷層上盤發育一向東傾的背衝斷層，其向上截切並超覆原本活躍的 W1 西傾斷層，而 W1 西傾斷層也在同一聚合量下停止斷層活動，因此最後在 40 公分的聚合量後，花東縱谷下方中央山脈斷層系統僅存 W2 西傾斷層為活動斷層。

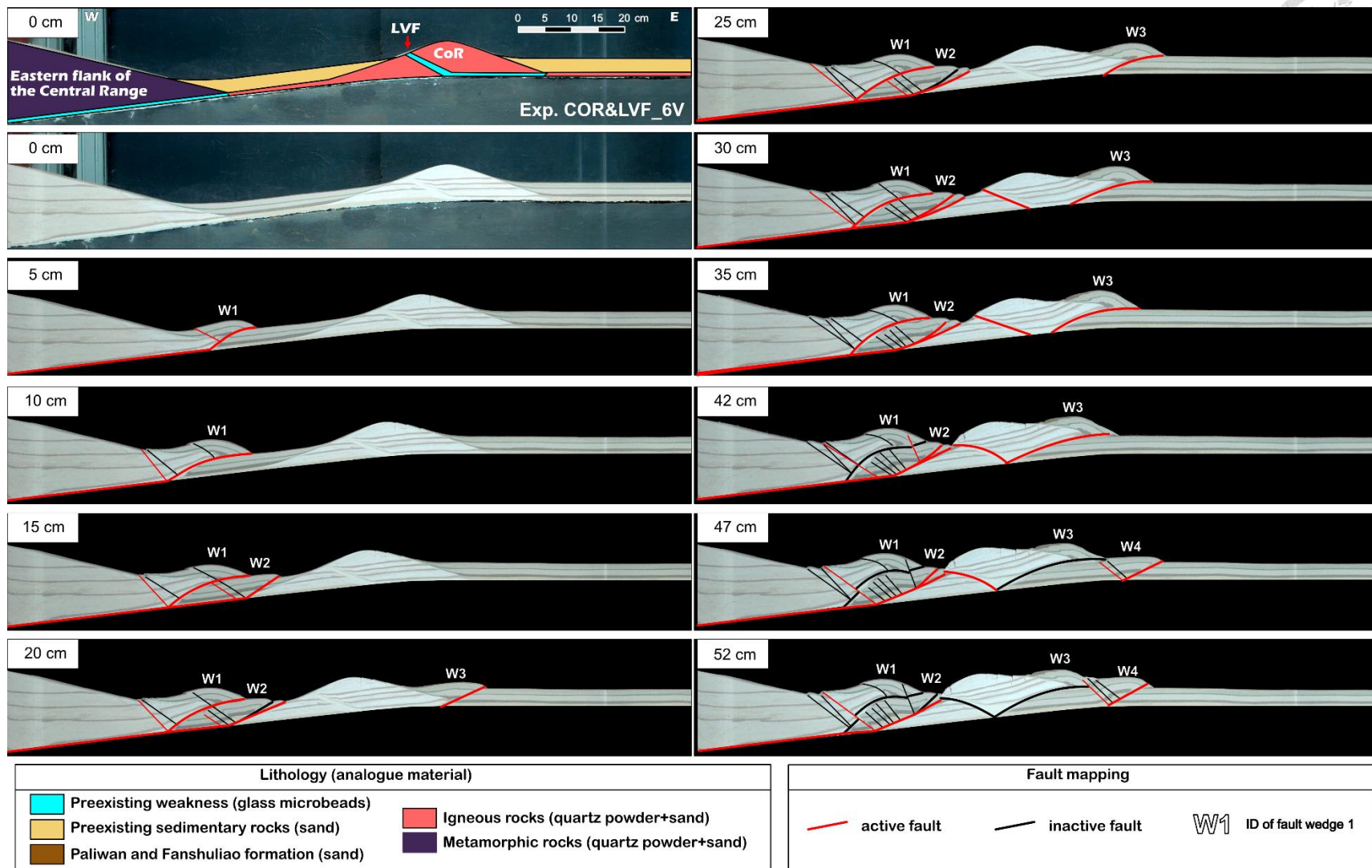


圖 4-9 Exp. COR&LVF_6V 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚含量。

4.4 與板塊聚合同時的沉積作用 (Exp. SYNSEdi)

由於真實花東縱谷中的岩性組成主要為現代沖積層，沉積時間與板塊聚合作用同時，此與 Exp. COR&LVF_6V 僅存在板塊聚合以前的既有岩層不符。因此，本研究參考 Chi et al. (1981)與 Hsieh et al. (2020)利用地層厚度及其化石相應年代所計算的花東縱谷沉積速率，將同板塊聚合的沉積作用新增至 Exp. COR&LVF_6V 的模型設計中，並將此修正後的模型命名為 Exp. SYNSEdi。

花東縱谷的沉積速率如圖 4-10 所示，在近 2 百萬年的快速構造抬升時期內，花東縱谷的沉積速率約為 3 至 7 km/Myr。本研究模型透過板塊間聚合量作為模型沉積速率的時間項控制：首先，根據花東縱谷縫合帶每年約 4 公分的板塊聚合速率換算(Yu et al., 1997；Tsai et al., 2015)，在每百萬年聚合 40 公里時，沉積物的累積沉積厚度為 3 至 7 公里；因此同板塊聚合的沉積速率為每公里的板塊聚合量下，應沉積約 0.075 至 0.175 公里厚的沉積物。接著，將此沉積速率以砂箱對應真實長度 1 公分即約等於 1 公里的比例換算，則當砂箱的底拖帶移動 1 公分時，需沉積的沉積厚度為 0.75 至 1.75 毫米。最後，本模型參考 Malavieille et al. (2016)的實驗設計，以每 2 公分的聚合量間隔實施一次同板塊聚合的沉積作用，每次沉積約 1.5 至 3.5 毫米厚的石英砂層至花東縱谷中。

本實驗結果中(圖 4-11)，斷層活動順序在前 30 公分的聚合量中大致與 Exp. COR&LVF_6V 相同—首先在花東縱谷中形成向西傾的 W1 和 W2 斷層，接著在海岸山脈東翼的 W3 西傾斷層形成不久後，縱谷斷層也在同一時期開始活動。隨著在花東縱谷中加入同板塊聚合的沉積作用之後，本實驗與 Exp. COR&LVF_6V 的斷層運動主要具有兩處不同：其一是 W1 西傾斷層與縱谷斷層的斷層幾何，由原本在 Exp. COR&LVF_6V 中所形成的斷層彎曲褶皺幾何，轉為在本實驗中向上破裂至沉積岩中的斷層擴展褶皺(fault propagation fold)幾何(圖 4-11，第 40 公分聚合量)。其二則是中央山脈斷層系統的活動位置，本實驗的 W1 西傾斷層持續活躍至實驗結束，而 W2 西傾斷層則在模型縱谷斷層開始活動前不久便停止活動。此斷層活動結

果相異於 Exp. COR&LVF_6V 在花東縱谷下方以 W2 西傾斷層為第 40 公分聚合量
後長期且主要活動斷層的實驗結果。

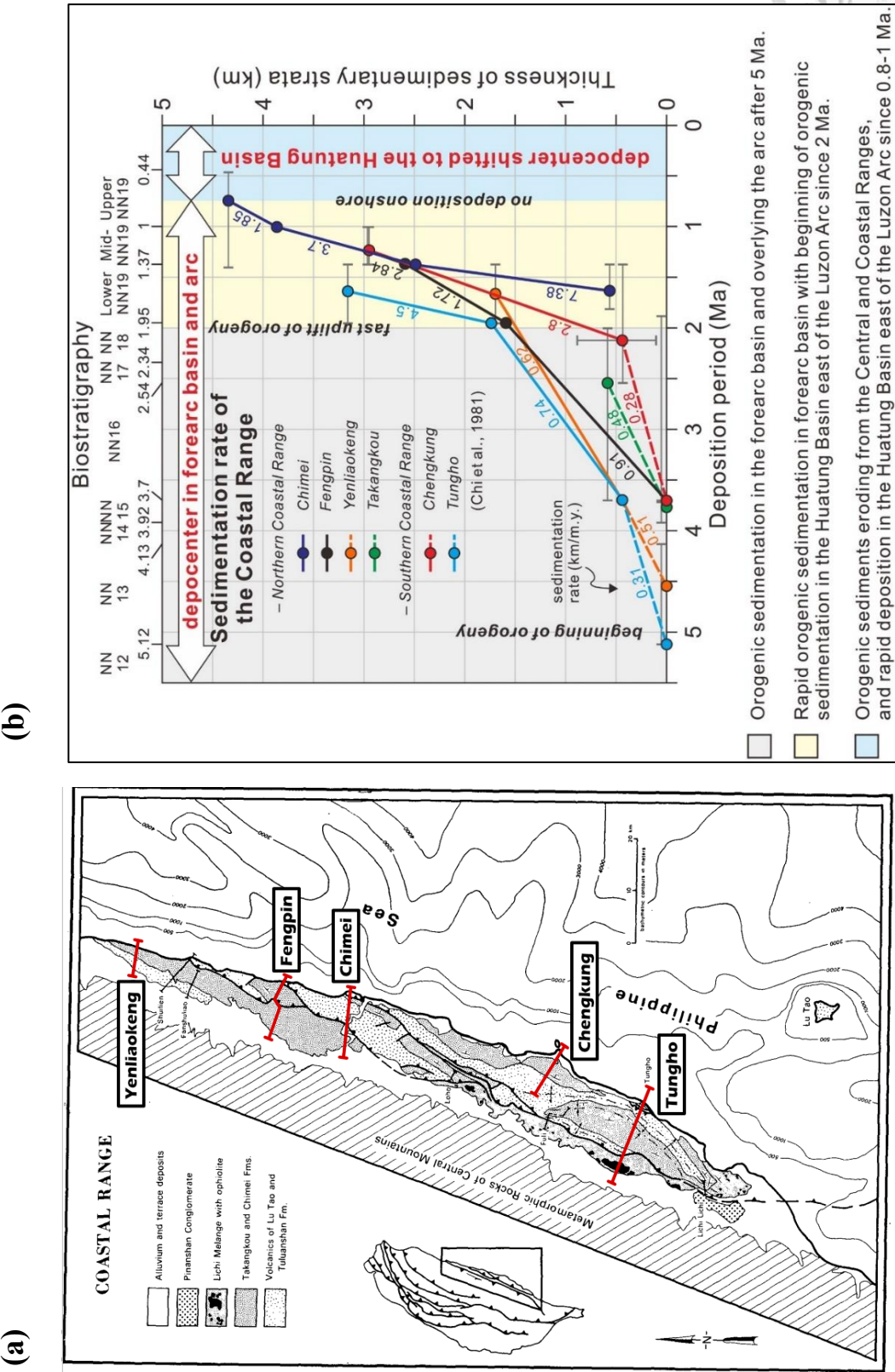


圖 4-10 花東縱谷的同板塊聚合沉積速率(syn-tectonic sedimentation rate)。圖(a)為圖(b)中測量沉積速率的取樣剖面位置。圖(b)為與弧陸碰撞同時發生的沉積速率以及沉積中心位置。修改自 Hsieh et al. (2020)。

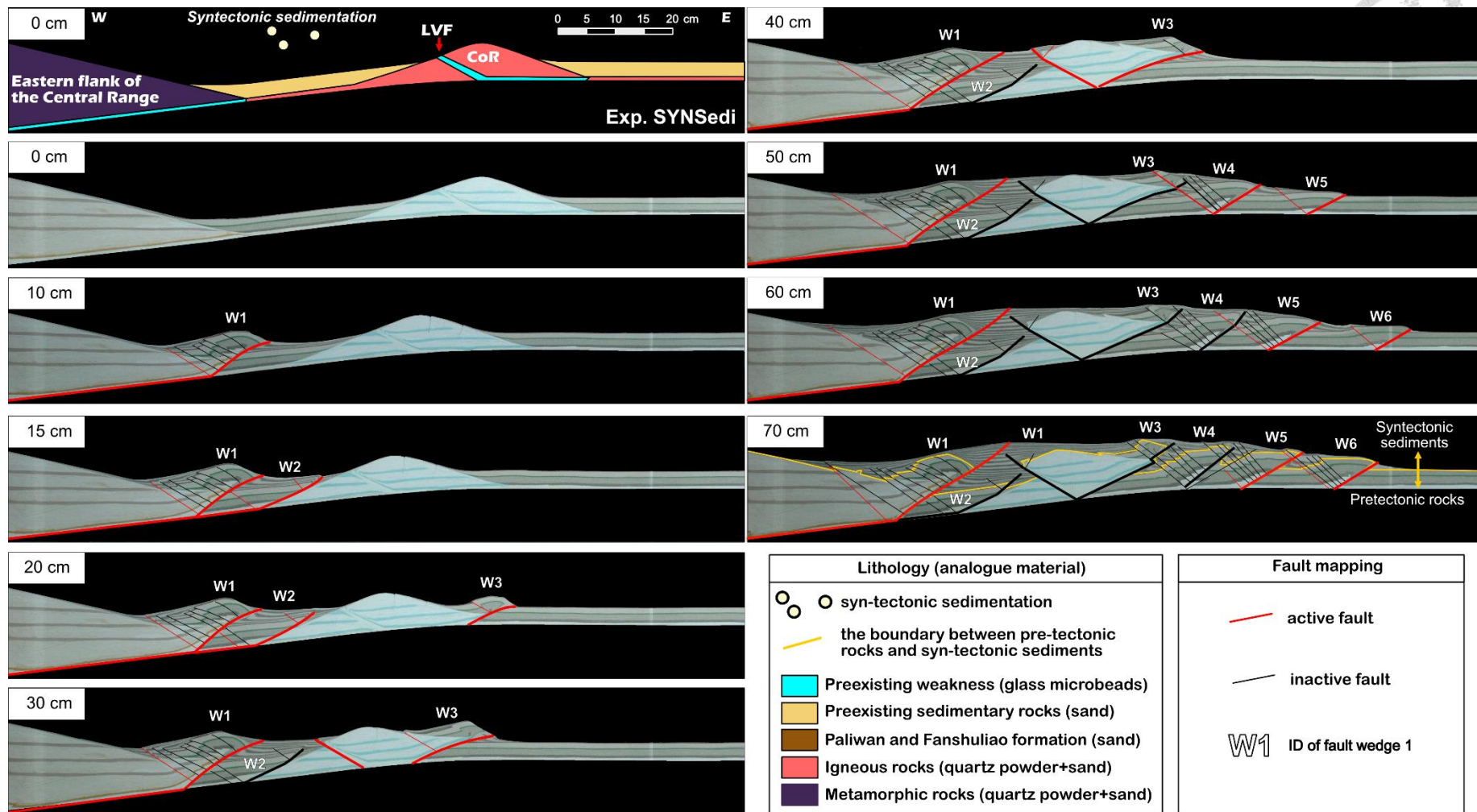


圖 4-11 Exp. SYNSedi 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。

4.5 花東縱谷寬度 (Exp. LVwidth)

雖然在 Exp. COR&LVF_6V 與 Exp. SYNSEDI 中，中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統皆已能夠在實驗過程中產生錯動，但是以上實驗模型的變形過程皆尚未展現兩斷層系統之間的幾何接觸，因而無法觀察斷層系統間的空間互動。為使中央山脈斷層系統(CRFs)與縱谷斷層系統(LVFs)的破裂位置可以在實驗過程中相互接觸並於空間重疊，本模型將海岸山脈與縱谷斷層的位置往中央山脈地塊方向水平移動 10 公分(圖 4-12，第 0 公分聚合量)，透過縮短花東縱谷的寬度使兩斷層的破裂位置更加靠近，以利在斷層活動過程中相互影響。

圖 4-12 中第 32 公分聚合量顯示，在 CRFs 與 LVFs 接觸之前的實驗結果幾乎與 Exp. SYNSEDI 相同—CRFs 主要的活動斷層為上盤以變質岩為主要岩性的 W1 西傾斷層，而 LVFs 則沿原本預設的縱谷斷層玻璃微珠弱面產生破裂。

接著，自第 32 公分的聚合量後，CRFs 的 W1 斷層與 LVF 開始相互接觸(圖 4-13)。由於本實驗(Exp. LVwidth)為本研究中第一個觀察到 CRFs 與 LVFs 接觸關係的實驗，因此以下將除了透過實驗照片展示模型整體的活動斷層分布(圖 4-12)之外，也會利用質點影像測速技術(PIV)的應變速率分析(圖 4-13)展示 CRFs 與 LVFs 之間更詳細的時空互動關係。

當 CRFs 的 W1 斷層與 LVF 開始相互接觸後(圖 4-13)，兩者的活動速率皆相較尚未接觸前減慢，兩斷層系統後續的幾何互動共可分為兩個階段：第一階段，為兩斷層系統彼此截切並延伸至地表：首先，LVF 在第 34 公分時開始超覆 CRFs 的 W1 斷層，形成「入」字形的斷層幾何，此時 LVFs 的活動速率較 CRFs 高。接著，自約第 40 公分聚合量開始，W1 斷層與 LVF 的幾何關係轉為似共軛斷層的「X」形，此時兩斷層皆獨自破裂至地表且活動速率相當。在約第 45 公分聚合量時，W1 斷層向東將 LVF 截切並超覆，同時位在 W1 斷層上盤的淺部縱谷斷層不再活動，而 W1 斷層下盤的縱谷斷層根部活動速度則逐漸轉弱。此時，位於不再活動的淺部縱谷斷層西側，位在 W1 斷層背斜的東翼與現代沖積物之間，有另一東傾斷層發育在

W1 斷層的上盤，其斷層底部並不與縱谷斷層的根部相接，且其活動速率比 LVF 更強，故此東傾斷層應為 W1 斷層的背衝斷層(CRFs-backthrust，圖 4-13)。第二階段，為 CRFs 超覆 LVFs：在第 47 公分的聚合量後，主要的板塊聚合量轉由東部外海的疊瓦狀逆衝斷層帶吸收(圖 4-12，第 52 公分聚合量至第 78 公分聚合量)，此時 W1 斷層的背衝斷層與 LVF 皆不再活動，僅餘 CRFs 的 W1 斷層緩慢活動(圖 4-13，第 52 公分至第 78 公分聚合量)。

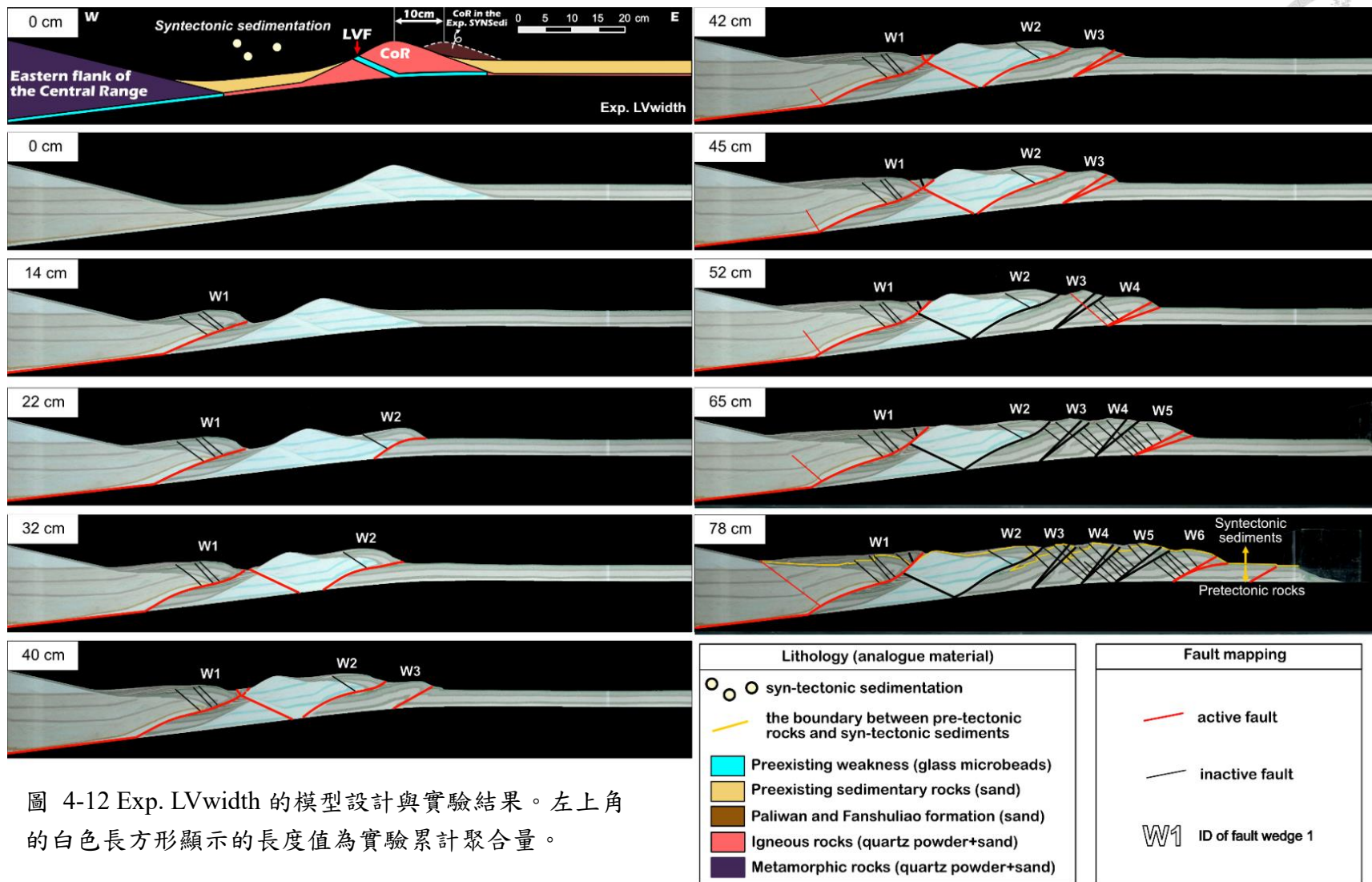


圖 4-12 Exp. LVwidth 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。

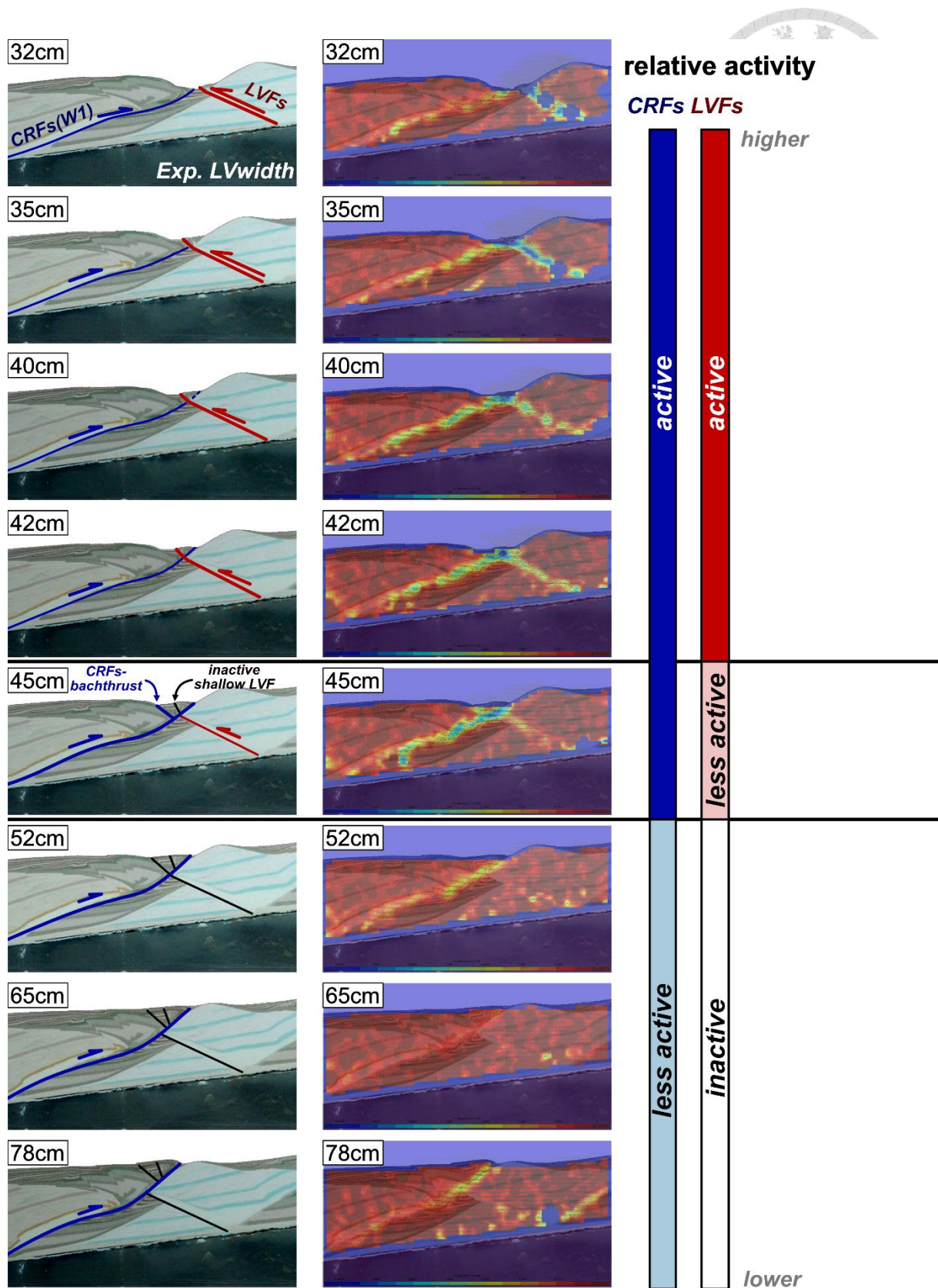


圖 4-13 Exp. LVwidth 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。第一欄為活動斷層的運動位置圖，第二欄為 PIV 分析的應變速率圖，冷色系代表應變速率較大。最右欄為各個聚合量下的中央山脈斷層系統(藍條)和縱谷斷層系統(紅條)之間的相對活動速率示意圖。

