

國立臺灣大學工學院土木工程學系

碩士論文

Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Taiwan University

Master's Thesis

使用震源機制和GNSS位移場發展最終岩石應力模型

-以台灣中部為例

Developing a Final Rock Stress Model Using Focal
Mechanism and GNSS Displacement Field—A Case Study
of Central Taiwan

鄭瑞彰

Rui-Chang Cheng

指導教授：王泰典博士

Advisor: Tai-Tien Wang Ph.D.

中華民國 113 年 6 月

June, 2024



謝 辭

想想這兩年處處充滿挑戰，從半夜去南港隧道掃描，Capstone 課程助教，碩士論文，每個學期都在面對新的問題。首先先感謝我的指導教授 王泰典教授，不管是課業上的問題還是論文的問題，與老師討論的過程後，都可以更充滿自信面對接下來的挑戰。

感謝口試委員張國楨教授、葉恩肇副教授、黃信樺博士、楊宜蓉博士的指導與建議，讓這本論文更加完整。感謝同為王門的家祥、璋元，面對不同困難時互相幫忙，三個人做六個人的事，一起出過的野外一起修過的課仍歷歷在目。感謝學長宥傑、詠智、柏愷，遇到困難時總能與你們討論，有你們在就是一股安心的存在。感謝學弟晟祐、承翰、品咸、柏甫、柏淳，與你們相處的一年總是充滿歡笑。感謝高雄幫的桂瑛、承華、112 室的大家，我會想念晚上一起討論研究(聊天)的夜晚。

感謝我的爸爸媽媽支助我讀書，讓我永遠有一個避風港，在我面對選擇時為我指引方向，叮嚀我好好休息。感謝中兀中的純陽、濬澤、鈺凱、孟宸(你不是)，為我的台北生活增添樂趣。感謝女朋友明怡，雖偶有爭吵，但每次都在平衡中取得共識，回家都會幫我留一盞燈。

最後，感謝所有曾經在我求學過程中給我指導和幫助的人，你們的支持鼓勵是我前行的重要力量，讓我得以成長並完成這本論文。

2024/07/31 台北 鄭瑞彰

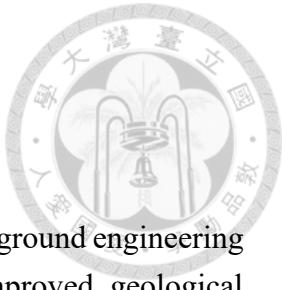


中文摘要

現地應力為地球資源探勘及地下工程設計的重要資訊，精細化現地應力調查成果兼具科學防災以及提高地質工程設計水平的效益。利用震源機制反演現地應力為地球科學界常見探求區域尺度現地應力方向的途徑，配合設定的地層強度可以估計現地應力張量；而水力破裂、套鑽法等現地試驗量測所得現地應力常受到地層變異性、地質構造，甚至是試驗位置不連續面的影響，相較於區域尺度現地應力張量，不僅量值常有偏差，主應力方向也常不一致，以致工程尺度的現地應力評估，迄今仍是一大挑戰。

本研究以車籠埔斷層鄰近區域為例，以集集地震、2000年至2002年、2002年至2004年，作為分析時間序。按國際岩石力學會建議流程，分為最佳估算模式(Best Estimate Stress Model, BESM)、補充現地應力調查方法/補充應力資料(Stress Measurement Methods, SMM)、整合測定模式(Integrated Stress Determination, ISD)及最終岩石應力模型(Final Rock Stress Method, FRSM)。最佳估算模式採用震源機制應力反演，結合自助抽樣法(Bootstrap Method)嘗試提供區域尺度主應力方向及量值不確定性；現地應力量測方法使用位移勢函數(Displacement Potential Function)嘗試建立地表位移與地殼內部應力關係，並透過二維有限差分軟體提供補充現地應力資料；整合測定模式使用三維有限差分法軟體建立數值模型，考慮地形、地質與構造的影響，並參考GNSS觀測所得速度給定邊界相對運動速率，透過正算分析反覆迭代，至地表變位速度逐漸接近GNSS觀測值，藉此計算地殼中現地應力；最終岩石應力模型整合上述三種不同尺度應力資料，標示不確定性，此模型亦可新增地真應力資料來交互驗證及修正前述的BESM、SMM、ISD模型，增強模型的準確性和可靠性。