4.6 既有沉積岩厚度 (Exp. SediTH)

在第 4.1 至 4.5 節的實驗模型中，既有沉積物厚度按本研究的初始模型 (Malavieille et al., 2016) 設定為 2.5 公里厚。然而，根據 Hsieh et al. (2020) 對於瑞穗以東的東部外海反射震測調查，經由比較震測相的差異，判斷真實花東縱谷縫合帶附近的板塊碰撞前 (pre-tectonic, or pre-collisional) 沉積層厚度僅約為 1.5 公里厚 (圖 4-14)。為將既有沉積物厚度調整為真實花東縱谷縫合帶中的 1.5 公里厚，本實驗將模型花東縱谷及東部外海的石英砂層厚度減至 1.5 公分。

另一方面，由於在 Exp. LVwidth 的模型中，同板塊聚合沉積物的分布範圍過寬，自海岸山脈火成岩以西共約 30 公里寬，與現今的花東縱谷 5 至 10 公里的寬度不符。因此，本實驗亦微幅調整，除了將模型海岸山脈再往西水平移動 2 公分之外，也同時將同板塊聚合的沉積作用 (syn-tectonic sedimentation) 範圍限縮在中央山脈斷層上盤背斜的東側至海岸山脈之間，以減少花東縱谷現代沉積岩的分布寬度。

Exp. SediTH 所模擬的活動斷層幾何關係幾乎與 Exp. LVwidth 相同。首先，在第 29 公分的聚合量之前，CRFs 主要活動於 W1 的西傾斷層，而 LVFs 則沿著預設的海岸山脈玻璃微珠破裂 (圖 4-15)。當 CRFs 與 LVFs 隨著板塊聚合而接觸後，斷層互動也如 Exp. LVwidth 可分作兩個階段：第一階段中，LVFs 首先超覆 CRFs (圖 4-15，第 36 公分)；接著，根據 PIV 的分析結果顯示 (圖 4-16)，自第 41 至 46 公分的聚合量時，CRFs 與 LVFs 皆活躍至地表或近地表，並且彼此截切。第二階段，在第 46 公分的聚合量後模型的 LVFs 不再活動，轉而由 CRFs 向東將 LVFs 截切並超覆，成為主要的斷層系統。此時，原本活躍於第 44 至 46 公分聚合量的淺部 LVFs 仍持續活動，轉變成為 W1 西傾斷層的背衝斷層 (CRFs-backthrust，圖 4-16)，且底部不再與 LVFs 根部的玻璃微珠層相連。

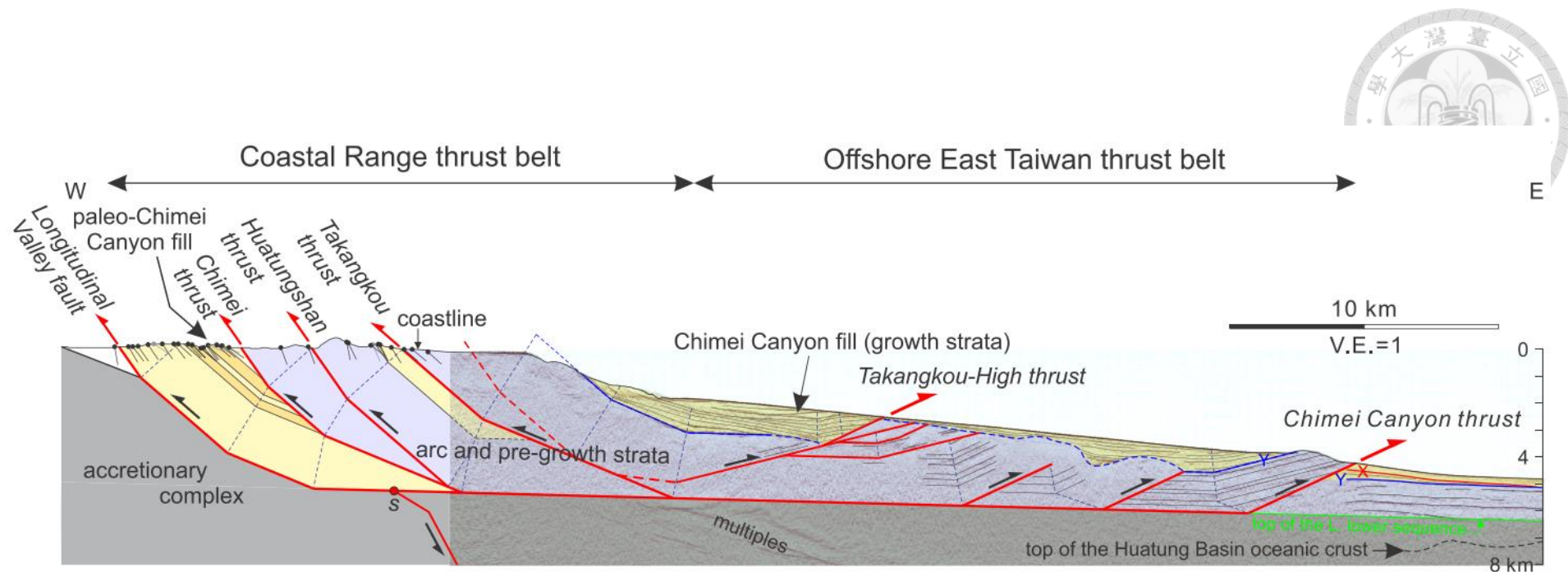


圖 4-14 海岸山脈至臺灣東部外海的反射震測判釋。灰色為基盤岩、紫色為既有沉積層 (pre-collisional sequence)、黃色為與弧陸碰撞同時沉積的沉積層 (syn-collisional sequence)。觀察尚未被活動斷層影響的區域，既有沉積層的厚度約為 1.5 公里厚。引用自 Hsieh et al. (2020)。

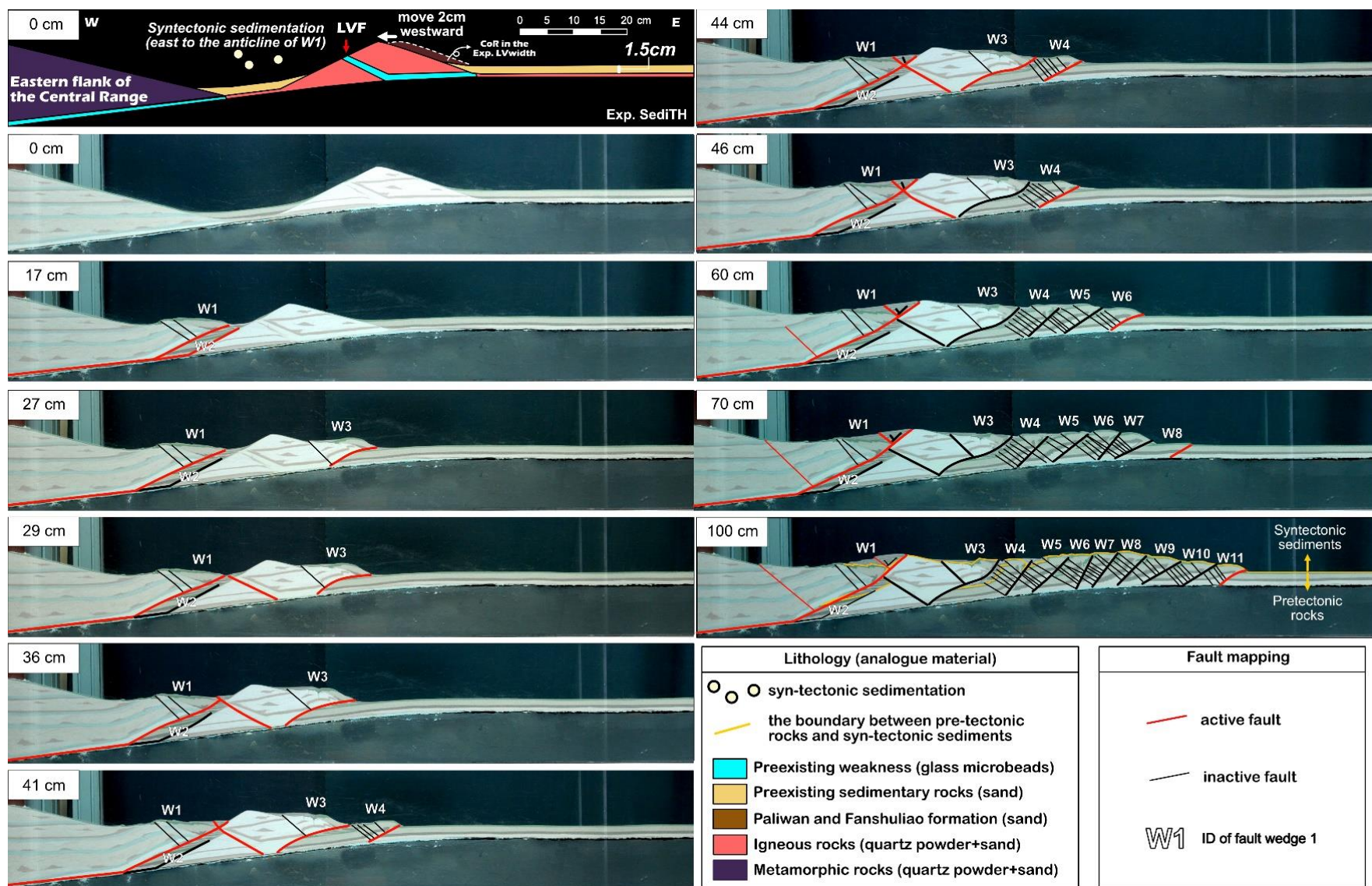


圖 4-15 Exp. SediTH 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。

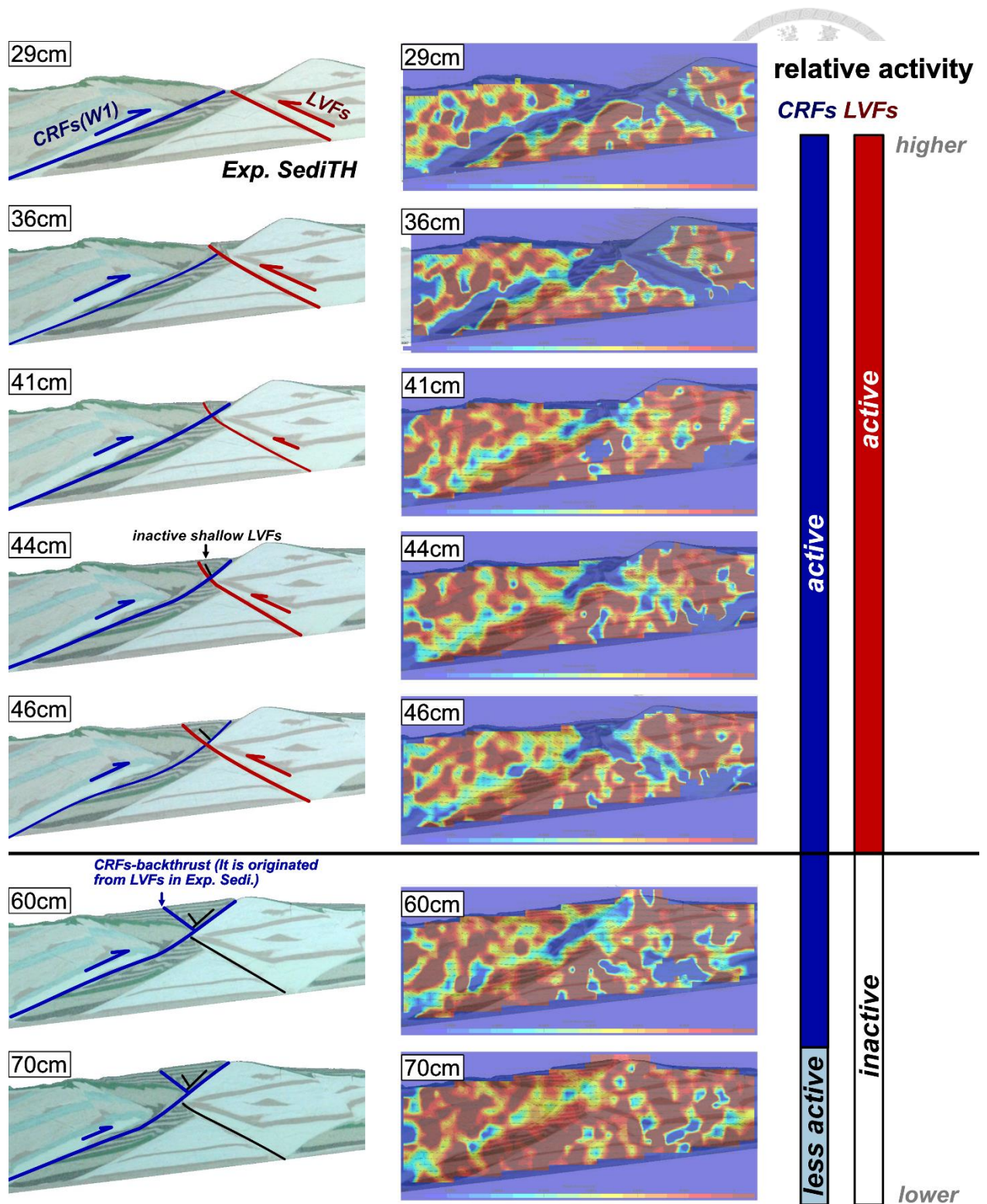


圖 4-16 Exp. SediTH 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。第一欄為活動斷層的運動位置圖，第二欄為 PIV 分析的應變速率圖，冷色系代表應變速率較大。最右欄為各個聚合量下的中央山脈斷層系統(藍條)和縱谷斷層系統(紅條)之間的相對活動速率示意圖。

4.7 海岸山脈既有沉積岩的存在 (Exp. Paliwan)

在海岸山脈的兩翼具有八里灣層與蕃薯寮層沉積岩出露(圖 2-3；王源與陳文山，1993)，為海岸山脈經弧陸碰撞抬升至海水面以上前，沉積於海岸山脈火山島兩翼的既有海相沉積層(陳文山與王源，1996)。然而，在本文 4.3 至 4.6 節的實驗設計中，僅根據海岸山脈約 20 度傾角的地形與相對海床沉積物的高度，將此幾何範圍內的海岸山脈岩性簡化設為基盤火成岩，而尚未考量近地表的八里灣層與蕃薯寮層沉積岩。

為模擬與探討八里灣層與蕃薯寮層的存在對於斷層活動的潛在影響，使模型岩性更符合設定於臺東一帶的模型初始條件，本實驗首先參考綠島和蘭嶼約 20 度傾角的海底地形，並將此地形面設定為八里灣層與蕃薯寮層沉積岩的頂面(圖 4-6)；接著，參考綠島、蘭嶼在海水面下 0 至 600 公尺深處約 30 度的海底地形面(圖 4-17)，將此地形面設定為既有海相沉積岩與海岸山脈基盤火成岩的不整合接觸面。最後，將石英砂鋪設於以上八里灣層與蕃薯寮層的幾何範圍中，以模擬沉積岩岩性。

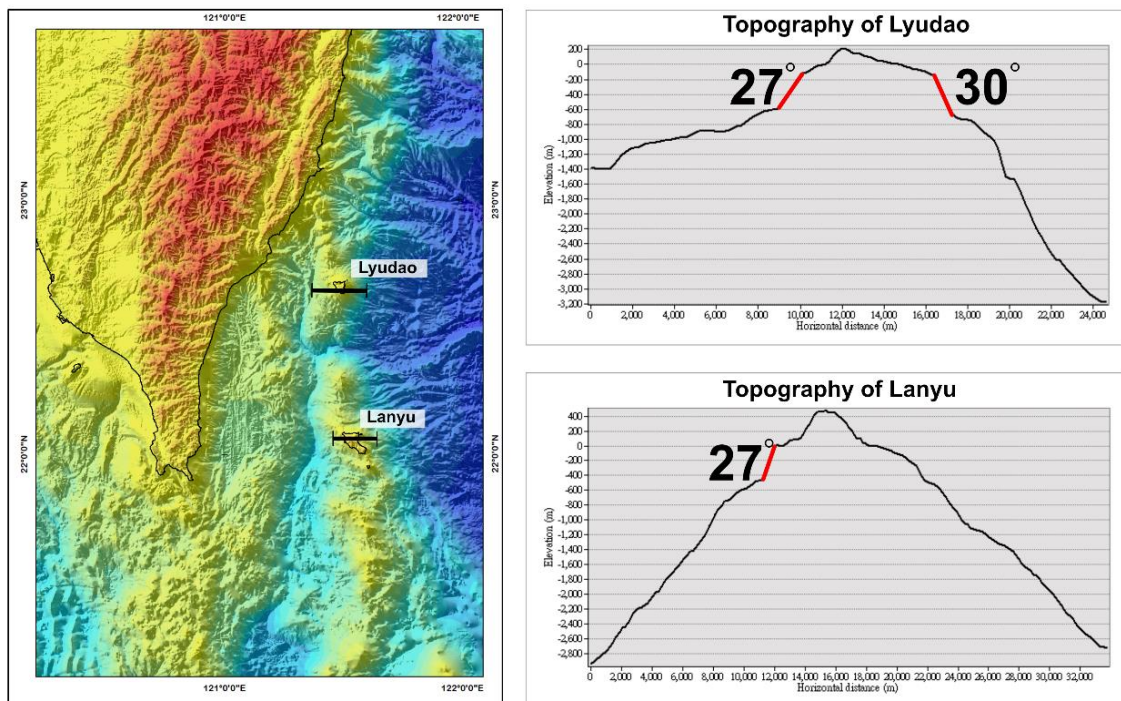


圖 4-17 綠島、蘭嶼的火成基盤岩角度參考。經由海底地形顯示，海水面 600 公尺之上的地形坡度約為近 30 度，此角度相較於海水面 600 公尺深以下的地形坡度(約 20 度，圖 4-6)更陡，可能代表火山島弧的火成岩地形角度。

實驗結果顯示，整體上 CRFs 與 LVFs 的空間互動關係大致與 Exp. SediTH 相同(圖 4-18 與圖 4-19)。首先，斷層系統接觸的初期為兩斷層系統彼此競爭並相互截切(圖 4-19，第 30 至 50 公分的聚合量)；斷層互動關係的後期，則是轉為 CRFs 將 LVFs 截切並超覆(圖 4-19，第 50 公分的聚合量之後)。

與 Exp. SediTH 的模擬結果略微不同之處，僅在於 Exp. Paliwan 中 LVFs 的活動程度更高一些：在第 30 至 50 公分的聚合量時，Exp. Paliwan 中 LVFs 在地表形成的淺部東傾斷層面數量為 3 條(圖 4-19，第 55 公分聚合量)，多於 Exp. SediTH 中僅 1 條的淺部縱谷斷層數。顯示當 CRFs 與 LVFs 的空間互動關係為彼此截切時，本實驗海岸山脈內的 LVF 玻璃微珠弱面向西且向上截切 CRFs 的次數相較尚未考量八里灣層與蕃薯寮層沉積岩時更多。

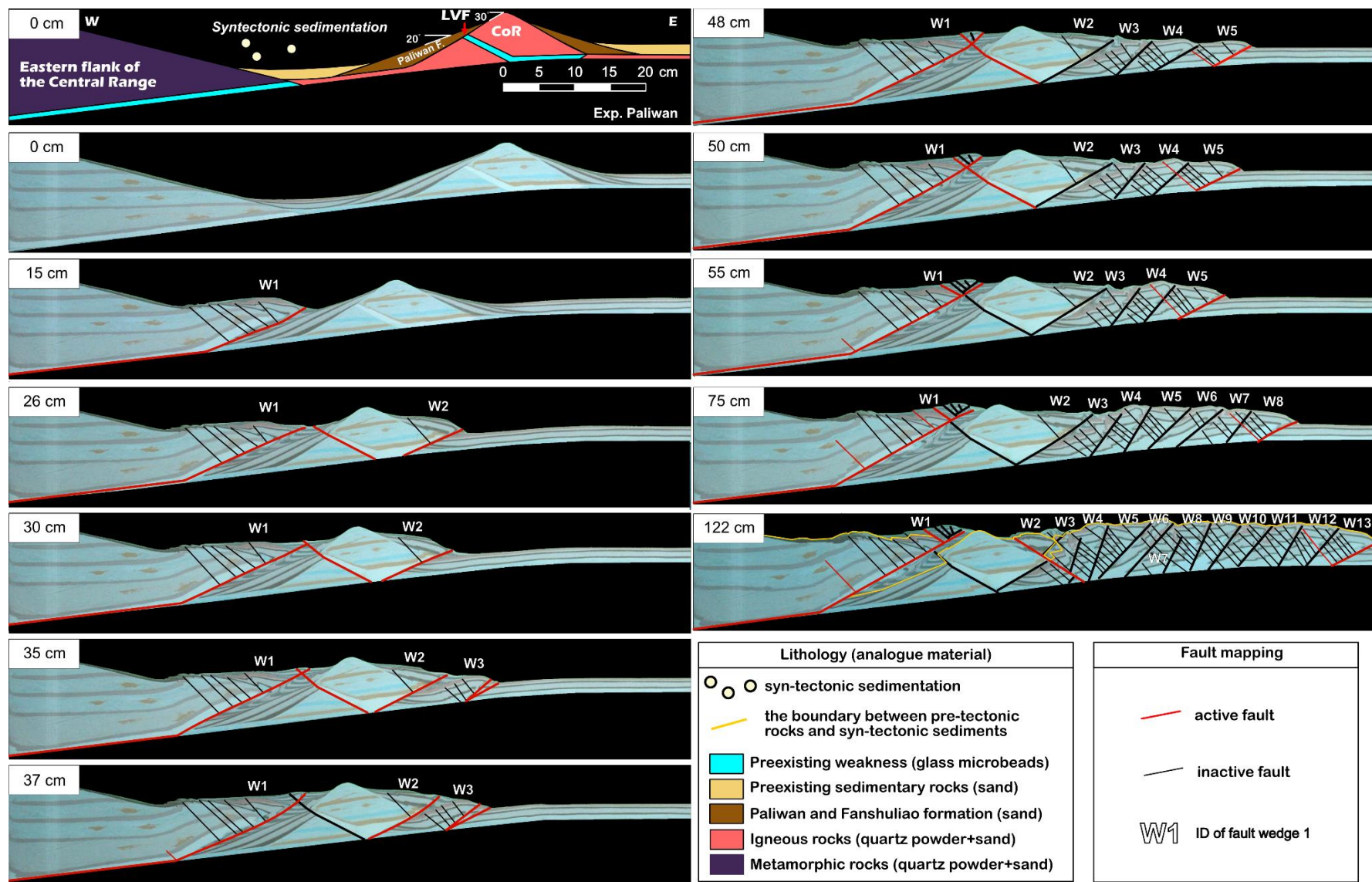


圖 4-18 Exp. Paliwan 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚含量。

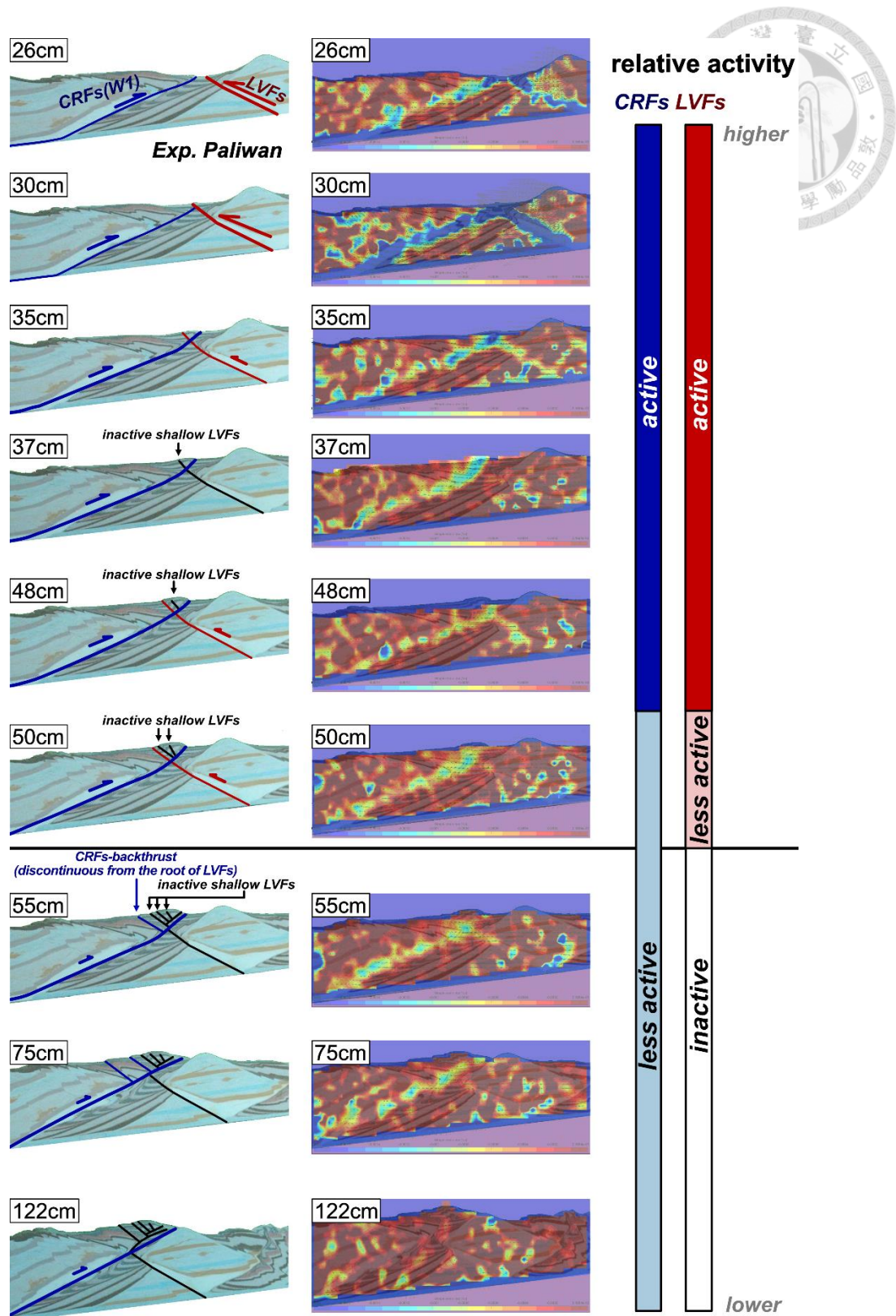


圖 4-19 Exp. Paliwan 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。第一欄為活動斷層的運動位置圖，第二欄為 PIV 分析的應變速率圖，冷色系代表應變速率較大。最右欄為各個聚合量下的中央山脈斷層系統(藍條)和縱谷斷層系統(紅條)之間的相對活動速率示意圖。

4.8 與板塊聚合同時的侵蝕作用 (Exp. Erosion)

除了同板塊聚合的沉積作用之外，本研究也在實驗模型中加入同板塊聚合的侵蝕作用，以探討侵蝕作用對於斷層活動行為可能的定性影響。參考過去砂箱實驗的相關研究(Agarwal and Agrawal, 2004; Bonnet et al., 2007; Malavieille et al., 2016)，在進行侵蝕作用以前，一般需先設立一假想的侵蝕基準面，並於實做時在經過特定的模型板塊聚合量間距後，透過吸塵器把侵蝕基準面之上的實驗材料移出模型。以上的侵蝕機制，假設模型的相對侵蝕位置與相對侵蝕速率皆由構造運動所決定(Malavieille et al., 2016)，因此構造抬升速率較快的區域將會同時具有較大的侵蝕速率。

本實驗基於 Exp. Paliwan 的模型設計，再加入同板塊聚合的侵蝕作用。關於侵蝕基準面的高度設計(圖 4-20)，主要包含兩項考量因素：其一，為模型中央山脈斷層與縱谷斷層在尚未加入侵蝕作用以前的初始接觸高度。為保留兩斷層系統互動的結果，本實驗將侵蝕基準面設定為此高度之上 0.5 公分的水平面。其二，由於此侵蝕基準面即對應自然界的海水面，因此其高程須比該聚合量東部外海的增積岩體地形高度更高。符合以上兩項條件後，本研究根據此侵蝕基準面進行侵蝕作用：當模型縱谷斷層開始運動後且尚未與模型中央山脈斷層接觸前，本實驗以每 5 公分的聚合量間距(即第 20 公分、第 25 公分，以及第 30 公分的聚合量時)侵蝕海岸山脈的頂部，每次向下侵蝕 0.3 公分，直至第 30 公分聚合量時海岸山脈的高度在侵蝕過後約與縱谷沉積物高度相當。接著，自第 35 公分的聚合量起至第 95 公分的聚合量止，當 CRFs 與 LVFs 接觸後，由於兩斷層系統的活動速率相較斷層接觸之前更慢，為避免斷層錯移的證據過快地被侵蝕作用夷平，以致於所能累計的斷層錯距太小而難以記錄於影像上或進行 PIV 分析，因此本研究改以每 10 公分的聚合量間距，將侵蝕基準面之上的海岸山脈與縱谷沉積物進行侵蝕。



圖 4-20 侵蝕基準面示意圖。底圖為第 4.7 節 Exp. Paliwan 第 30 公分聚合量時的實驗結果，本研究將實驗 Erosion 的侵蝕基準面設定為 CRFs 與 LVFs 初始接處高度之上 0.5 公分的水平面。

Exp. Erosion 基本上仍然和 Exp. LVwidth、Exp. SediTH，以及 Exp. Paliwan 相似，唯在加入侵蝕作用以後，後期的斷層運動行為結果具有兩處明顯不同，以下將按時間依序說明 Exp. Erosion 的斷層活動過程。首先，與先前的實驗相同，在第 18 公分的聚合量前，縱谷中依序發育 W1、W2，與 W3 的西傾斷層；接著，在第 18 至第 25 公分的聚合量之間，當 W4 西傾斷層發育之後，預設的 LVF 玻璃微珠弱面也在同一時期開始破裂(圖 4-21)。

接著，當 CRFs 的 W1 西傾斷層與 LVF 接觸後，兩斷層系統之間的空間互動關係可以分作為三個階段(圖 4-22)：

第一階段，自第 25 公分至第 56 公分的聚合量之間，模型 CRFs 的 W1 西傾斷層與 LVFs 彼此截切，呈現似共軛斷層的「X 形」斷層系統幾何，此時兩斷層系統具有相當的斷層活動速率。截切過程中，LVF 首先在第 30 公分的聚合量時超覆 CRFs 的 W1 西傾斷層；接著，在第 32 公分的聚合量時，轉而由 CRFs 的 W1 西傾斷層將 LVF 截切，並且同時在 W1 西傾斷層的西側，漸漸破裂出底部與 W1 西傾斷層相連的另一個分支西傾斷層。在第 35 公分的聚合量時，由 PIV 的斷層剪應變速率分析顯示，當 LVF 截切原本的 W1 西傾斷層時，CRFs 中新形成的分支西傾斷層活動速率較原本的 W1 西傾斷層更大。第一階段的活動斷層系統幾何關係一直持續至第 56 公分的聚合量，在圖 4-22 第 56 公分的聚合量影像中，可見本階段在 W1 西傾斷層與 LVF 空間重疊處，形成一拱起的背斜脊在花東縱谷的中央，其地層剖面保存 CRFs 與 LVFs 在此階段的截切記錄。

第二階段，自第 56 公分至第 76 公分的聚合量，LVFs 超覆 CRFs，形成「入形」的斷層系統幾何關係；此階段的存在為其中一項明顯與先前實驗模型相異之處。第二階段的 PIV 應變速率結果顯示：縱谷斷層的活動速率較第一階段更活躍，而相反地中央山脈斷層系統則在第二階段中幾乎不活動。此階段中，縱谷斷層的快速抬升，導致第一階段所形成的拱起臺地快速地受侵蝕作用而消失。

第三階段，自第 76 公分至第 136 公分的聚合量，轉變為由 CRFs 超覆 LVFs，



形成「人形」的斷層系統幾何關係。在第 77 公分至 87 公分聚合量之間，原本位於 W1 西傾斷層東側的 W2 西傾斷層重新開始活動(reactivate)，W2 西傾斷層向上且向東延伸超覆原本活躍於第二階段的 LVFs，然後逆衝至海岸山脈火成岩體的西翼頂部，並同時在 W2 西傾斷層的上盤處形成一向東傾的背衝斷層(CRFs-backthrust，圖 4-22)。在第 92 公分的聚合量之後，CRFs 破裂範圍繼續向東擴大，使原本不再錯移的 W3 斷層再次活動(reactivate)，其原本以較陡的斷層傾角破裂於縱谷沉積岩之中，不過向上且向東延伸則轉而以較緩的斷層傾角破裂於海岸山脈的火成岩體之中。最後，根據 PIV 的剪動應變速率分析顯示，模型中的 W3 西傾斷層向東延伸至地表將會坐落於東部外海的逆衝斷層帶上，此破裂使原本東部外海不活動的既有斷層重新活動(reactivate)。以上 CRFs 的 W3 西傾斷層將海岸山脈火成岩體錯動的斷層活動行為，是實驗 Erosion 與先前砂箱模型第二個明顯不同的模擬結果。

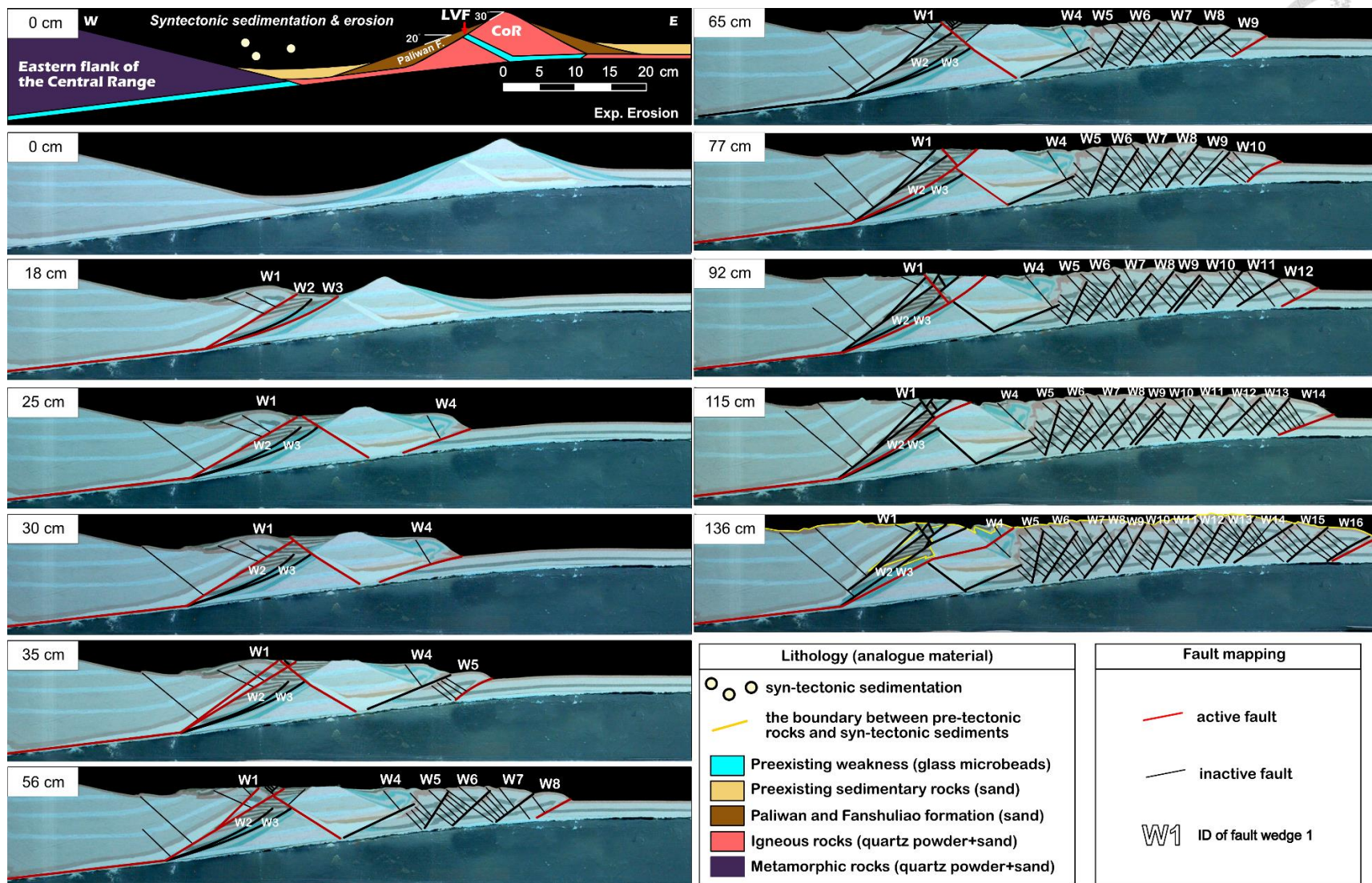
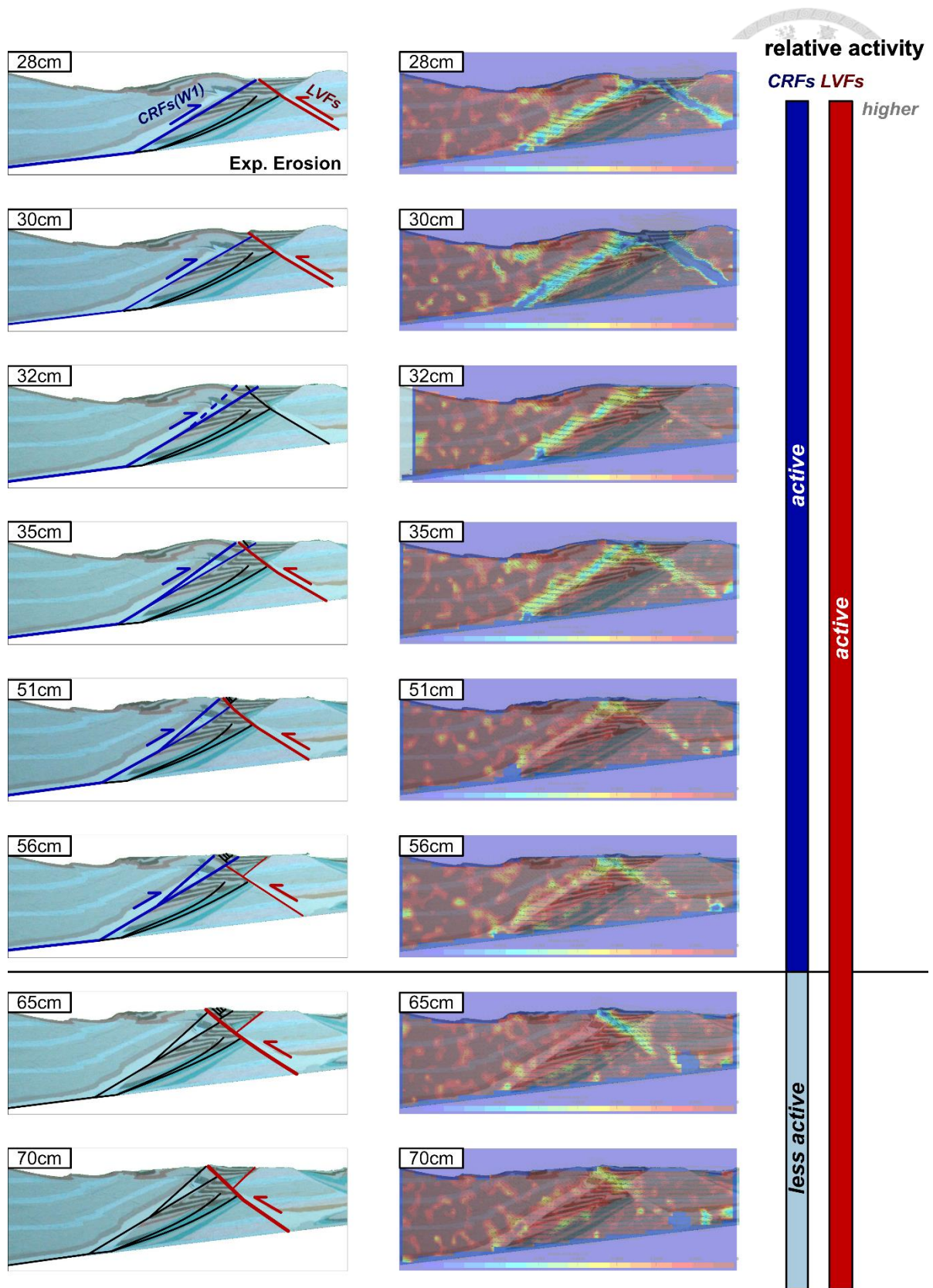


圖 4-21 Exp. Erosion 的模型設計與實驗結果。左上角的白色長方形顯示的長度值為實驗累計聚合量。



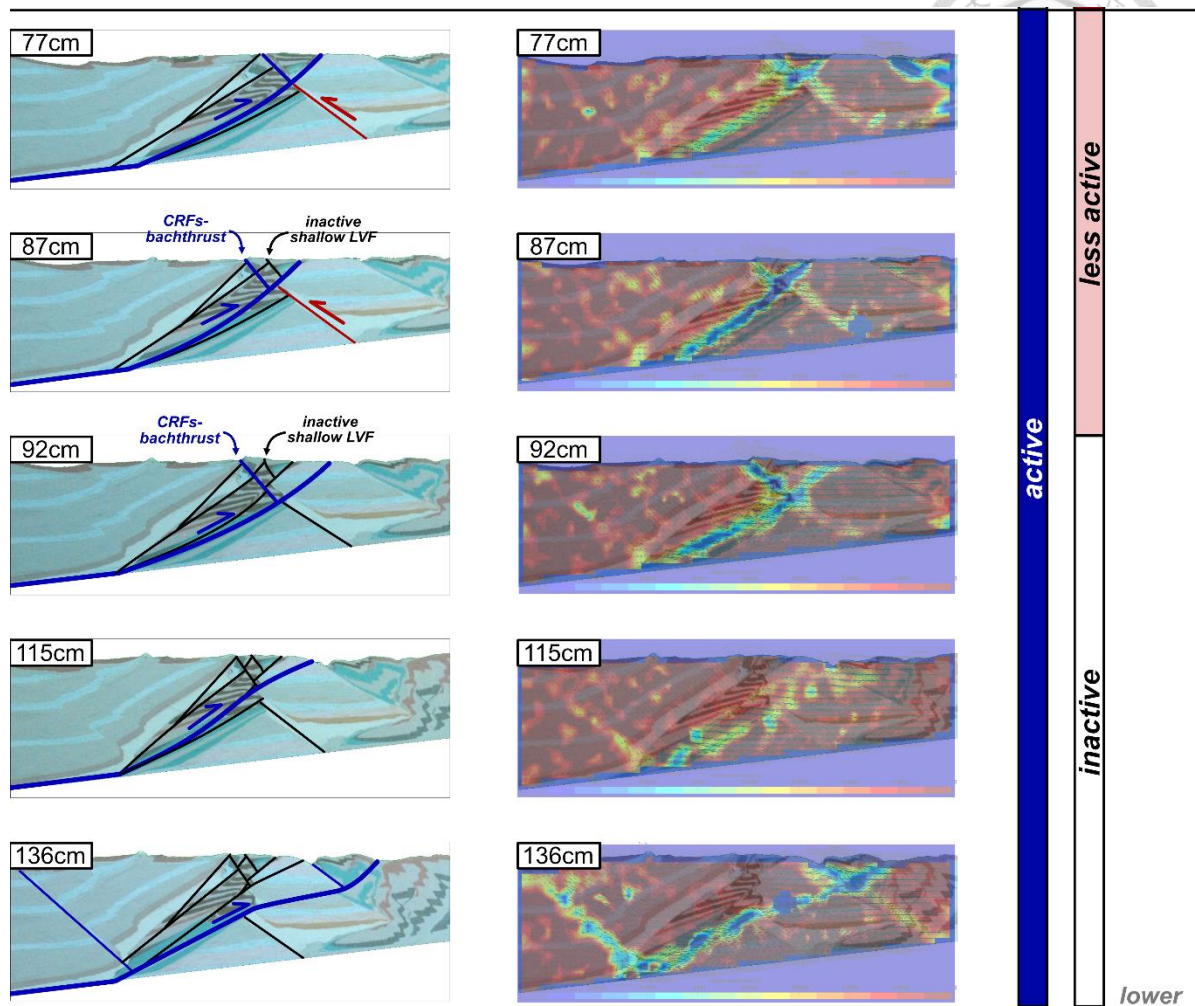


圖 4-22 Exp. Erosion 的活動斷層系統幾何互動關係與 PIV 分析。第一欄為活動斷層的運動位置圖，第二欄為 PIV 分析的應變速率圖，冷色系代表應變速率較大。最右欄為各個聚合量下的中央山脈斷層系統(藍條)和縱谷斷層系統(紅條)之間的相對活動速率示意圖。