關鍵字：現地應力、震源機制、GNSS、整合應力測定模式、最終岩石應力模型



Abstract

In-situ stress is essential for Earth resource exploration and underground engineering design, offering benefits for scientific disaster prevention and improved geological engineering. The commonly used method in geosciences to determine regional-scale in-situ stress orientations involves seismic source mechanism inversions, combined with established rock strength parameters to estimate the in-situ stress tensor. However, measurements obtained from hydraulic fracturing or overcoring are often affected by heterogeneities in rock layers and geological structures, leading to discrepancies in stress magnitudes and principal directions, which complicates the engineering-scale evaluation of in-situ stress.

This study examines the area around the Chelungpu Fault, analyzing data spanning from the Chi-Chi earthquake through 2000 to 2004. Following the International Society for Rock Mechanics guidelines, the methodology is divided into four main models: Best Estimate Stress Model (BESM), Stress Measurement Methods (SMM), Integrated Stress Determination (ISD), and Final Rock Stress Method (FRSM).

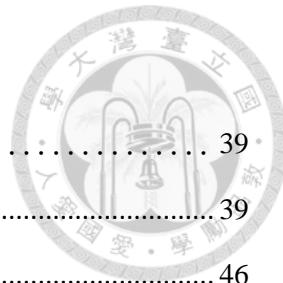
The BESM uses stress inversion from seismic sources along with the Bootstrap Method to estimate regional-scale principal stress directions and magnitudes with associated uncertainties. The SMM utilizes the Displacement Potential Function to relate surface displacement to internal crustal stresses, supported by two-dimensional finite difference software to provide supplementary in-situ stress data. The ISD employs three-dimensional finite difference software to develop numerical models, taking into account the influence of topography, geology, and structural configurations. It integrates velocities from GNSS observations to define boundary relative motion rates, using forward modeling and iterative adjustments until surface displacement velocities closely match those observed by GNSS, thereby calculating in-situ stresses within the crust. Finally, the FRSM integrates these diverse scales of stress data, marks uncertainties, and incorporates true stress data for mutual verification and adjustments of the previous models.

Keywords: In-situ stress, Focal mechanism, GNSS, Integrated Stress Determination, Final Rock Stress Method



目次

謝辭	i
中文摘要	ii
Abstract	iii
目次	iv
圖次	vi
表次	x
第一章 緒論	1
1.1 研究動機	1
1.2 研究目的	2
1.3 研究架構	3
第二章 文獻回顧	5
2.1 現地應力影響因素及量測方法	5
2.2 世界應力圖及最終岩石應力模型	9
2.3 國內現地應力相關研究	11
2.4 最終岩石應力模型國際案例	17
第三章 研究方法	20
3.1 最佳估算應力模式(BESM)	21
3.2 現地應力量測方法(SMM)補充應力資料	24
3.2.1 GNSS 地表位移監測資料	24
3.2.2 二維數值模擬模型	25
3.2.3 地表位移與地殼應力二維差分解	28
3.3 整合測定模式(ISD)	32
3.3.1 數值模擬	32
3.3.2 模型設置	32
3.4 最終岩石應力模型(FRSM)討論	35
第四章 結果與討論	36
4.1 最佳估算應力模式(BESM)結果	36



4.2 現地應力量測方法(SMM)補充結果	39
4.2.1 地表位移與地殼應力二維差分解比對驗證.....	39
4.2.2 GNSS 觀測地表位移反演二維應力資料.....	46
4.3 整合應力測定模式(ISD)結果	49
4.3.1 集集地震前	49
4.3.2 集集地震後 2000 年至 2002 年	55
4.3.3 集集地震後 2002 年至 2004 年	61
4.4 最終岩石應力模型(FRSM).....	66
4.4.1 集集地震前(1996 至 1999 年)	67
4.4.2 集集地震後(2000 至 2002 年)	68
第五章 結論與建議.....	69
5.1 結論	71
5.1.1 最佳估算應力模式(BESM)	71
5.1.2 補充現地應力量測方法(SMM)	71
5.1.3 整合測定模式(ISD).....	71
5.1.4 最終岩石應力模型(FRSM).....	71
5.2 建議	72
5.2.1 最佳估算應力模式(BESM).....	72
5.2.2 現地應力量測方法(SMM)	72
5.2.3 整合測定模式(ISD).....	72
5.2.4 最終岩石應力模型(FRSM).....	72
參考文獻.....	73
附錄 口試紀錄暨回覆表.....	77