第5章 討論

本研究在第 4 章中，以一次更動一項地質參數為原則，逐次將初始參考的 Malavieille et al. (2016) 砂箱實驗模型，調整為較適合類比真實花東縱谷的地質參數組合，最終形成第 4.8 節 Exp. Erosion 的模型設計，並透過實驗結果展示模型中央山脈斷層系統(CRFs)與縱谷斷層系統(LVFs)隨碰撞時間的幾何互動。

本章將此模擬結果進一步延伸，討論模型與真實花東縱谷活動斷層行為的異同。根據花東縱谷縫合帶斜向碰撞的幾何特徵，較南段的花東縱谷所經歷的板塊聚合量比較北段的花東縱谷更少，因此在第 4 章所模擬的斷層系統活動行為，按時間或聚合量由少至多，將可以與現實中花東縱谷縫合帶由南而北的活動構造證據相互比對與映證。

本章將交叉比對第 4 章中最為符合花東縱谷地質參數的實驗模型(4.8 節 Exp. Erosion)，以及現實花東縱谷中目前發現的活動構造證據，將 CRFs 與 LVFs 的時空關係區分為四個階段，並分別對應：5.1 節：東南外海至臺東池上一帶、5.2 節：池上至瑞穗、5.3 節：瑞穗至光復，以及 5.4 節：光復至花蓮。接著，繼續在 5.4 節文末，總結 CRFs 與 LVFs 之間的斷層幾何架構轉變，並提出縱谷由南而北的斷層幾何互動演化模型，然後探討影響活動斷層互動關係的重要地質變因。最後，在 5.5 節交代本研究實驗模型目前的限制，以利未來的模型模擬研究，能夠基於本研究的成果作為參考基礎，然後進一步地修改與實現更符合花東縱谷縫合帶地質條件的構造模型。

5.1 建立模型斷層初始條件的過程：東南外海至臺東池上一帶

本研究 Exp.Erosion 中第 0 公分至第 30 公分聚合量的初始條件設置階段，可以對應至臺灣東南外海至臺東-池上一帶。

在 Exp.Erosion 中，第 0 公分聚合量的初始岩性設計主要參考自位於臺灣南部的恆春半島、東南外海，以及北呂宋島弧的綠島、蘭嶼。接著，在開始將底拖帶向西拉動 18 公分時(圖 5-1a)，有兩向西傾的斷層破裂於中央山脈地塊的東側，此西傾的中央山脈斷層系統可以對應至位在臺灣東南外海沿太麻里海岸破裂的西傾斷層(圖 5-1b；陳文山等，2019；Shyu et al., 2020)，以及位在花東海脊背斜東側的西傾斷層(圖 5-1c；Lundberg et al., 1997；Malavieille et al., 2002)。

將底拖帶拉動至第 25 公分的聚合量時(圖 5-2a)，向西傾的中央山脈斷層與向東傾的縱谷斷層系統同時破裂於花東縱谷之中，但是此時兩斷層系統彼此獨立，尚未具有空間的重疊與互動。以上模擬的斷層系統幾何關係，可以對應至花東縱谷縫合帶的最南端，在 2003 年成功地震與 2006 年臺東地震事件中(圖 5-2b；Kuochen et al., 2007；Shyu et al., 2011；Wu et al., 2006a；Wu et al., 2006b)，餘震分布顯示中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統皆活動於臺東和池上下方，但是兩者之間尚未具有明顯的空間互動。由於此聚合量的活動斷層模擬結果，為初次可以類比真實縱谷中的斷層幾何，因此本研究將臺東至池上的斷層系統幾何視為模型中的初始條件。



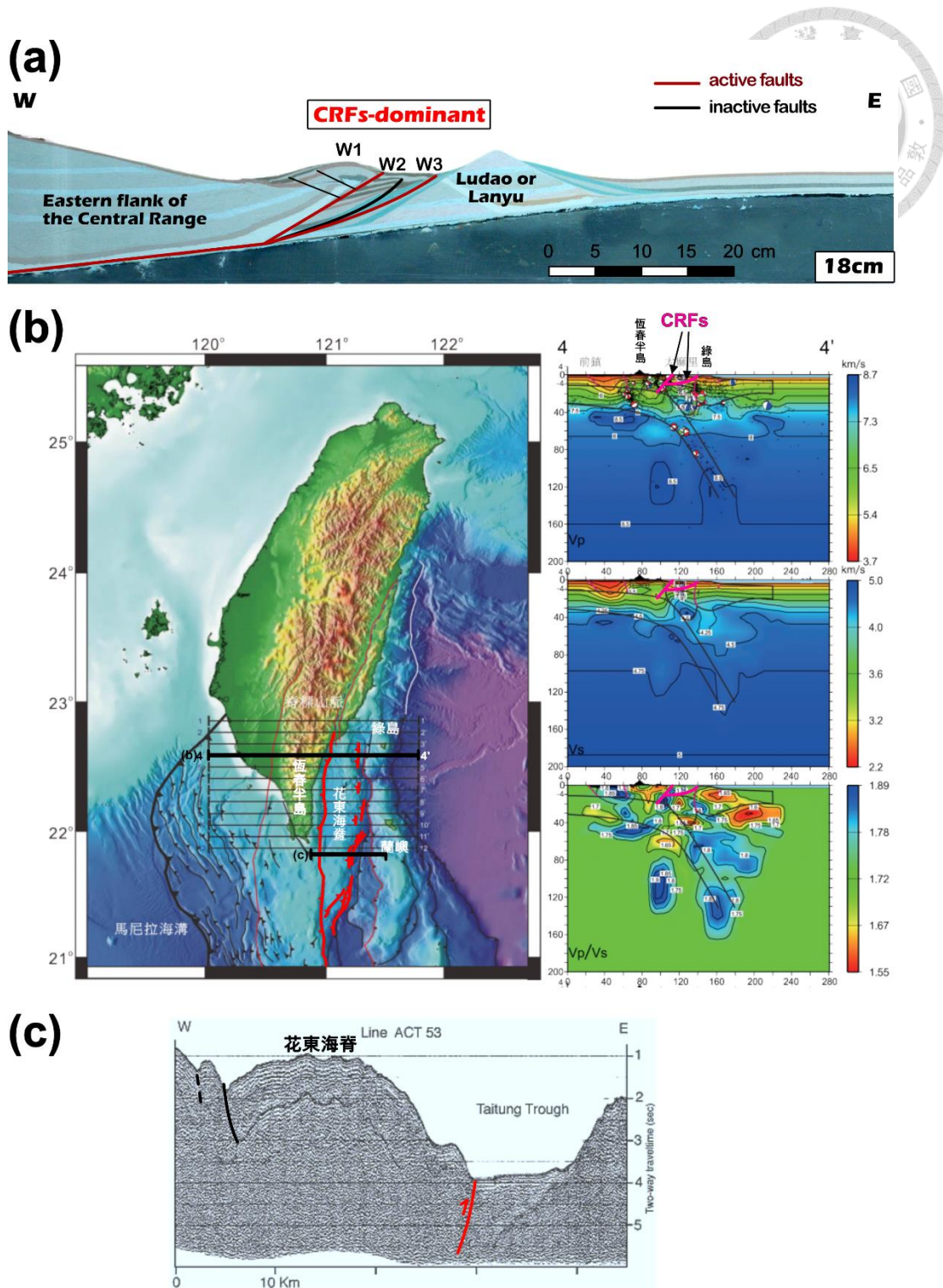


圖 5-1 模型模擬結果與臺灣東南外海構造的對比。圖(a)本研究 Exp. Erosion 初始條件建立過程之第 18 公分聚合量，活動斷層系統發育在中央山脈與呂宋島弧之間，由中央山脈斷層系統主導。圖(b)臺灣東南外海的地震速度模型及餘震分布。顯示在中央山脈地塊以東具有兩條向西傾的活動斷層，分別位在恆春半島東緣和花東海脊東緣。修改自陳文山等(2019)。圖(c)花東海脊的震測剖面。修改自 Malavieille et al. (2002)。

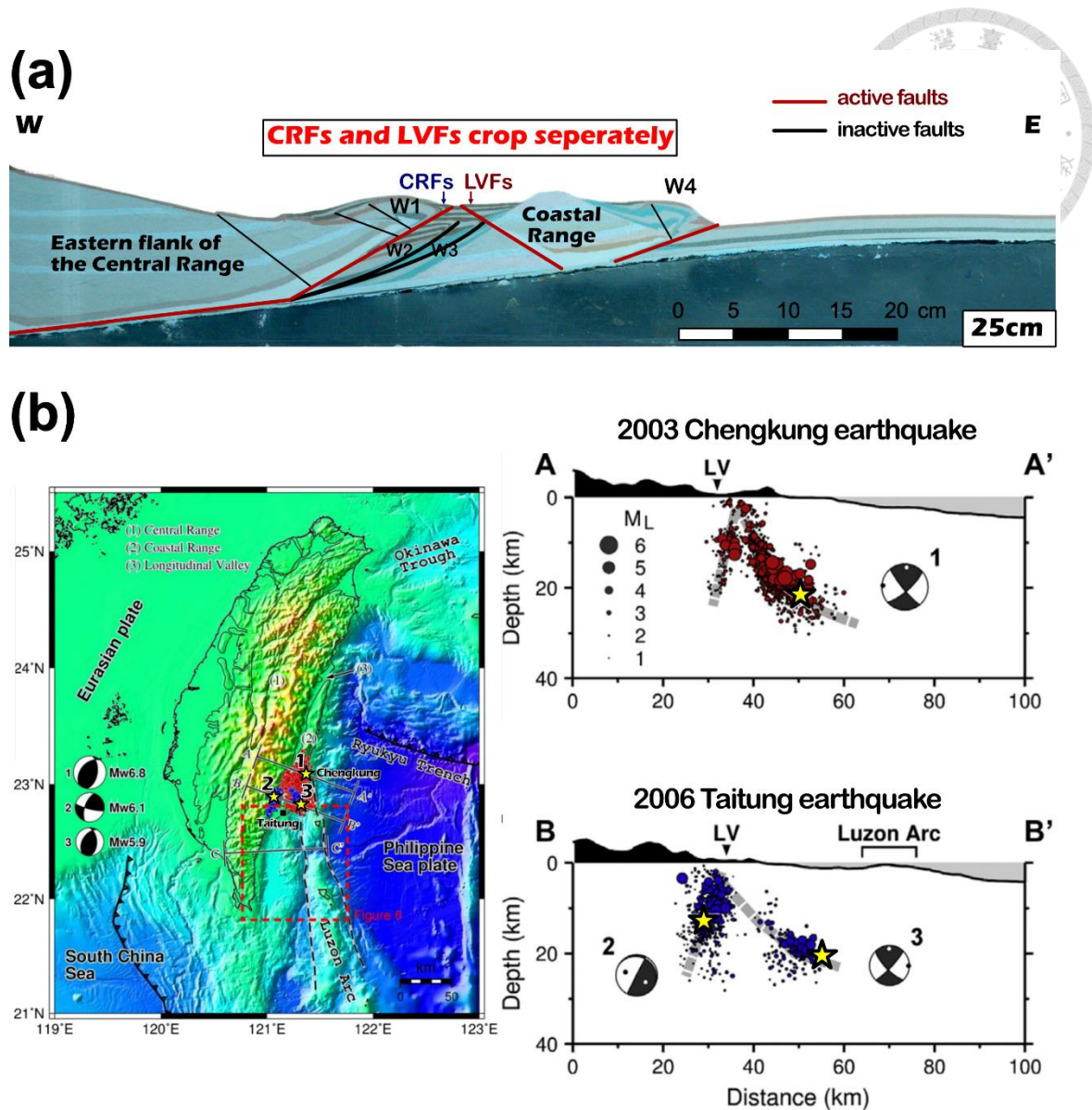


圖 5-2 模型模擬結果與花東縱谷臺東至池上的構造的對比。圖(a)本研究 Exp. Erosion 初始條件建立過程之第 25 公分聚合量，在中央山脈與海岸山脈之間，向西傾的中央山脈斷層系統與向東傾的縱谷斷層系統皆活動至地表，此時彼此尚無幾何互動。圖(b)2003 年成功地震與 2006 年臺東地震的餘震分布。顯示花東縱谷縫合帶在初始的碰撞階段時，CRFs 與 LVFs 兩大活動斷層系統皆獨立活躍至地表或近地表處。修改自 Shyu et al. (2011)。

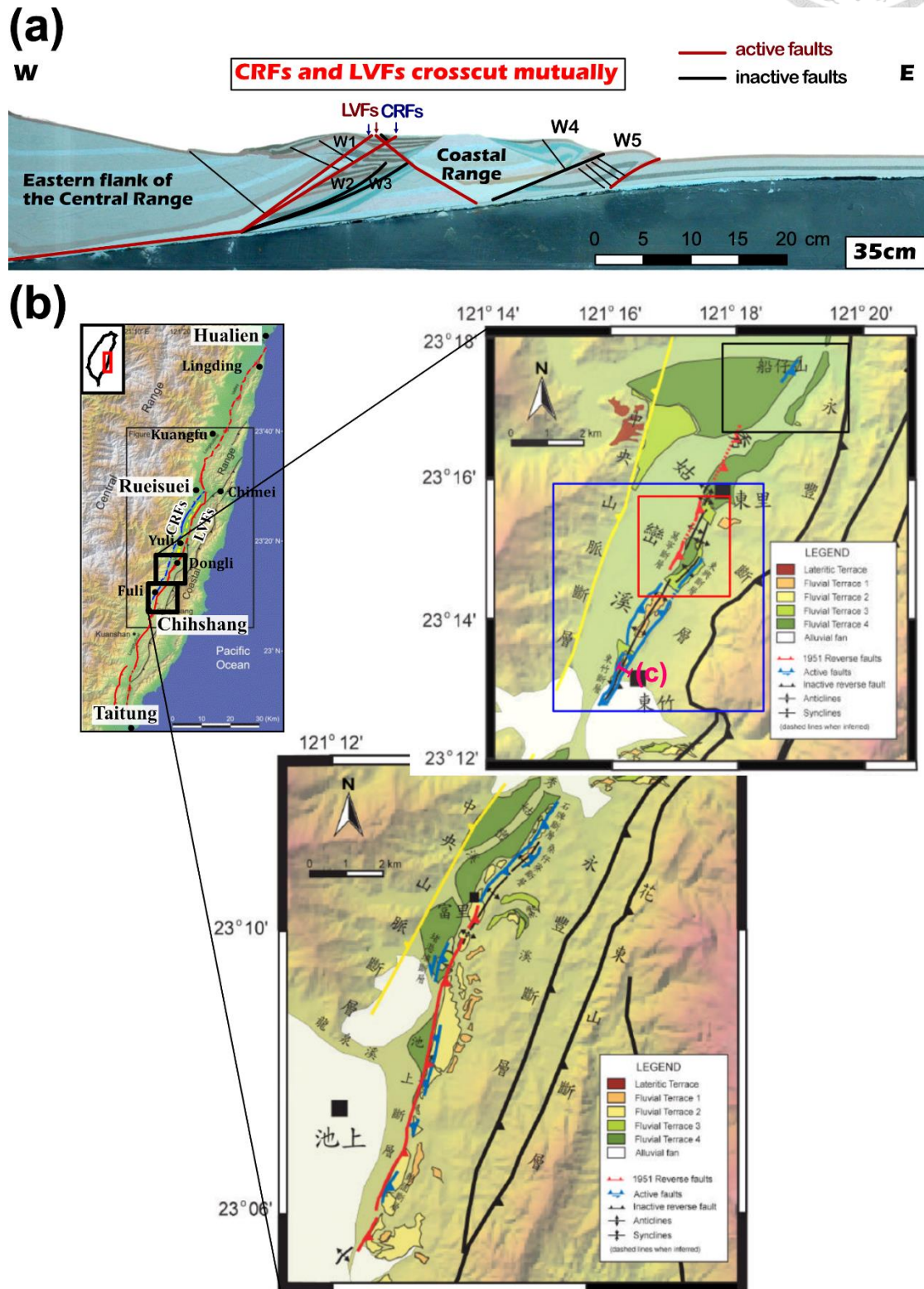
5.2 CRFs 和 LVFs 的競爭與截切：池上至瑞穗

在 Exp. Erosion 中，第 30 公分至第 56 公分的聚合量之間，為斷層系統時空互動關係的第一個階段：CRFs 與 LVFs 呈現似共軛斷層的幾何關係，並且兩斷層系統的活動程度相當，呈競爭關係。此階段的活動斷層行為可對應至花東縱谷的池上至瑞穗之間。

第 30 公分至第 56 公分聚合量時(圖 5-3a)，模型 CRFs 與 LVFs 開始具有空間重疊，由於 CRFs 與 LVFs 的活動速率相當，斷層系統的空間幾何時而由 CRFs 所主導，時而則轉為由 LVFs 所主導，大約在每 2 公分至 3 公分的聚合量間隔下，便會快速轉換一次空間截切關係(圖 4-22)，有時甚至可見兩斷層系統同時破裂至地表，形成 X 形的斷層系統幾何。在 X 形的斷層幾何中，斷層系統間的交叉處上方具有一拱起的背斜臺地，其岩性組成為花東縱谷中的現代沉積岩，此背斜臺地的東側邊緣為向西傾的活動斷層，西側邊緣則為向東傾的活動斷層，並且其內部具有多次斷層系統之間的截切紀錄。

模擬結果中經由兩斷層系統彼此競爭而形成的拱起背斜臺地，可以對應至在池上至瑞穗之間，位於花東縱谷中央處存在一系列東北-西南向的背斜小丘。自池上至東里之間，花東縱谷中央的背斜小丘包含：富里山(較平地高 80 公尺)、馬加祿山(較平地高 70 公尺)，與牛突山(較平地高 30 公尺)等(陳文山，1993)。根據地表的地形與斷層跡位置調查(圖 5-3b)，位於背斜丘東西側的斷層幾何與本研究的模擬結果相同，在其西側為 1951 年東傾的縱谷斷層同震破裂處(Hsu, 1962；鍾令和，2003)，在其東側則存在向西傾的活動斷層(楊貴三，1986；鍾令和，2003)，並且 2022 年池上地震事件也在背斜丘較東側處的富北國中等處伴隨西高東低的同震破裂(劉彥求等，2022)。值得注意的是，沿花東縱谷向北延伸，此類背斜小丘亦存在於瑞穗舞鶴臺地東南方的埤尾至松浦之間，且背斜丘的東緣也在 2022 年池上地震中伴隨西高東低的地表破裂(劉彥求等，2022)。由於 2022 年池上地震震源來自中央山脈斷層系統，且主要的同震地表位移多為西高東低，因此似乎可以更進一步指示，

此次地震破裂在背斜丘東側的西傾斷層系統，可能並非僅為縱谷斷層的背衝斷層，而是屬於中央山脈斷層系統的一部分，而存在兩者之間的背斜小丘則可能即是斷層系統相互競爭與截切的產物(圖 5-3c)。



(c)

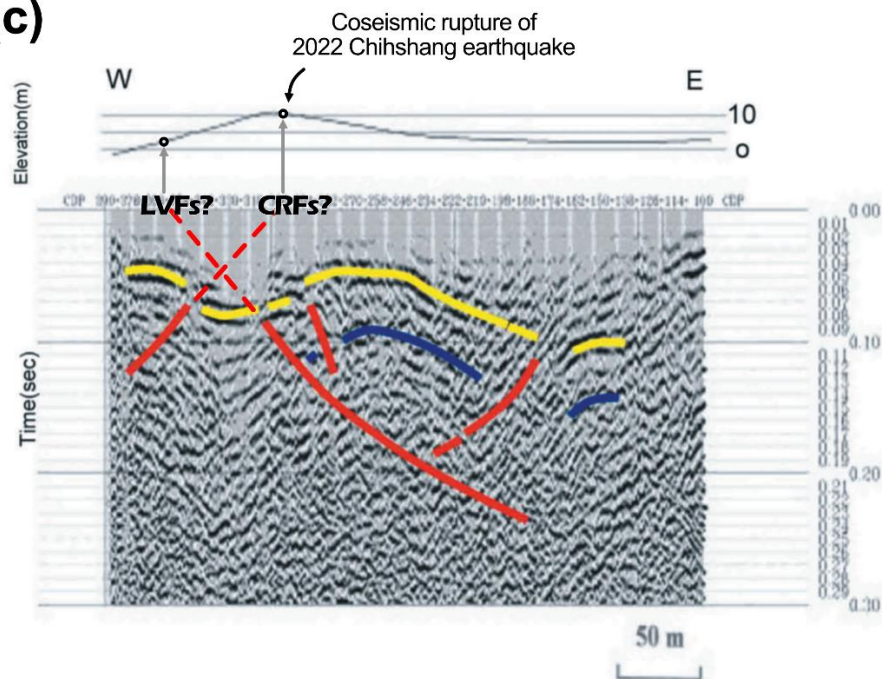


圖 5-3 模型模擬結果與縱谷中央背斜小丘的構造對比。圖(a)本研究 Exp. Erosion 第 35 公分聚合量的實驗結果。CRFs 與 LVFs 彼此截切，並拱起一小山脊於兩斷層之間。圖(b)池上至東里之間的背斜小丘，其西側為縱谷斷層，東側為向西傾的活動斷層。修改自鍾令和等(2003)。圖(c)背斜小丘之下的震側剖面及解釋。剖面線位於圖(b)的東竹附近，以粉紅色標記。震測剖面中西傾斷層延伸至地表的位置，可大致對應 2022 年池上地震於富北國中之同震地表破裂位置。修改自石瑞銓等(2003)。

除了前述的背斜小丘之外，若更進一步觀察 CRFs 與 LVFs 沿花東縱谷東西兩側的活動構造地形與同震地表破裂，兩斷層系統同時展現近地表活動行為的分布範圍也恰巧能夠對應到池上至瑞穗之間。LVFs 的部分，在 1951 年花東縱谷地震序列事件後，經野外調查發現縱谷斷層的破裂位置最南端由池上開始，往北最遠可破裂至位在光復鄉的自強監獄(圖 5-4；Shyu et al., 2007)，由於自強監獄位在瑞穗以北，因此可以確認縱谷斷層在池上至瑞穗之間確實具有相當的活動性。CRFs 的部分，則在池上至瑞穗之間，於中央山脈的東側邊緣具有一系列的底岩型河階出露，並且在河階頂部具有紅土化育(圖 5-4；Shyu et al., 2006)，其中尤其以瑞穗之舞鶴臺地為最顯著的背斜臺地地形。此系列的紅土化底岩型河階，足以顯示 CRFs 在池上至瑞穗之間具有長期穩定的活動，並且此分布範圍與前述 2022 年池上地震中具有西高東低錯移性質的同震地表破裂範圍相互吻合。

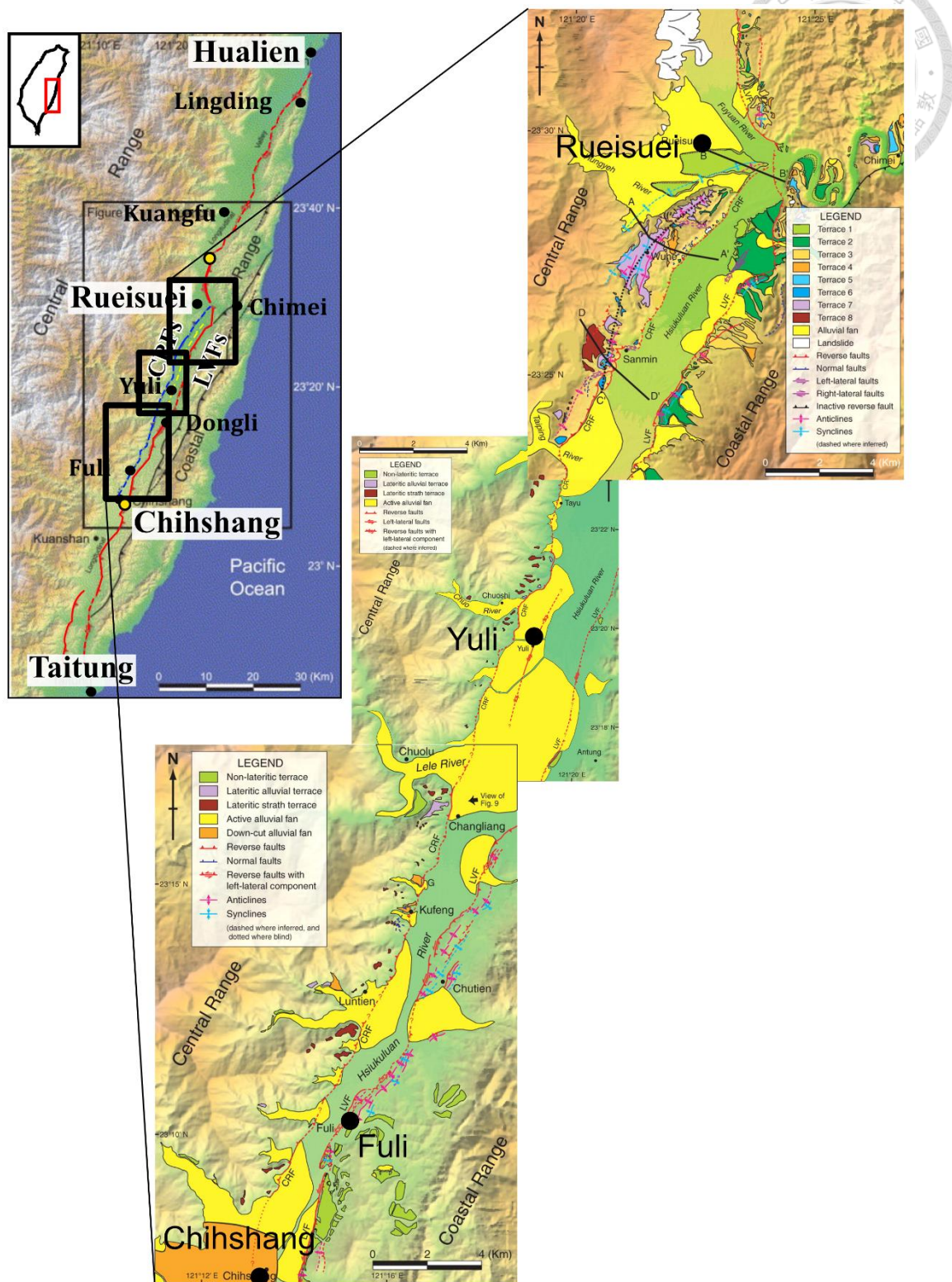


圖 5-4 中央山脈東側前緣之河階分布。自池上至瑞穗之間，在中央山脈東翼前緣處存在底岩型河階，顯示中央山脈斷層系統在中央山脈東側前緣可能活躍至地表或近地表處。左上圖的黃色圓點為 1951 年縱谷斷層破裂範圍的南北端點，其最北端為光復鄉自強監獄，最南端為池上。修改自 Shyu et al. (2006)與 Shyu et al. (2007)。

綜合以上背斜小丘的分布、1951 年縱谷斷層的同震地表破裂位置、中央山脈東翼前緣的紅土化底沿河階群，以及 2022 年池上地震西高東低的同震地表破裂分布範圍，本研究認為可以將 Exp. Erosion 中 CRFs 與 LVFs 開始於空間中重疊，相互截切與競爭的階段對應至池上至瑞穗之間的活動斷層系統運動行為。

5.3 LVFs 超覆 CRFs：瑞穗至光復

在 Exp. Erosion 中，第 56 公分到第 77 公分聚合量之間(圖 5-5a)，為斷層系統時空互動關係的第二階段：LVFs 超覆 CRFs，並且 LVFs 的活動程度較 CRFs 更活躍。此階段之斷層系統互動關係可以對應至花東縱谷的瑞穗至光復之間。

本模型中 LVFs 的空間活動分布可以對應至 1951 年花東縱谷地震序列的同震地表破裂。在瑞穗以北，同震破裂分布於瑞穗以北至光復以東的自強監獄之間(圖 5-5b；Hsu, 1962；Shyu et al., 2007)，顯示縱谷斷層在瑞穗至光復之間的活動深度可以活躍至地表。另一方面，CRFs 的空間活動分布，則可藉由 2013 年瑞穗地震的餘震分布剖面推知。2013 年瑞穗地震的餘震分布在瑞穗至光復之間，透過經主震震源之西北-東南向剖面顯示，餘震坐落於向西傾的 CRFs 斷層面上，而觀察餘震分布向頂部的延伸，活動範圍的頂部恰好停止在與縱谷斷層投影面的交界處(圖 5-5c；Lee et al., 2014)，暗示在瑞穗至光復之間的中央山脈斷層可能被壓制在縱谷斷層的下方。綜合以上 1951 年活躍至地表的縱谷斷層同破裂，以及 2013 年瑞穗地震餘震分布頂部的深度，此兩證據皆支持本研究 LVFs 超覆 CRFs 的模擬結果。

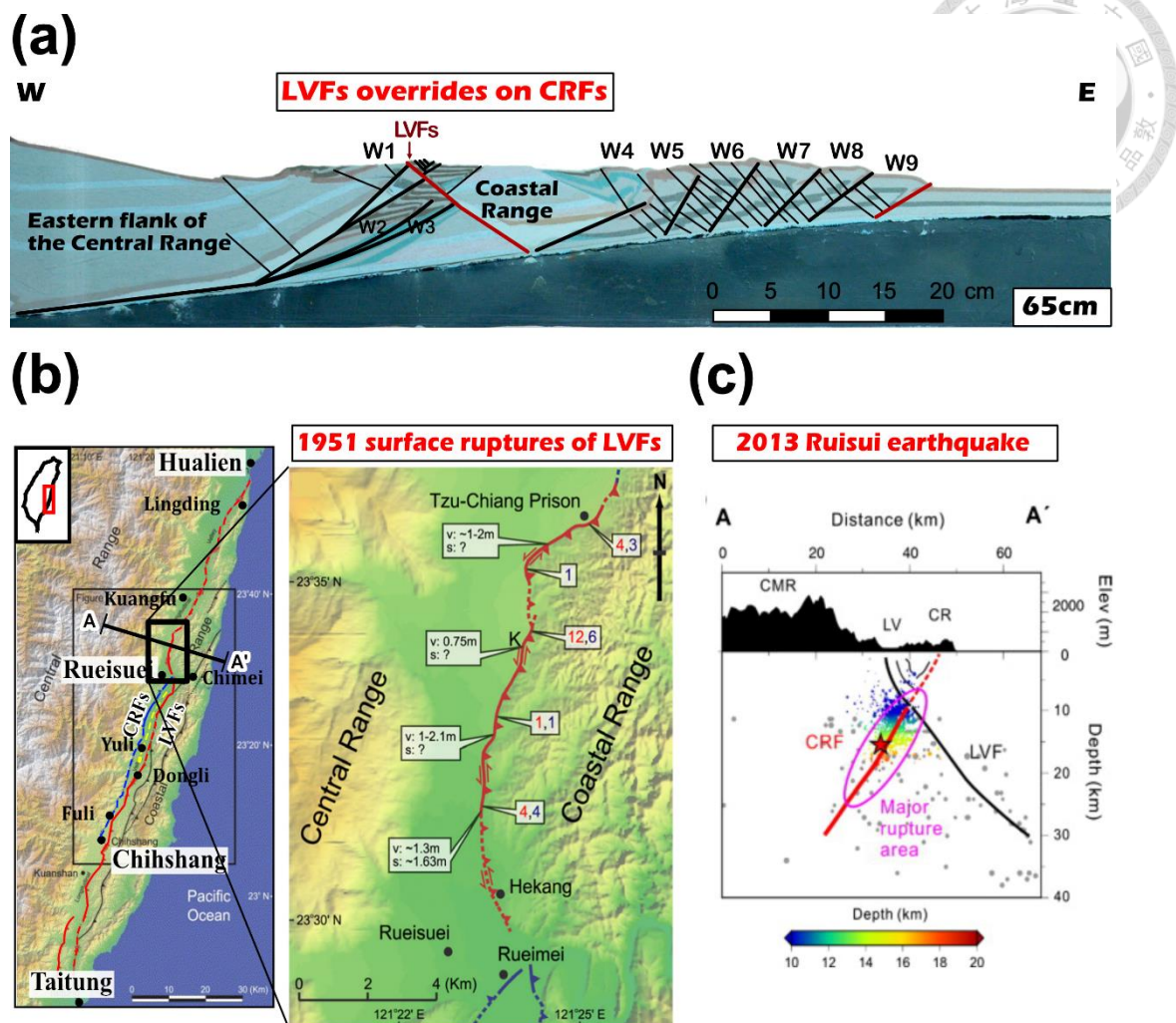
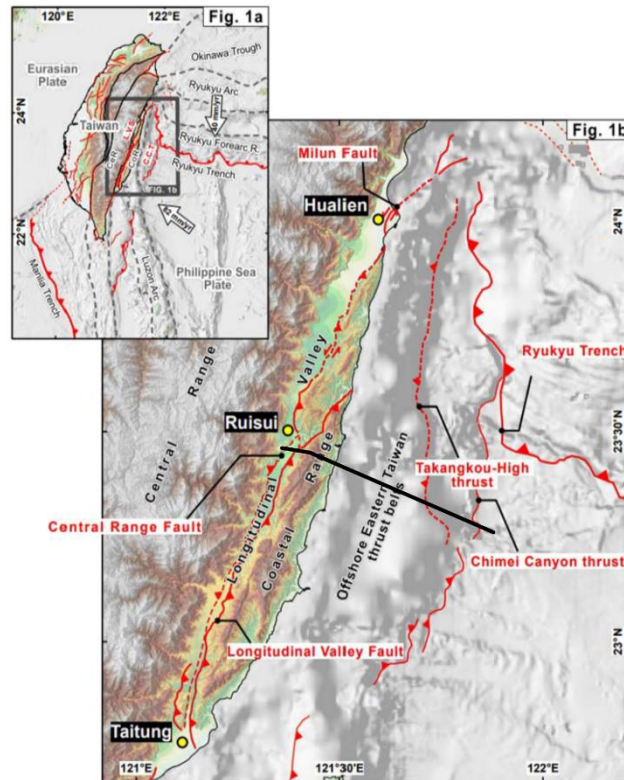


圖 5-5 模型模擬結果與花東縱谷瑞穗至光復的構造的對比。圖(a)本研究 Exp. Erosion 第 65 公分聚合量的實驗結果。縱谷斷層超覆中央山脈斷層，成為花東縱谷主導的活動斷層系統。圖(b)光復鄉自強監獄為 1951 年花東縱谷地震序列中縱谷斷層地表破裂的最北端。引用自 Shyu et al. (2007)。圖(c)2013 瑞穗地震的餘震分布。彩色點為餘震分布，其頂部停止於縱谷斷層的投影位置，暗示中央山脈斷層的活動可能受到縱谷段層壓制。引用自 Lee et al. (2014)。

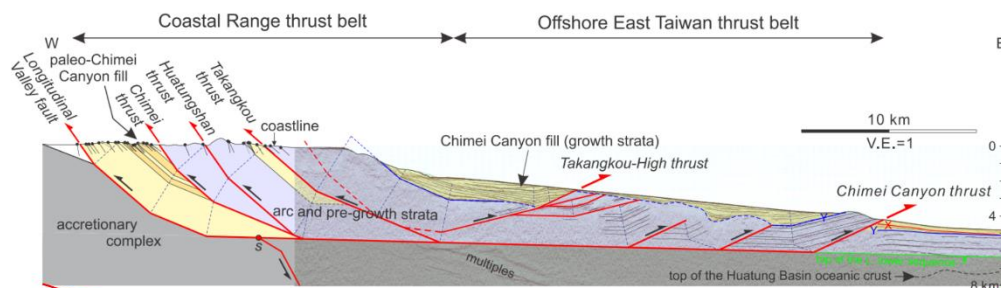


除了能夠合理類比花東縱谷縫合帶的陸域活動斷層系統之外，Exp. Erosion 的實驗結果也能夠向東延伸，對應臺灣東部海域的斷層系統(圖 5-6a)。Hsieh et al. (2020)根據東部外海反射震測相的變化探討東部外海的活動斷層構造，並結合 Chi et al. (1981)在海岸山脈的地質剖面，繪製涵蓋海陸的雙伸向(doubly vergent)斷層系統幾何模型，在海岸山脈存在向東傾的逆斷層系統，而在東部外海則轉為向西傾的逆斷層系統(如海床上具有地形崖的大港口高區斷層與奇美峽谷斷層)，其模型透過薄皮理論解釋，認為海岸山脈下方的滑脫深度並不深，此滑脫面可能將海岸山脈的斷層系統與東部外海斷層系統相連(圖 5-6b)。若將本研究 Exp. Erosion 中第 65 公分聚合量的斷層系統幾何(即對應至瑞穗附近的斷層幾何)，與 Hsieh et al. (2020)的構造模型相比(圖 5-6c)，無論是自海岸山脈至東部外海的斷層伸向變化，或是海岸山脈對東部外海逆衝斷層帶近 1：2 的寬度比例，此兩項目前已知的斷層系統的幾何特徵，顯示 Exp. Erosion 的構造活動可以良好對應至瑞穗附近的海陸斷層系統幾何。

(a)



(b)



(c)

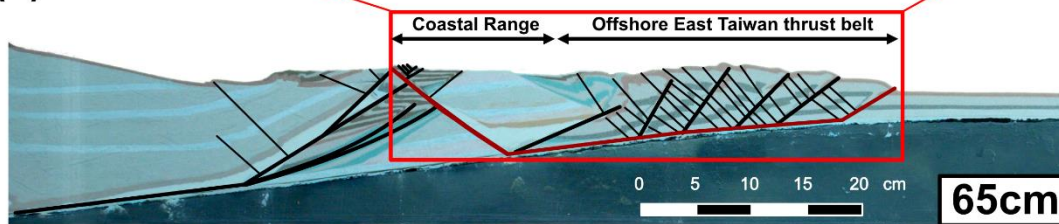


圖 5-6 模型模擬結果與瑞穗以東的東部外海構造對比。圖(a)臺灣東部外海的斷層構造，包含大港口高區斷層(Takangkou-High thrust)與奇美峽谷斷層(Chimei Canyon thrust)。引用自 Huang and Wang (2022)。圖(b)瑞穗以東的東部外海剖面，顯示自海岸山脈至東部外海的斷層幾何為雙伸向的斷層系統。剖面位置標示於圖(a)。引用自 Hsieh et al. (2020)。圖(c)將本研究第 65 公分聚合量時的實驗結果與東部外海的斷層剖面相比，兩者具有相似的幾何與長度比例。

5.4 CRFs 超覆 LVFs：光復至花蓮

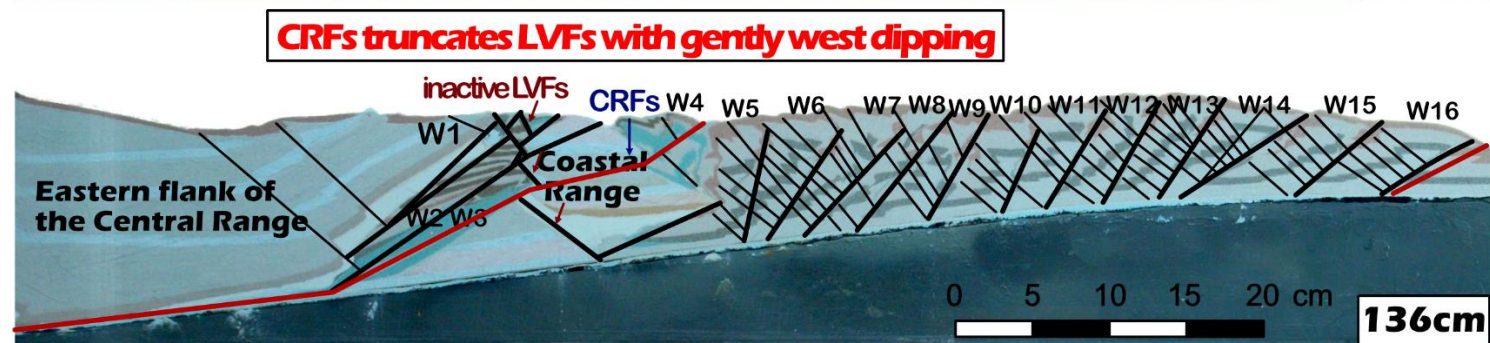
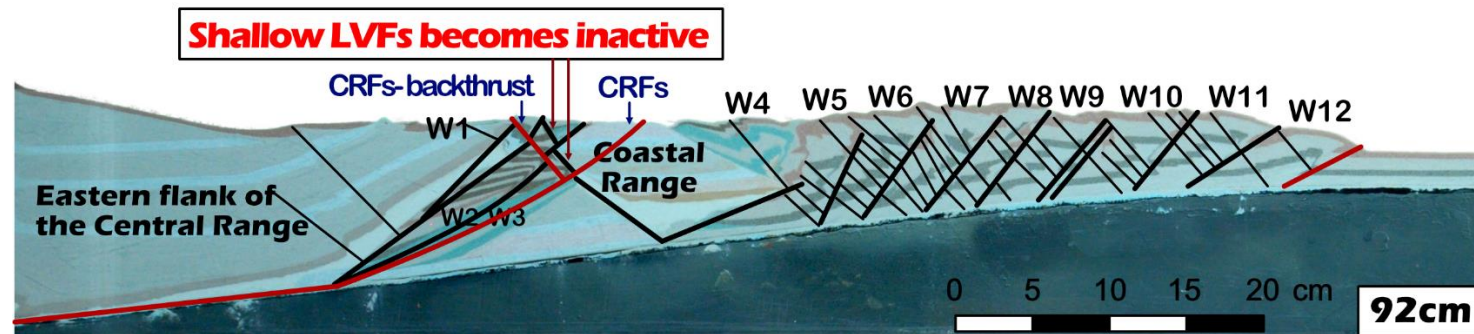
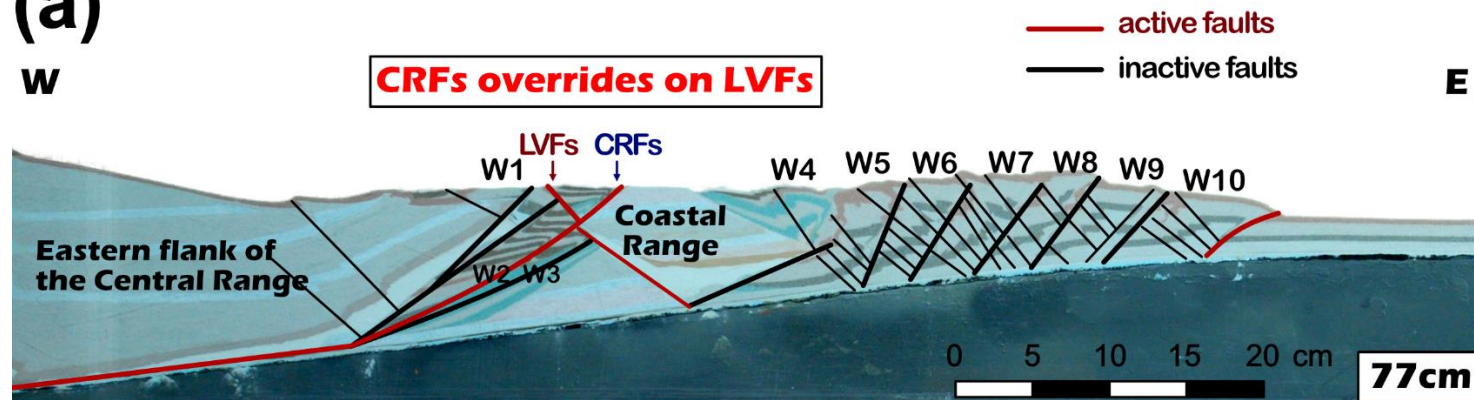
在 Exp. Erosion 中，第 77 公分至第 136 公分聚合量之間，屬於斷層系統時空互動關係的第三階段：CRFs 截切後超覆 LVFs，並接續將海岸山脈的火成岩體截切，成為新的主導活動斷層系統。此斷層互動關係可以對應至花東縱谷的光復至花蓮。以下將詳細說明模擬的斷層運動，及其可對應的縱谷地震事件。

首先，在模型第 77 公分聚合量之後(圖 5-7a)，向西傾的 CRFs 在海岸山脈的西緣將向東傾的 LVFs 截切並超覆，成為主導的活動斷層系統，而原本活躍於第二階段的 LVFs 則因受到截切而分別成為深部與淺部的縱谷斷層。被錯斷過後，淺部縱谷斷層幾乎立刻失去其活動性，而深部縱谷斷層的活動程度則隨著板塊聚合逐漸減弱。取而代之，此階段中向東傾的斷層系統轉而發育在 CRFs 的上盤，並活動在原本淺部縱谷斷層的西側，由於其活動速率較模型深部縱谷斷層大，顯示此斷層的活動性並非源自於縱谷斷層系統，因此本研究認為此斷層應屬於 CRFs 的背衝斷層(如圖 5-7a 第 92 公分聚合量影像中標示的 CRFs-backthrust)，而非為 LVFs。

2018 年花蓮地震的同震位移分布與以上實驗模型斷層幾何性質相似：花蓮地震的震源機制(CWB)以及餘震分布(Huang and Wang, 2022)顯示，主震最初起源自位於花蓮外海向西傾的孕震斷層，其震源深度約 6 公里深，並且同一時間在此孕震斷層上盤處，還伴隨著兩個北北東走向且高角度向東傾的斷層同震破裂，分別為沿著米崙台地西側的米崙斷層，以及沿著海岸山脈西側最北端的嶺頂斷層(圖 5-7b; Lee et al., 2019)。將本研究的模型對應至此事件中的斷層，則模型 CRFs 可以對應花蓮地震事件中向西傾的孕震斷層，而其上方具有同震地表破裂的米崙斷層和嶺頂斷層，則可能是模型 CRFs 的背衝斷層系統，或是模型的淺部 LVFs，此事件顯示本研究模型以 CRFs 為主導活動斷層的幾何架構，確實能夠合理類比自然界的花蓮縱谷。

(a)

w





(b)

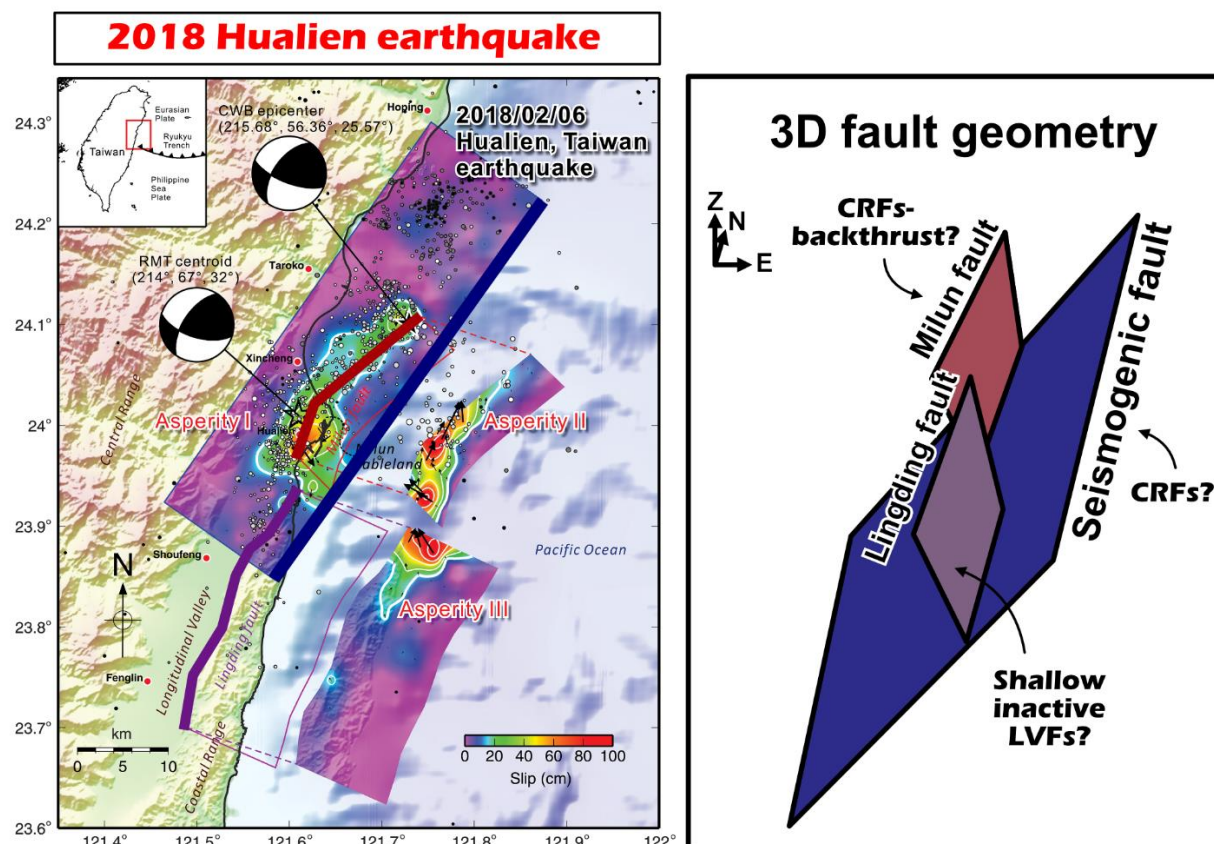


圖 5-7 模型模擬結果與 2018 年花蓮地震的構造對比。圖(a) 本研究 Exp. Erosion 第 77 公分、92 公分、136 公分聚合量的實驗結果。CRFs 超覆 LVFs，並在不同聚合量中向東發育出新的西傾斷層。此向西傾的 CRFs 在縱谷中具有向東傾的背衝斷層分支活動(92 公分)，並且向東破裂於海岸山脈之下(136cm)。圖(b) 2018 年花蓮地震的斷層幾何。主震源自一向西傾的斷層，其地震波在數秒內誘發斷層上盤向東傾的米崙斷層與嶺頂斷層運動。修改自 Lee et al. (2019)。

然而，由於在多個斷層幾乎同時破裂的情況下，一斷層的滑移可能起因於鄰近斷層破裂導致的應力轉換(Lee et al., 2019)，而非其本身具有長期穩定的孕震性，因此無法僅透過米崙斷層與嶺頂斷層皆在花蓮地震中滑移，便能簡單將此二斷層直接對應至模型中 CRFs 的背衝斷層。因此，以下將進一步透過 2018 年花蓮地震的垂直向同震地表變形性質差異，以及對比斷層上盤的活動地形，將嶺頂斷層和米崙斷層分別對應至已被截切的淺部 LVFs 和 CRFs 的背衝斷層。

關於 2018 年花蓮地震同震地表位移，全球定位系統(GPS)與干涉合成孔徑雷達(InSAR)的研究結果顯示，在水平方向上米崙斷層與嶺頂斷層的同震變形相似，皆展現左移的走滑破裂行為(盧詩丁等，2018；Yen et al., 2019)；值得注意的是，橫跨兩斷層的垂直向同震變形行為則相異，在垂直方向上米崙斷層的上盤處具有數十公分的同震垂直抬升，而嶺頂斷層上盤在 InSAR 的測量結果中則幾乎不具垂直同震抬升量(圖 5-8a；Yen et al., 2019)，在 GPS 的測量結果中甚至顯示其上盤為同震下陷(圖 5-8b；盧詩丁等，2018)。因此 Yen et al. (2019)根據以上垂直向同震位移的性質差異，認為米崙斷層與嶺頂斷層應為彼此獨立的斷層(圖 5-8c)。另一方面，關於活動構造地形分布，其垂直向的活動性質與 2018 年花蓮地震同震地表變形的結果相似，位在嶺頂斷層的上盤處目前尚無明顯的活動構造地形存在(許晉瑋等，2018)，而在米崙斷層的東側則具有米崙臺地的活動構造地形(圖 5-8d)。

綜合以上，由於嶺頂斷層往南與 1951 年的縱谷斷層地表破裂相連(圖 5-5b)，並且 2018 年花蓮地震的同震位移與現今的地表地形皆顯示嶺頂斷層的上盤缺乏垂直抬升，因此本研究將嶺頂斷層對應至模型中已無法孕震的淺部縱谷斷層(圖 5-7b)。米崙斷層則根據其上盤在 2018 年花蓮地震中具有顯著抬升，且具有米崙台地作為斷層上盤較長期時間尺度的活動構造地形，因此對應至模型中上盤同樣具有拱起臺地的 CRFs 的背衝斷層(如圖 5-7a，第 92 公分聚合量；圖 5-7b)。

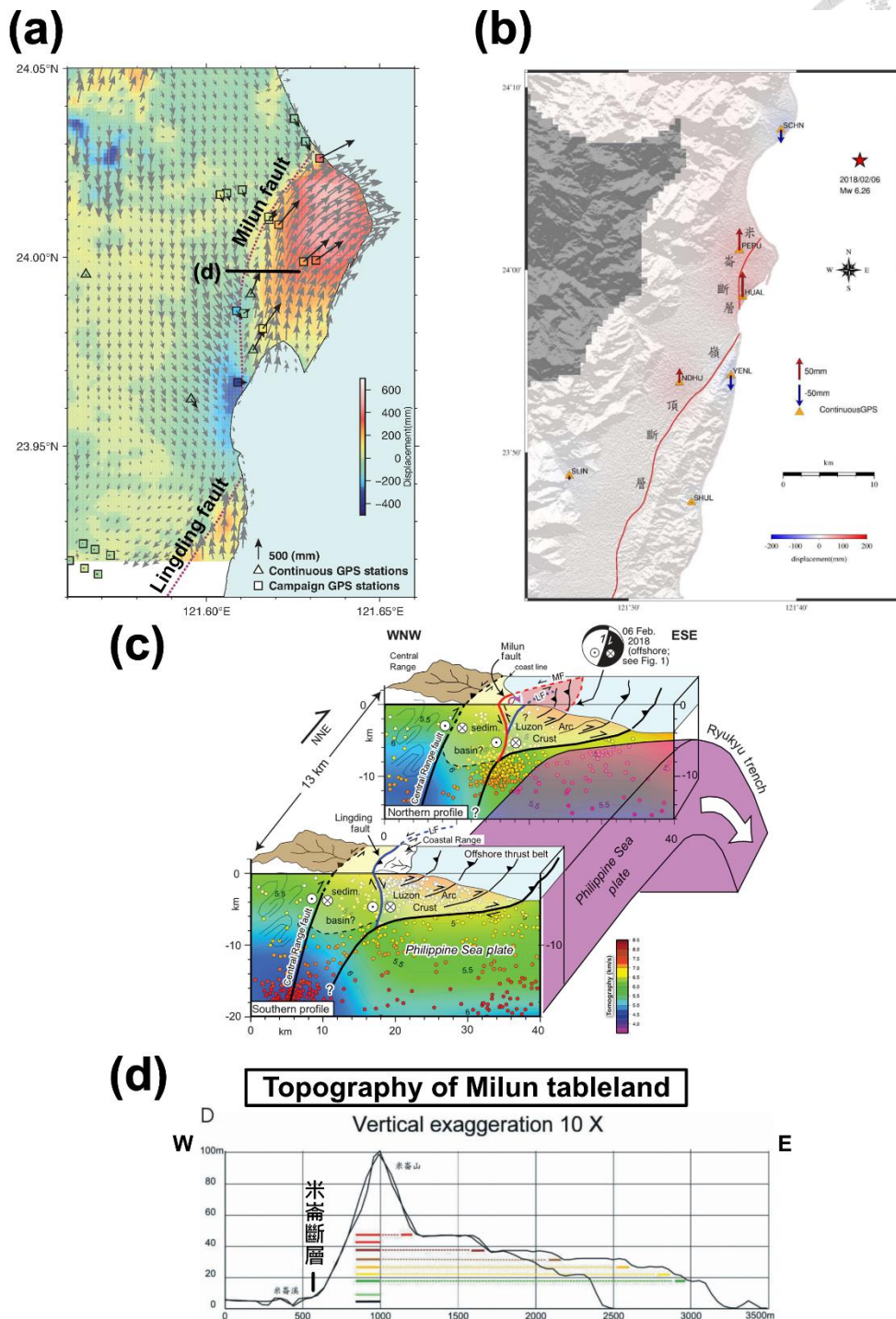


圖 5-8 2018 年花蓮地震之垂直向同震地表變形。圖(a) InSAR 解算的三維同震位移場。箭頭表示水平位移，米崙斷層與嶺頂斷層皆為左移。顏色表示垂直位移，米崙斷層上盤的米崙臺地明顯相較下盤抬升。圖(b) GPS 的同震垂直位移場。在嶺頂斷層的東側為下沉，而米崙斷層東側則是抬升。圖(c) 花蓮至嶺頂的斷層幾何模型。米崙斷層(紅色)與嶺頂斷層(藍色)非為相同的斷層。圖(d) 米崙台地的東西向地形剖面，米崙斷層東側的米崙台地為斷層長期抬升的證據。圖(a)與圖(c) 引用自 Yen et al. (2019)。圖(b)引用自盧詩丁等(2018)。圖(d)引用自鍾令和等(2004)。



回到模型第三階段中 CRFs 的斷層運動與斷層幾何。模型 CRFs 隨著板塊聚合而逐漸向東發育新的斷層面，然後在模型聚合量約 92 公分時，CRFs 最初先以較陡的角度破裂於海岸山脈的火成岩體中(圖 5-7a)；後期，在模型第 95 公分至 136 公分的聚合量時，則改以較緩的角度破裂於海岸山脈的火成岩體內，並且在此緩傾角的斷層面上累積比先前更多的斷層剪動量 (圖 5-7a，136 公分聚合量)。

模型 CRFs 向東破裂入海岸山脈火成岩的模擬結果，恰好與 2018 年至 2021 年間的花蓮地震序列餘震分布幾何相似(圖 5-9；Huang and Wang, 2022)：餘震分布顯示具有一向西傾的斷層活動在中央山脈東翼下方 10 至 30 公里處，斷層傾角為 60 至 70 度之間；自光復以北，此西傾斷層的破裂範圍開始在 10 公里深處向東延伸，轉而以近 30 度破裂於花東縱谷以及海岸山脈的下方。根據以上斷層傾角在深處較陡、淺處較緩的轉變，顯見模型的斷層幾何能夠定性類比現實縱谷中的斷層幾何，唯因本研究砂箱模型的實驗材料為脆性變形材料，因此難以完美重現現實中大於 10 公里深處涵蓋塑性變形(plastic deformation)作用所形成的高角度斷層傾角。

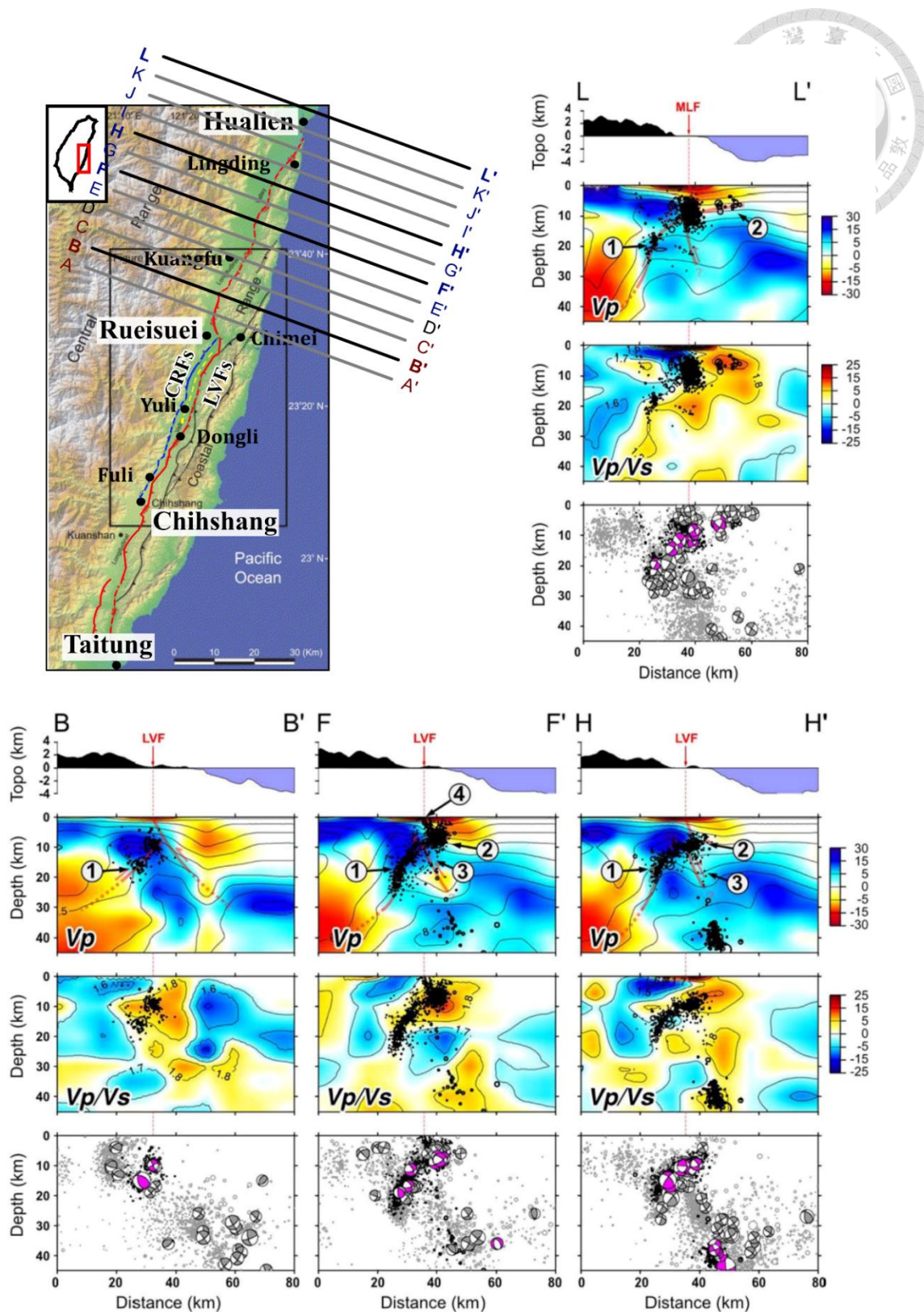


圖 5-9 瑞穗至花蓮間的地震速度模型與餘震分布剖面。黑點與紫色震源機制源自 2018 至 2021 年花蓮地震序列；灰點為 1991 至 2021 年的背景地震分布。其中 FF' 與 HH' 剖面可對應至圖 5-7a 中 92 公分與 136 公分聚合量的模型斷層幾何。修改自 Huang and Wang (2022)。

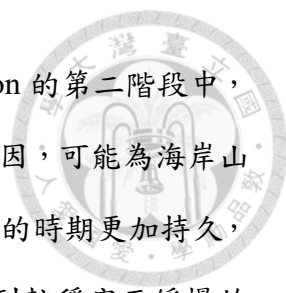
總結以上，本研究將花東縱谷中 CRFs 與 LVFs 的幾何互動關係分為三個階段(圖 5-10)，按照碰撞歷時先後依序為：第一、CRFs 與 LVFs 的競爭階段，此時兩斷層的活動程度相當，不斷將彼此截切，此階段對應花東縱谷的池上至瑞穗。第二、LVFs 超覆 CRFs，成為主導的活動斷層系統，此階段對應至花東縱谷的瑞穗至光復。第三、CRFs 超覆 LVFs，成為新的主導活動斷層系統，此階段對應花東縱谷的光復至花蓮。

回顧本研究模型設計的八項地質變因，其中對於模型花東縱谷縫合帶斷層系統活動性較具有重要影響的變因共有三項，分別為既有弱面幾何(4.3 節)、在弧前盆地的同板塊聚合沉積作用(4.4 節)，以及同板塊聚合的侵蝕作用(4.8 節)。

首先，在模型弱面幾何方面，需將 LVFs 設定為鏟形幾何，才能夠使其順利活動(圖 4-8)，顯示鏟形幾何為促進 LVFs 活躍活動的要素之一。

第二，在弧前盆地中加入同板塊聚合沉積作用之後，由於花東縱谷的上覆岩壓增加，使模型 CRFs 的破裂位置較難在花東縱谷下方穩定而持續地向東活動於沿著海岸山脈西翼地形逆衝的西傾斷層，而是會傾向於穩定集中破裂於位在相對西側且上盤為變質岩的西傾斷層上。例如，原本在圖 4-9 Exp.COR&LVF_6V 中穩定持續活躍的 W2 斷層，轉而在圖 4-11 Exp. SYNSedi 中僅能夠短暫活躍，並且 Exp.-SYNSedi 持續活躍的斷層為 W1 斷層。因此與同板塊聚合的沉積作用為控制中央山脈斷層系統是否傾向往東發展向西傾斷層分支的主控因素。

第三，在加入同板塊聚合的侵蝕作用之後，值得注意的是，Exp. Erosion 中第二階段的 LVFs 超覆 CRFs，以及第三階段中的 CRFs 將海岸山脈火成岩體截切，此兩項符合現今花東縱谷斷層系統活動證據的重要現象，事實上並不存在於本研究過去在 4.5 至 4.7 節的實驗模型之中(如圖 5-11 的 Exp. Paliwan)。相比而言，先前在本文 4.5 至 4.7 節模型尚未加入同板塊的侵蝕作用時，CRFs 與 LVFs 的空間互動皆僅具有兩個階段——「由最初的兩斷層系統彼此競爭與截切，直接轉換至 CRFs 超覆 LVFs，並且 CRFs 僅集中破裂於花東縱谷中的單一斷層面上。」本研究根據



加入與缺乏同板塊聚合侵蝕的模型結果變化，推測在 Exp. Erosion 的第二階段中，LVFs 能夠短暫地較 CRFs 更加活躍，並使 LVFs 超覆 CRFs 的原因，可能為海岸山脈的侵蝕作用減低縱谷斷層上盤的荷重，因此促使縱谷斷層活躍的時期更加持久，而相較之下中央山脈斷層系統則在較短的板塊聚合量便已經達到較穩定而緩慢的活動階段(圖 5-11)。另一方面，在 Exp. Erosion 的第三階段中，CRFs 的破裂位置能夠向東遷移的原因也大致相同，由於在 CRFs 破裂位置的西側，CRFs 的活動導致斷層面上的正向應力逐漸增加，而在 CRFs 破裂位置的東側，花東縱谷與海岸山脈則因為侵蝕作用而降低岩體的正向應力，此正向應力由西向東降低的變化，提供 CRFs 活動範圍更容易向東遷移的可能性。因此，與板塊聚合同時的侵蝕作用，可能為造成在瑞穗至光復間的縱谷斷層系統超覆中央山脈斷層系統，並且在光復至花蓮間的中央山脈斷層系統將海岸山脈火成岩體截切的主控因子。

綜合以上，花東縱谷縫合帶內活動構造互動關係的模擬結果，其對於花東縱谷下方的既有弱面幾何分布，以及同板塊聚合的沉積與侵蝕作用較為敏感。然而，比較本研究中包含 CRFs 與 LVFs 互動關係的模型模擬結果(4.5 至 4.8 節)相同之處，則能發現各實驗之間在活動構造互動關係的最初階段(CRFs 與 LVFs 彼此競爭與截切)與最後階段(由 CRFs 成為主導的活動斷層系統)的模擬結果具有穩定性，顯示中央山脈斷層系統為本研究模型中較為穩定而主導的活動斷層系統。

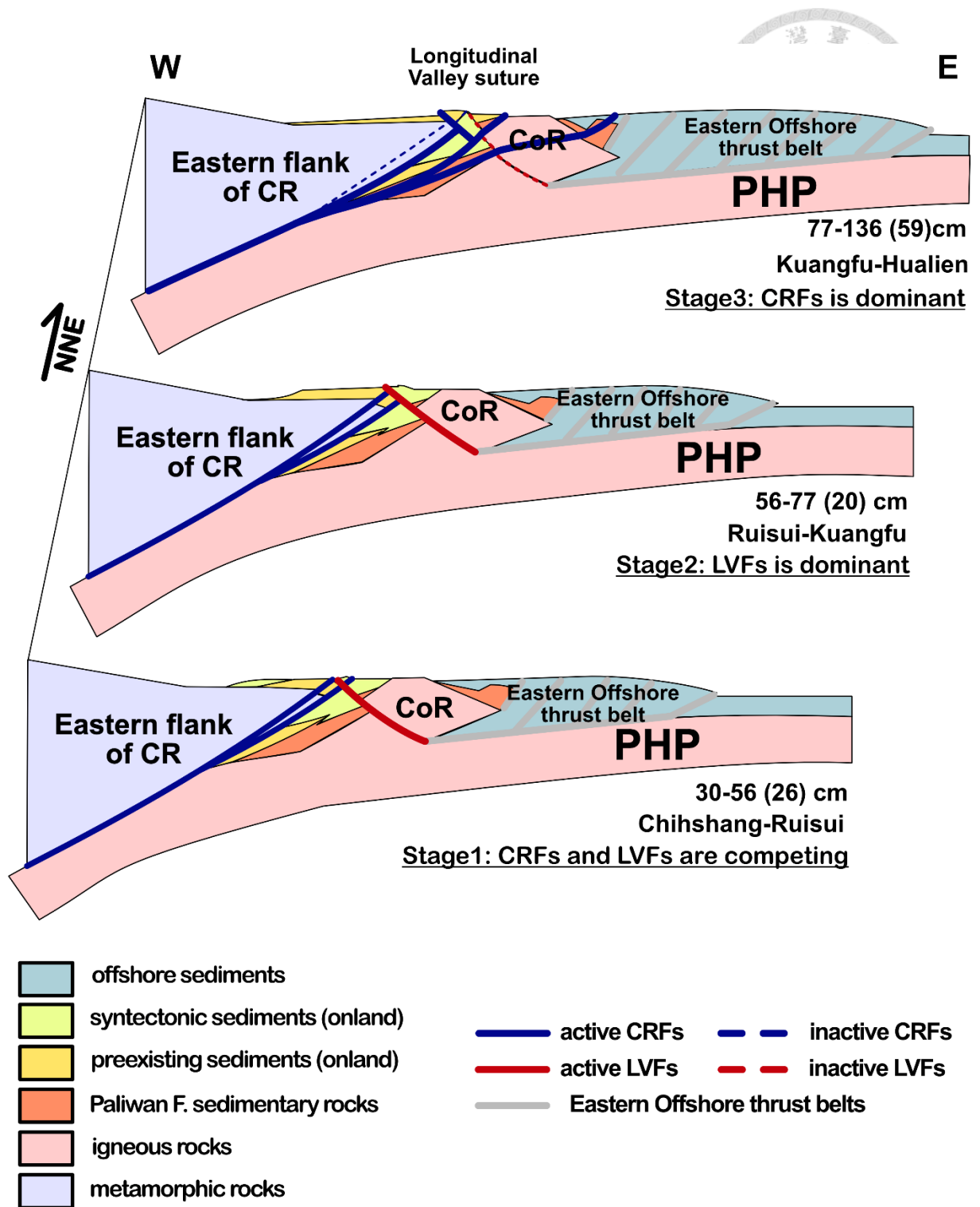
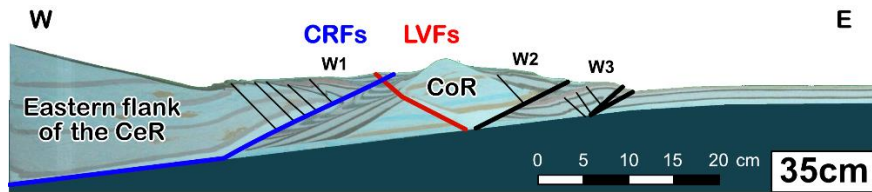


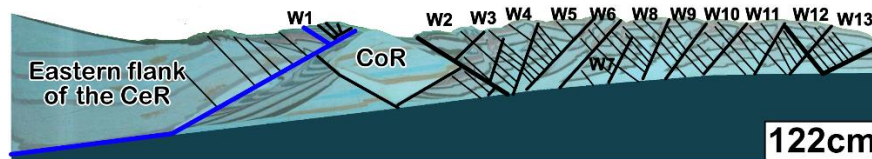
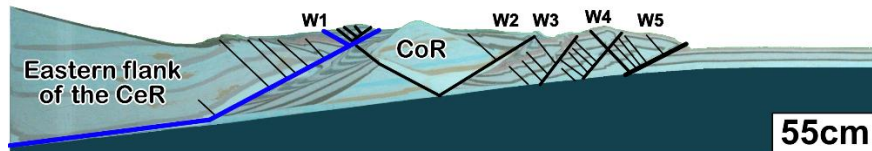
圖 5-10 花東縱谷由南而北的斷層系統幾何互動關係示意圖。斷層系統幾何演化順序，依序為：中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統相互競爭與截切；縱谷斷層系統超覆中央山脈斷層系統，成為主導斷層系統；中央山脈斷層系統超覆縱谷斷層系統，成為主導斷層系統。

Exp. Paliwan

Stage1: CRFs and LVFs are competing (30cm-50cm)

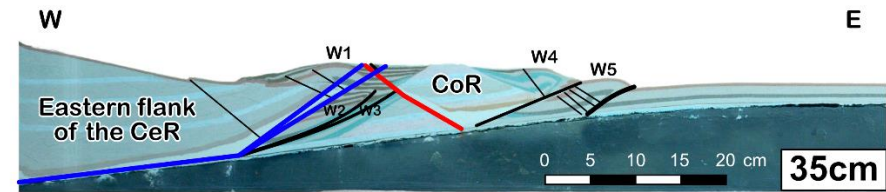


Stage2: CRFs is dominant (after 50cm)

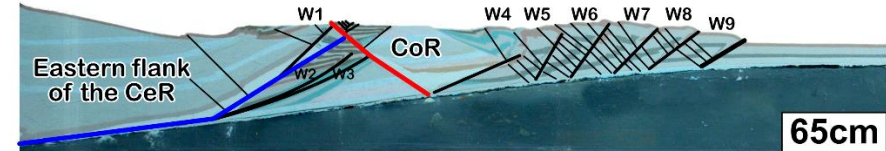


Exp. Erosion

Stage1: CRFs and LVFs are competing (30-56cm)



Stage2: LVFs is dominant (56-77cm)



Stage3: CRFs is dominant (after 77cm)

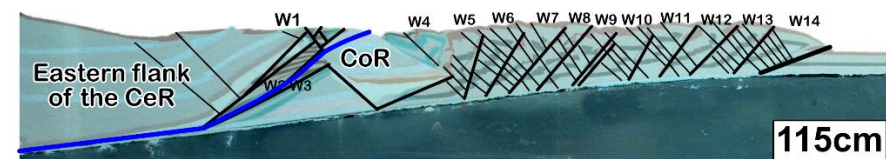


圖 5-11 比較加入同板塊侵蝕作用對模型斷層系統幾何演化的影響。Exp. Paliwan 與 Exp. Erosion 的模型參數幾乎相同，兩者的差異參數僅有侵蝕作用。在加入同板塊的侵蝕作用以前，實驗結果僅具有兩個斷層系統幾何演化階段：(1) CRFs 與 LVFs 兩斷層系統彼此競爭與截切 (2) CRFs 超覆 LVFs，成為主導的活動斷層系統。在加入同板塊的侵蝕作用後，則斷層系統幾何在以上兩個階段中，新增了 LVFs 短暫超覆 CRFs 的時期，形成三個階段的斷層系統幾何互動演化，也因此延緩了 Exp. Erosion 中 CRFs 超覆 LVFs 的時間。另一個加入侵蝕作用的影響，則是在實驗最後階段中，CRFs 能夠向東發育出新的斷層，並將海岸山脈火成岩體截切。



5.5 模型限制

本研究選用的二維砂箱模擬方法雖然具有快速測試不同地質變因對於複雜構造系統活動行為影響，並且能夠視覺化地呈現模型斷層連續性演化過程的優點。然而，基於儀器側向與底部的空間限制、空間解析度、未知的侵蝕面傾角，以及缺少孔隙水壓的變化等問題，將使二維砂箱僅能測試較概括性的主要變數(first-order parameters)，次級變數(second-order parameters)的評估則可能面臨困難。

首先，在儀器的側向空間部分，二維砂箱的透明玻璃雖然使實驗者能夠便利地觀察斷層間的幾何互動，卻也使實驗材料無法往玻璃的方向自由運動，因此與自然界岩塊三維的運動模式並不完全相同，此側向空間限制使本研究的模擬目標僅聚焦於垂直縱谷走向的板塊聚合對於活動斷層系統幾何的影響，而尚未包含花東縱谷縫合帶的三維斜向聚合效應，因此模型設計中並不包含琉球隱沒帶向北的隱沒作用所造成的影響，並且斷層走向滑移對於斷層間的幾何互動影響也為本研究模型簡略的要素之一。因此，經由二維砂箱研究取得初步而主要的變因影響和斷層幾何之後，未來如果能進一步以三維砂箱加以驗證會是較佳的方式。

其二為砂箱底部的空間限制。雖然砂箱模擬可以透過在砂箱底部加入木塊斜面以模擬基底滑脫面的垂直向運動，然而因為砂箱儀器的底板與剛體基座皆為剛體材質，所以仍然無法完全類比花東縱谷縫合帶深部的變形行為，包含花東縱谷岩石重力均衡(isostasy)的垂直向運動、岩石深部的塑性變形行為(plastic deformation)，以及弧前基盤於花東縱谷下方的俯衝行為。重力均衡於垂直向的運動，可能會在CRFs 與 LVFs 逆衝至花東縱谷之上以後，使花東縱谷下沉而改變地形或岩石正向應力的分布。岩石深部的塑性變形，可能使斷層破裂的傾角增大，而較陡的斷層傾角可能導致沿斷層的逆衝行為減弱，使應變轉而分散作用於斷層上盤，形成褶皺。弧前基盤於深部的運動行為則是對於縱谷斷層的初始形成具有重要影響(圖 2-7；Shyu et al., 2011)，然而受限於砂箱底部的空間限制，因此本研究尚無法直接連續地模擬自東南外海至花蓮之間的活動斷層演化過程。目前在本研究初步的模擬結



果中，僅能夠探討當中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統皆已形成後，自臺東-池上一帶以北至花蓮之間，菲律賓海板塊相對中央山脈地塊的二維聚合作用，其對於斷層系統向上在近地表約十公里內的淺層互動演化。綜合以上，期望未來的模擬研究能夠透過電腦數值模型，加入上述三項花東縱谷深部的運動機制，以進一步評估此三項運動機制對於花東縱谷縫合帶內活動斷層互動關係的影響程度。

其三為空間解析度。根據實驗材料的物理性質，所計算之模型對自然原型長度尺度比例為：1 公分等同於 1 公里(Hubbert, 1937；Horsfield, 1977)。若以縱谷縫合帶每年聚合 4 公分(Yu et al., 1997)進行換算，則砂箱模型聚合 1 公分應對應至真實自然原型聚合 2 萬 5 千年的聚合量，因此砂箱研究僅適合模擬數萬年尺度以上的長期構造斷層系統運動行為，無法直接計算出短期尺度地震事件的斷層滑移或再現週期數值。

其四為未知的花東縱谷侵蝕基準面。過去的砂箱研究通常使用穩態的臨界錐度(critical taper)作為模型之侵蝕基準面角度(如 Bonnet et al., 2007)。然而，透過花東縱谷縫合帶起伏的地形，可推知現實中的花東縱谷縫合帶尚未形成臨界錐度，因此難以直接判斷合適的模型侵蝕基準面角度。在本文 4.8 節實驗中，僅先以水平侵蝕面(類比海水面)初步測試侵蝕作用對於花東縱谷縫合帶可能的構造影響，建議未來的模擬研究，能再更進一步測試不同侵蝕基準面角度是否會影響斷層互動關係。

其五為孔隙水壓。花東縱谷縫合帶存在許多尚不了解的複雜變數，其中地下孔隙水壓的分布便是難以完整考量的參數之一。為簡化實驗模型設計，本研究的實驗模型使用乾式砂箱，忽略孔隙水壓分布對斷層的影響。然而在現實自然界中，具有較大孔隙水壓分布的區域，將減低岩體之有效正向應力，進而導致斷層滑動時所需的剪動應力降低，因此更容易產生斷層滑動(Mohr-Coulomb failure criterion; Coulomb, 1773; Mohr, 1900, 1914)。

綜合以上原因，本研究二維砂箱的模擬結果僅聚焦於初步探討主要變數對模型的影響，以及建構花東縱谷正向聚合過程中的斷層幾何互動。相反地，模型中過

於詳細的次級變數，以及花東縱谷的深部運動機制，則將因為儀器限制與模型簡化而尚難以進一步確認其確切的影響行為。

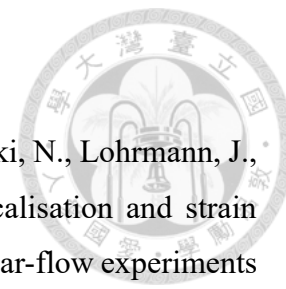


第6章 結論

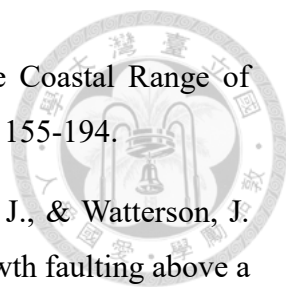
花東縱谷縫合帶的弧陸碰撞對臺灣造山運動意義重大，但現今對其活動構造演化的了解仍有所不足。因此，本研究使用二維砂箱模型定性模擬花東縱谷縫合帶萬年尺度下的地體變形歷史，並透過花東縱谷現有的活動構造證據檢核模擬結果的正確性。

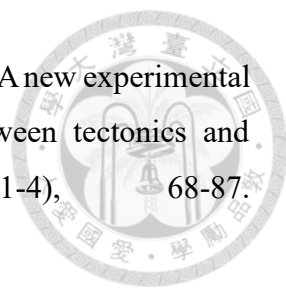
研究結果顯示，當中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統隨弧陸碰撞交會後，花東縱谷縫合帶的活動斷層系統時空互動過程可以分作為三個階段：首先，中央山脈斷層系統與縱谷斷層系統形成似共軛斷層的幾何架構，此時兩斷層的活動速率相當，彼此相互截切並活躍至地表，形成花東縱谷在池上至瑞穗之間的背斜斷丘等活動構造地形。第二階段，為中央山脈斷層系統隱伏於縱谷斷層系統之下，此時縱谷斷層系統的活動速率大於中央山脈斷層系統，可對應在花東縱谷瑞穗至光復之間的 1951 年縱谷同震破裂與 2003 年瑞穗地震的餘震幾合。第三階段，為中央山脈斷層系統截切後超覆縱谷斷層系統，此時中央山脈斷層系統的活動速率高於縱谷斷層系統。在此階段中，中央山脈斷層系統除了向其西側形成活躍於縱谷淺層的背衝斷層之外，同時也向其東側發育出數條新的西傾斷層，並貫穿海岸山脈的火成岩體，可對應在光復至花蓮之間，2018 年至 2021 年的花蓮地震序列幾何分布。

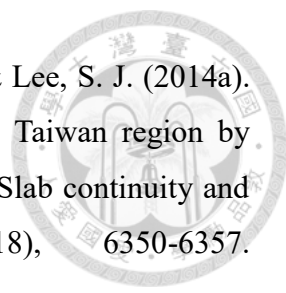
參考資料

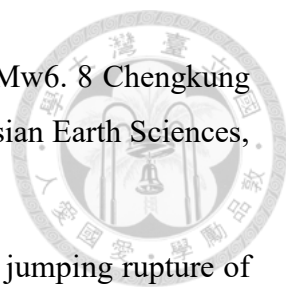


- Adam, J., Urai, J. L., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W., & Schmatz, J. (2005). Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting—new insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, 27(2), 283-301. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.008>
- Agarwal, K. K., & Agrawal, G. K. (2004). Effects of erosion on stable thrust wedges: A new perspective in sandbox analogue modelling. *Current Science*, 87(2), 235-239. <http://www.jstor.org/stable/24108871>
- Ballard, J. F., Brun, J. P., Van den Driessche, J., & Allemand, P. (1987). Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305(15), 1249-1253.
- Biq, C. C. (1965). The eastern Taiwan rift. *Petroleum Geology of Taiwan*, 4, 93-106.
- Bonnet, C., Malavieille, J., & Mosar, J. (2007). Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights. *Tectonics*, 26(6), TC6016. <https://doi.org/10.1029/2006tc002048>
- Bridgman, P. W. (1918). Failure of cavities in crystals and rocks under pressure. *American Journal of Science*, s4-45 (268), 243-268; <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-45.268.243>
- Cadell, H. M. (1889). VII.—Experimental Researches in Mountain Building. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 35(1), 337-357.
- Chang, C. P., Angelier, J., Huang, C. Y., & Liu, C. S. (2002). Structural evolution and significance of a mélange in a collision belt: the Lichi Mélange and the Taiwan arc—continent collision. *Geological Magazine*, 138(6), 633-651. <https://doi.org/10.1017/s0016756801005970>
- Chang, J., Shih, T., Yang, S., Lin, Y., & Chen, H. (1994). A geomorphological study of alluvial fan in Huatung Longitudinal Valley. *Geographical Research*, 21, 43-74.

- 
- Chi, W. R. (1981). Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4, 155-194.
- Childs, C., Easton, S., Vendeville, B., Jackson, M., Lin, S., Walsh, J., & Watterson, J. (1993). Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics*, 228(3-4), 313-329.
- Chuang, R. Y., Johnson, K. M., Kuo, Y. T., Wu, Y. M., Chang, C. H., & Kuo, L. C. (2014). Active back thrust in the eastern Taiwan suture revealed by the 2013 Rueisuei earthquake: Evidence for a doubly vergent orogenic wedge? *Geophysical Research Letters*, 41(10), 3464-3470. <https://doi.org/10.1002/2014gl060097>
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., Hu, J. C., Horng, M. J., Chen, M. C., & Stark, C. P. (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426(6967), 648-651.
- Daubrée, A. (1879). *Etudes synthétiques de géologie expérimentale* (Vol. 1). Dunod, Paris. Part1, 478 pp., Part 472, 350 pp.
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B12), 1153–1172. <https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>
- Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., & Schnürle, P. (1998). Oblique subduction of the Gagua Ridge beneath the Ryukyu accretionary wedge system: Insights from marine observations and sandbox experiments. *Marine Geophysical Researches*, 20, 383-402.
- Dominguez, S., Malavieille, J., & Lallemand, S. E. (2000). Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19(1), 182-196. [https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999TC900055](https://doi.org/10.1029/1999TC900055)
- Galland, O., Cobbold, P. R., Hallot, E., de Bremond d'Ars, J., & Delavaud, G. (2006). Use of vegetable oil and silica powder for scale modelling of magmatic intrusion in a deforming brittle crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 786-804. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.014>

- 
- Graveleau, F., Hurtrez, J. E., Dominguez, S., & Malavieille, J. (2011). A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes. *Tectonophysics*, 513(1-4), 68-87. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.029>
- Gray, G. G., Morgan, J. K., & Sanz, P. F. (2014). Overview of continuum and particle dynamics methods for mechanical modeling of contractional geologic structures. *Journal of Structural Geology*, 59, 19-36. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.11.009>
- Gutscher, M. A., Kukowski, N., Malavieille, J., & Lallemand, S. (1998). Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan Accretionary Wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 10161-10176. <https://doi.org/10.1029/97jb03541>
- Hall, J. (1815). II. On the Vertical Position and Convolutions of certain Strata, and their relation with Granite. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 7(1), 79-108.
- Ho, C. (1986). A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 1-16.
- Horsfield, W. (1977). An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56 (4), 363–370.
- Hsieh, Y. H., Liu, C. S., Suppe, J., Byrne, T. B., & Lallemand, S. (2020). The Chimei Submarine Canyon and Fan: A Record of Taiwan Arc-Continent Collision on the Rapidly Deforming Overriding Plate. *Tectonics*, 39(11). e2020TC006148. <https://doi.org/10.1029/2020tc006148>
- Hsu, T. L. (1962). Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan. *Proceedings 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(1). <https://doi.org/10.1007/s44195-022-00017-z>

- 
- Huang, H. H., Wu, Y. M., Song, X., Chang, C. H., Kuo-Chen, H., & Lee, S. J. (2014a). Investigating the lithospheric velocity structures beneath the Taiwan region by nonlinear joint inversion of local and teleseismic P-wave data: Slab continuity and deflection. *Geophysical Research Letters*, 41(18), 6350-6357. <https://doi.org/10.1002/2014gl061115>
- Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the geological society of America*, 48(10), 1459-1520.
- Jones, V. (1945). Tensile and triaxial compression tests of rock cores from the passageway to penstock tunnel N-4 at Boulder Dam. US Bureau. Reclamation., Lab Report, No. Sp-6, 14.
- Kármán, T. V. (1911). Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. *Z. Ver. Deu. Ing.*, 55, 1749.
- Klinkmüller, M., Schreurs, G., Rosenau, M., & Kemnitz, H. (2016). Properties of granular analogue model materials: A community wide survey. *Tectonophysics*, 684, 23-38. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.017>
- Konstantinovskaia, E., & Malavieille, J. (2005). Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(2), Q02006. <https://doi.org/10.1029/2004gc000794>
- Kukowski, N., von Huene, R., Malavieille, J., & Lallemand, S. (1994). Sediment accretion against a buttress beneath the Peruvian continental margin at 12°S as simulated with sandbox modeling. *Geologische Rundschau*, 83, 822-831.
- Kuo, Y. T., Wang, Y., Hollingsworth, J., Huang, S. Y., Chuang, R. Y., Lu, C. H., Hsu, Y. C., Tung, H., Yen, J. Y., & Chang, C. P. (2018). Shallow Fault Rupture of the Milun Fault in the 2018 Mw 6.4 Hualien Earthquake: A High-Resolution Approach from Optical Correlation of Pléiades Satellite Imagery. *Seismological Research Letters*, 90(1), 97-107. <https://doi.org/10.1785/0220180227>
- Kuo-Chen, H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., Hu, J.-C., & Chen, W.-S. (2004). Relocation of eastern Taiwan earthquakes and tectonic implications. *Terrestrial*, 15(4), 647-666.

- 
- Kuo Chen, H., Wu, Y.-M., Chen, Y.-G., & Chen, R.-Y. (2007). 2003 Mw6.8 Chengkung earthquake and its related seismogenic structures. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(3), 332-339.
- Lee, S. J., Lin, T. C., Liu, T. Y., & Wong, T. P. (2019). Fault-to-fault jumping rupture of the 2018 Mw 6.4 Hualien earthquake in eastern Taiwan. *Seismological Research Letters*, 90(1), 30-39.
- Lee, S. J., Huang, H. H., Shyu, J. B. H., Yeh, T. Y., & Lin, T. C. (2014). Numerical earthquake model of the 31 October 2013 Ruisui, Taiwan, earthquake: Source rupture process and seismic wave propagation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 96, 374-385. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.020>
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Sokoutis, D., & Willingshofer, E. (2011). The effect of convergence angle on the kinematic evolution of strain partitioning in transpressional brittle wedges: Insight from analog modeling and high-resolution digital image analysis. *Tectonics*, 30(2), TC2013. <https://doi.org/10.1029/2010tc002823>
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., & Oncken, O. (2003). The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1691-1711. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(03\)00005-1](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(03)00005-1)
- Lu, C., Jeng, F., Chang, K., & Jian, W. (1998). Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: insights from sandbox models. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(3), 533-550.
- Lu, C. Y., & Hsu, K. J. (1992). Tectonic evolution of the Taiwan mountain belt. *Petroleum Geology of Taiwan*, 29, 15-35.
- Lu, C. Y., & Malavieille, J. (1994). Oblique convergence, indentation and rotation tectonics in the Taiwan Mountain Belt: Insights from experimental modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4), 477-494.

Lundberg, N., Reed, D. L., Liu, C. S., & Lieske Jr, J. (1997). Forearc-basin closure and arc accretion in the submarine suture zone south of Taiwan. *Tectonophysics*, 274(1-3), 5-23.

Malavieille, J. (1984). Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7 (1), 129–138

Malavieille, J., Calassou, S., Lallemand, S., Larroque, C. (1992). Modélisation analogique des prismes d'accrétion océanique, film vidéo VHS de 28 minutes, produit et réalisé par la SNEA (P), série cours. SECAM et NTSC, en français et anglais.

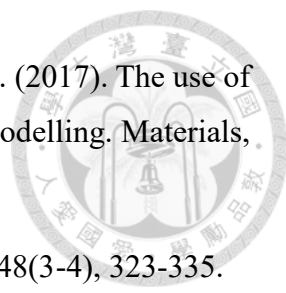
Malavieille, J., Dominguez, S., Lu, C.-Y., Chen, C.-T., & Konstantinovskaya, E. (2021). Deformation partitioning in mountain belts: insights from analogue modelling experiments and the Taiwan collisional orogen. *Geological Magazine*, 158(1), 84-103.

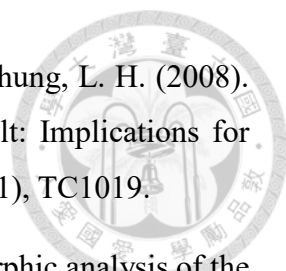
Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., Schnurle, P., & Crew, A. (2002). Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, 187-211.

Malavieille, J., Molli, G., Genti, M., Dominguez, S., Beyssac, O., Taboada, A., Vitale-Brovarone, A., Lu, C. Y., & Chen, C. T. (2016). Formation of ophiolite-bearing tectono-sedimentary mélanges in accretionary wedges by gravity driven submarine erosion: Insights from analogue models and case studies. *Journal of Geodynamics*, 100, 87-103. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.008>

Malavieille, J., & Trullenque, G. (2009). Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 466(3-4), 377-394. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.016>

Mandal, N., & Chattopadhyay, A. (1997). Imbricate thrust spacing: experimental and theoretical. *Evolution of geological structures in micro-to macro-scales*, 143.

- 
- Montanari, D., Agostini, A., Bonini, M., Corti, G., & Ventisette, C. D. (2017). The use of empirical methods for testing granular materials in analogue modelling. *Materials*, (Basel), 10(6), 635. <https://doi.org/10.3390/ma10060635>
- Mulugeta, G. (1988). Squeeze box in a centrifuge. *Tectonophysics*, 148(3-4), 323-335.
- Persson, K. S., & Sokoutis, D. (2002). Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356(4), 323-336.
- Robertson, E. C. (1955). Experimental study of the strength of rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 66(10), 1275-1314.
- Rodrigues, N., Cobbold, P. R., & Løseth, H. (2009). Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics*, 474(3-4), 610-632. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.032>
- Sella, G. D., Dixon, T.H., & Mao, A. (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), ETG11.
- Seno, T. (1977). The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42(2-4), 209-226.
- Shyu, J., Sieh, K., & Chen, Y. (2005a). Tandem suturing and disarticulation of the Taiwan orogen revealed by its neotectonic elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2), 167-177. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.018>
- Shyu, J. B. H. (2005b). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 110, B08402. <https://doi.org/10.1029/2004jb003251>
- Shyu, J. B. H., Chuang, Y. R., Chen, Y. L., Lee, Y. R., & Cheng, C. T. (2016). A New On-Land Seismogenic Structure Source Database from the Taiwan Earthquake Model (TEM) Project for Seismic Hazard Analysis of Taiwan. *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., Chung, L. H., Chen, Y. G., Lee, J. C., & Sieh, K. (2007). Re-evaluation of the surface ruptures of the November 1951 earthquake series in eastern Taiwan, and its neotectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(3), 317-331. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.018>

- 
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., Chuang, R. Y., Wang, Y., & Chung, L. H. (2008). Geomorphology of the southernmost Longitudinal Valley fault: Implications for evolution of the active suture of eastern Taiwan. *Tectonics*, 27(1), TC1019.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., & Chung, L. H. (2006). 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(11-12), 1447-1462. <https://doi.org/10.1130/b25905.1>
- Shyu, J. B. H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., & Huang, H.-H. (2011). Tectonic erosion and the removal of forearc lithosphere during arc-continent collision: Evidence from recent earthquake sequences and tomography results in eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(3), 415-422. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.05.015>
- 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>
- Stamhuis, E. J. (2006). Basics and principles of particle image velocimetry (PIV) for mapping biogenic and biologically relevant flows. *Aquatic Ecology*, 40(4), 463-479.
- Storti, F., & McClay, K. (1995). Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology*, 23(11), 999-1002.
- Sun, C., Li, Z., Zuza, A. V., Zheng, W., Jia, D., He, Z., Hui, G., & Yang, S. (2022). Controls of mantle subduction on crustal-level architecture of intraplate orogens, insights from sandbox modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117476.
- Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4(6), 67-89.
- Teng, L. S. (1987). Stratigraphic records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, 25, 205-224.
- Teng, L. S. (1990). Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, 183(1-4), 57-76.

- 
- Teng, L. S. (1996). Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, 24(10), 949-952.
- Thielicke, W., & Stamhuis, E. (2014). PIVlab—towards user-friendly, affordable and accurate digital particle image velocimetry in MATLAB. *Journal of open research software*, 2(1), e30. <http://dx.doi.org/10.5334/jors.bl>
- 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))
- Wang, C. Y., Chen, H. L., Cheng, X. G., & Li, K. (2013). Evaluating the role of syn-thrusting sedimentation and interaction with frictional detachment in the structural evolution of the SW Tarim basin, NW China: insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 608, 642-652.
- White, D., Take, W., & Bolton, M. (2003). Soil deformation measurement using particle image velocimetry (PIV) and photogrammetry. *Geotechnique*, 53(7), 619-631.
- Wu, Y., Chen, Y., Shin, T., Kuochen, H., Hou, C., Hu, J., Chang, C., Wu, C., & Teng, T. (2006a). Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake in eastern Taiwan. *Geophysical Research Letters*, 33(2), L02312.
- Wu, Y. M., Chen, Y. G., Chang, C. H., Chung, L. H., Teng, T. L., Wu, F. T., & Wu, C. F. (2006b). Seismogenic structure in a tectonic suture zone: With new constraints from 2006 Mw6.1 Taitung earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(22), L22305. <https://doi.org/10.1029/2006gl027572>
- Wu, Y. M., Zhao, L., Chang, C. H., Hsiao, N. C., Chen, Y. G., & Hsu, S. K. (2009). Relocation of the 2006 Pingtung earthquake sequence and seismotectonics in Southern Taiwan. *Tectonophysics*, 479(1-2), 19-27.

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. (2019). Insights into seismogenic deformation during the 2018 Hualien, Taiwan, earthquake sequence from InSAR, GPS, and modeling. *Seismological Research Letters*, 90(1), 78-87.

Yu, S. B., Kuo, L. C., Punongbayan, R. S., & Ramos, E. G. (1999). GPS observation of crustal deformation in the Taiwan-Luzon region. *Geophysical Research Letters*, 26(7), 923-926.

Yu, S. B., Chen, H. Y., & Kuo, L. C. (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274(1-3), 41-59.

王源、陳文山 (1993)。十萬分之一海岸山脈地質圖。經濟部中央地質調查所。

石瑞銓、黃宏元、林啟文 (2003)。池上斷層中南段之淺層反射震測調查。經濟部中央地質調查所特刊，第 14 號，第 193-201 頁。

徐鐵良 (1955)。臺灣之地震。臺灣銀行季刊，第七期，第 39-63 頁。

盧詩丁、陳建良、陳致言、劉彥求、陳柏村、許晉瑋、莊釗鳴、鄭智仁、陳思婷、黃志遠、呂貞怡 (2018)。20180206 花蓮地震地質調查報告。經濟部中央地質調查所，共 115 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 (1993)。海岸山脈地區花東縱谷斷層的活動性淺談。地工技術，第 44 期，第 52-57 頁。

陳文山、吳逸民、葉柏逸、賴奕修、柯明淳、柯孝勳、林義凱 (2019)。臺灣東南海域隱沒至碰撞轉換帶的孕震構造。經濟部中央地質調查所特刊，第三十四號，第 125-140 頁。

陳文山、王源 (1996)。臺灣東部海岸山脈地質。經濟部中央地質調查所，臺灣地質之七，共 101 頁。

陳文山、林益正、顏一勤、楊志成、紀權甯、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特刊，第 20 期，第 165-191 頁。
<http://140.112.114.62/handle/246246/232679>

黃欽煌 (2013)。由砂箱模型透視台灣南部弧前基磐隱沒機制及前緣增積系統。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 126 頁。

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

潘昌志 (2009)。以砂箱實驗探討增積岩體的前緣增積作用。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 105 頁。

劉彥求、林燕慧、梁勝雄、周稟珊、陳盈璇、李忠勳、陳建良、石同生、王怡方 (2022)。20220917 關山地震、0918 池上地震地質調查報告。經濟部中央地質調查所，共 78 頁。

鍾令和 (2003)。1951 年池上一玉里地震地表破裂與其所指示之新期構造意義。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 138 頁。

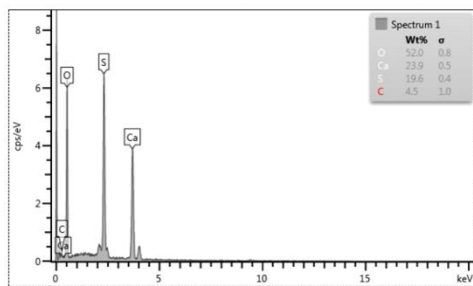
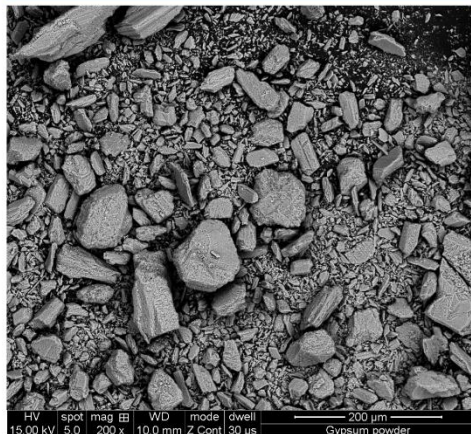
鍾令和、石同生、劉彥求、許文靈、謝中敏、吳文綜 (2004)。活動斷層調查報告——米崙斷層。經濟部中央地質調查所。

附錄

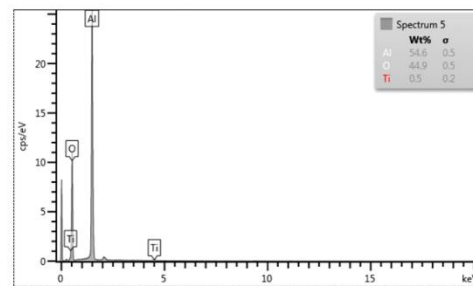
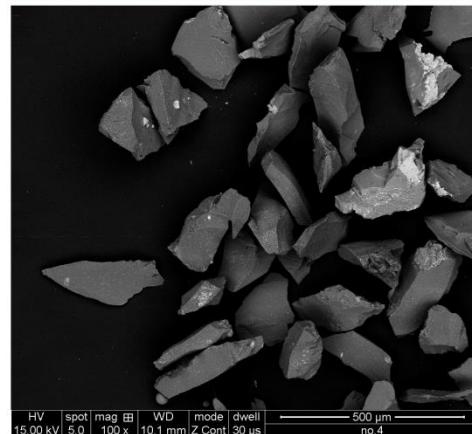
附錄 A、本實驗室實驗材料的掃描式電子顯微鏡影像



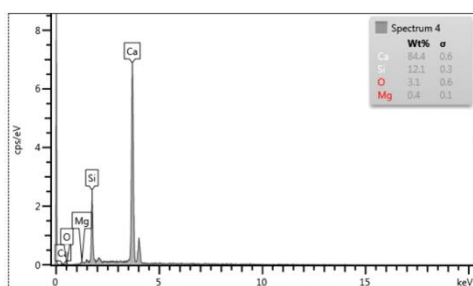
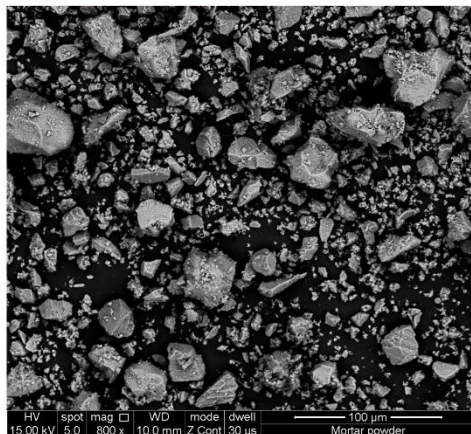
石膏粉(Gypsum powder)



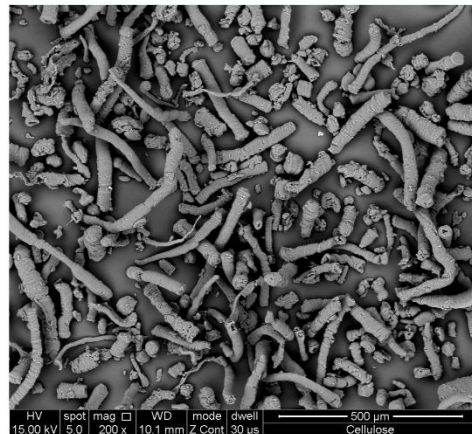
金剛砂(Aluminum Oxide powder)



水泥粉(Mortar powder)



纖維素(Cellulose)

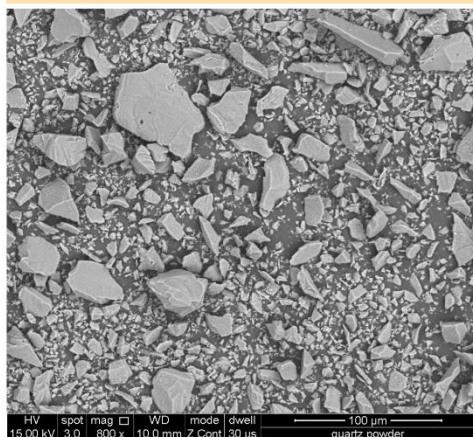


本研究使用材料之掃描式電子顯微影像

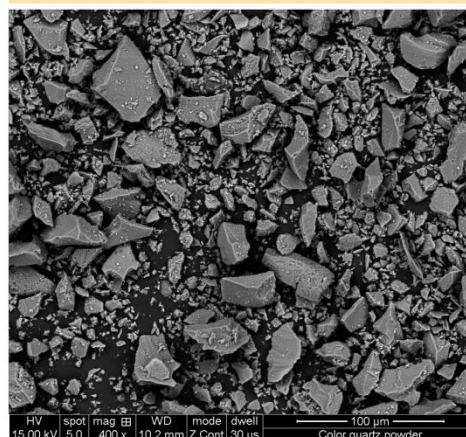
本實驗室其它材料之掃描式電子顯微影像



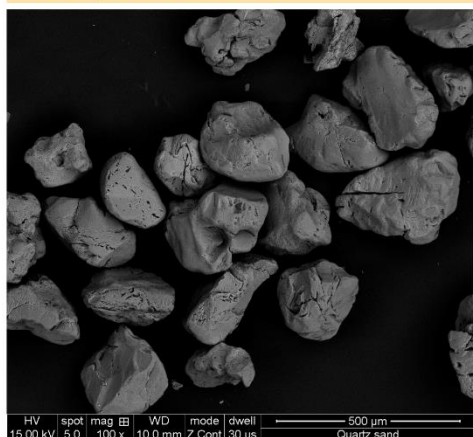
石英粉(Quartz powder)



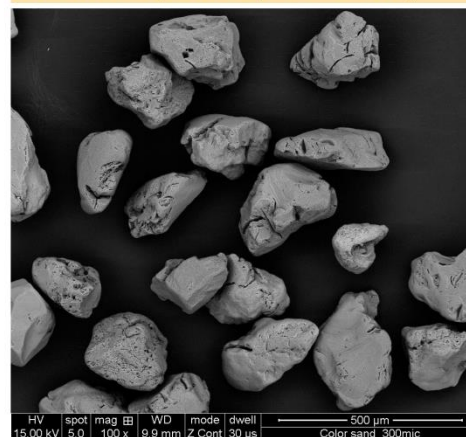
染色石英粉(Color quartz powder)



石英砂(Quartz sand)



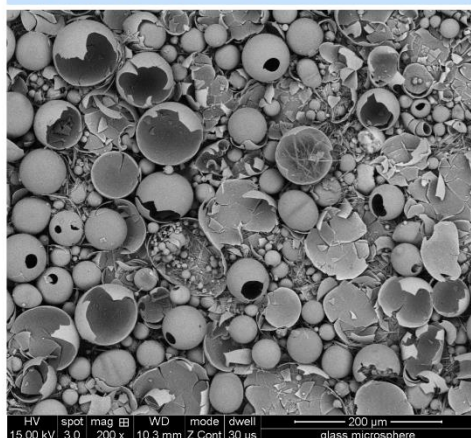
染色石英砂(Color quartz sand)



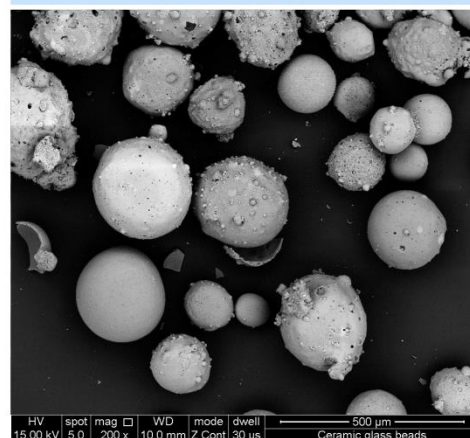
-  本研究使用材料之掃描式電子顯微影像
-  本實驗室其它材料之掃描式電子顯微影像



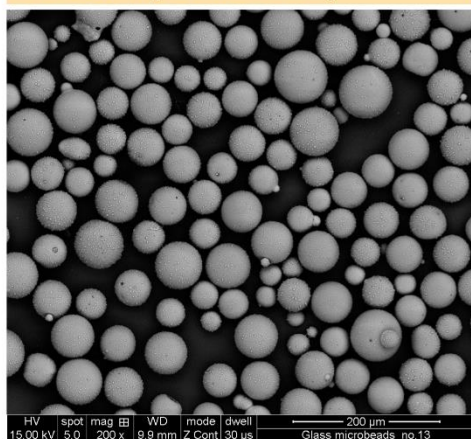
空心玻璃珠 QCEL(Hollow glass beads)



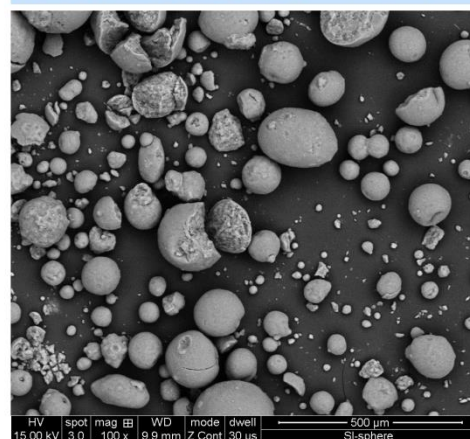
陶瓷玻璃珠(Ceramic glass beads)



實心玻璃珠(Glass beads)



非晶質矽粉 Tokusil255(Amorphous silica powder)



-  本研究使用材料之掃描式電子顯微影像
-  本實驗室其它材料之掃描式電子顯微影像

附錄 B、實驗影片 QR codes 與網址



4.1節 Exp_CRslope_1.5



https://drive.google.com/file/d/1koLZgDi-vuZKPYNMTISi2Xnw8wa0r7jN/view?usp=drive_link

4.1節 Exp_CRslope_10



https://drive.google.com/file/d/14P6lJq9Cn6K5k99F1wunJI0mGQ9mr/view?usp=drive_link

4.1節 Exp_CRslope_15



https://drive.google.com/file/d/1KNC2AdUPtYcAzrUp87KIs2QwfXqmke/view?usp=drive_link

4.2節 Exp. Contact



https://drive.google.com/file/d/1gVpQ3CX8dee6h0xGbTcRKQxRRKX8DIO/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_1X



https://drive.google.com/file/d/1qfu85DO0m15CDWlYfFm6JEc40eZAGwt1/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_2V



https://drive.google.com/file/d/1PgI90qdMT_Li_9VxbFSFhUmlcCk99bb/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_3X



https://drive.google.com/file/d/1q7g6n7C_XTF5_ArLKk8KileFuqOLTGH/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_4X



https://drive.google.com/file/d/1IzOFWryTkTLX95Hwtbk4A9INnbEi39P/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_5V



https://drive.google.com/file/d/1njryCrdTTHalRgTxecokHEDIDbac94jmE/view?usp=drive_link

4.3節 Exp. COR&LVF_6V



https://drive.google.com/file/d/1gYVxfp2yMO0QegnTwnTi9y84sd3YJiO/view?usp=drive_link

4.4節 Exp. SYN Sedi



https://drive.google.com/file/d/1EnRbqGkJOGLzqXxEH7Rtse0PNgOn5cuA/view?usp=drive_link

4.5節 Exp. LVwidth



https://drive.google.com/file/d/1Izhev9HYvYn1OQu1L5ShF3zg2c-kWOH/view?usp=drive_link

4.6節 Exp. SediTH



https://drive.google.com/file/d/1ksXY4utd30lwtI_XbpEGZaohW9o4eg/view?usp=drive_link

4.7節 Exp. Paliwan



https://drive.google.com/file/d/1PYKRdBe-fdqZU6Tmd972Zg4Fc7KMbu/view?usp=drive_link

4.8節 Exp. Erosion



https://drive.google.com/file/d/1Lqs2RJN6CW7MOkT1PKbIaN3vOQRDB/view?usp=drive_link

附錄 C、本研究使用之 PIV 後處理分析步驟與參數



1. 進入 PIVLab 之前，先使用 Affinity photo 軟體，將實驗影像的綠幕背景去除。
2. File > Load images
3. Image settings > Image pre-processing，
 - 3-1 勾選 Enable CLAHE，Window size [px] 設為 64。
 - 3-2 勾選 Enable highpass，Kernel size [px] 設為 15。
 - 3-3 其餘選項均不勾選。
4. Analysis > PIV settings，
 - 4-1 勾選 FFT window deformation。
 - 4-2 將 Pass1-Interrogation area[px] 設為 128，Step[px] 設為 64。
將 Pass2-Interrogation area[px] 設為 64，Step[px] 設為 32。
將 Pass3-Interrogation area[px] 設為 32，Step[px] 設為 16。
 - 4-3 Sub-pixel estimator 選擇 Gauss 2x3-point。勾選 Disable auto-correlation。
 - 4-4 Correlation robustness 選擇 Standard。
5. Analysis > ANALYZE!
6. Calibration > Calibrate using current or external image
 - 6-1 Select reference length，點選實驗影像中已知的真實長度後，將真實長度輸入至 real distance，再將兩實驗影像的時間間隔輸入至 time step。本研究之實驗影像 1px 對應真實長度 0.00032m，時間間距為 10 秒。
 - 6-2 Setup offset，設定影像間粒子運動的 X 軸與 Y 軸的正負方向，本研究將 X 軸正方向設向左；Y 軸正方向設向上。
7. Post-processing > Velocity based validation
 - 7-1 勾選 Standard deviation filter threshold[n*stdev]，並設為 8。
 - 7-2 勾選 Local median filter threshold，並設為 3。
 - 7-3 其餘選項均不勾選。不將 PIV 計算的缺值進行內插運算。



8. Post-processing > Image based validation

8-1 勾選 Filter low contrast，Threshold 設為 0.001。雖然實驗影像已曾將綠幕背景處去除；然而在 PIV 運算後，背景處仍會計算出些微的背景噪訊值，此步驟可將背景值去除，使背景值不顯示於後續的應變分析運算。

8-2 其餘選項均不勾選。不將 PIV 計算的缺值進行內插運算。

9. Plot > Spatial: Derive parameters / modify data

9-1 選擇將 PIV 速度向量資料轉換為：垂直速度分量分布、水平速度分量分布，或是剪動應變速率分布等後處理分析。

9-2 盡量將 Colormap limit 設定為固定的值，以比較不同後處理分析圖之間的向量。然而若固定的 Color limit 範圍會無法完整呈現活動斷層分布，則仍會以呈現活動斷層位置為主要考量。

9-3 其餘選項均不勾選。不將後處理分析之計算結果平滑處理(Smooth data)

10. Plot > Modify plot appearance，調整位移速度向量的顯示密度、長度與顏色，並選擇 Color map 種類，以及勾選是否顯示 Color bar。