圖次

圖 1.1 岩石異相性與主應力方向示意圖(Zang and Stephansson, 2009)	2
圖 1.2 研究架構圖	4
圖 2.1 岩石應力的三層次等級(Zang and Stephansson, 2009)	6
圖 2.2 莫爾圓中斷層不穩定的定義(Vavryčuk, 2014)	8
圖 2.3 線性逆推法與迭代反演法的誤差比較(Vavryčuk 2014)	9
圖 2.4 臺灣地區世界應力圖(Heidbach et al., 2022)	10
圖 2.5 世界應力圖圖例說明(Heidbach et al., 2022)	10
圖 2.6 應力狀態整合最終岩石應力模型圖(Zang and Stephansson, 2009)	11
圖 2.7 研究區域分析時間序	12
圖 2.8 車籠埔斷層分區位置(Wu et al., 2008)	13
圖 2.9 A 區域在 9 個時期的應力張量反演(Wu et al., 2008)	14
圖 2.10 B 區域在 9 個時期的應力張量反演(Wu et al., 2008)	14
圖 2.11 C 區域在 9 個時期的應力張量反演(Wu et al., 2008)	15
圖 2.12 集集地震 10 年後的累積震後位移及鬆弛時間(Rousset et al., 2012)	16
圖 2.13 近場的 SUN1 站和遠場的 FLNM 站的 GPS 時間序列(Rousset et al., 2012)	17
圖 3.1 究範圍相對於臺灣主要的大地構造分佈	20
圖 3.2 研究範圍	21
圖 3.3 集集地震前(1900-1999 年)震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)	22
圖 3.4 集集地震後 2000 年至 2002 年震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)	22
圖 3.5 集集地震後 2002 年至 2004 年震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)	23
圖 3.6 集集地震前(1990-1999 年)震源機制解隨深度分布圖	23
圖 3.7 2000-2002 年震源機制解隨深度分布圖	23
圖 3.8 2000-2002 年震源機制解隨深度分布圖	24
圖 3.9 迭代反演法計算主應力流程	24
圖 3.10 集集地震前(1990-1999 年)地表 GNSS 測站觀測位移場	26
圖 3.11 集集地震後 2000-2002 年地表 GNSS 測站觀測位移場	26
圖 3.12 集集地震後 2002-2004 年地表 GNSS 測站觀測位移場	27
圖 3.13 三道剖面位置	27
圖 3.14 本研究二維數值模擬模型示意圖	28
圖 3.15 均勻離散網格(紅色實心點為邊界點, 黑色實心點為虛節點)	30
圖 3.16 位移分量及應力分量差分式簡圖	31



圖 3.17 FLAC3D 計算原理	32
圖 3.18 集集地震前模型設置圖	33
圖 3.19 集集地震後模型設置圖	34
圖 3.20 地表監測位置俯視圖	34
圖 3.21 北港高地幾何形狀	34
圖 3.22 加入北港高地震前數值模型的幾何型態	35
圖 3.23 加入北港高地震後數值模型的幾何型態	35
圖 4.1 集集地震前 15 公里深度內所有震源機制解反演結果(a)主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間	37
圖 4.2 2000-2002 年車籠埔斷層上盤震源機制解反演結果(a)主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間	37
圖 4.3 2000-2002 年車籠埔斷層下盤震源機制解反演結果(a)主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間	38
圖 4.4 2002-2004 年車籠埔斷層上盤震源機制解反演結果(a)主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間	38
圖 4.5 2002-2004 年車籠埔斷層下盤震源機制解反演結果(a)主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間	38
圖 4.6 二維平面示意圖	39
圖 4.7 離散網格	40
圖 4.8 A 矩陣結構	41
圖 4.9 GMRES 法容許誤差及殘差	41
圖 4.10 FLAC 與位移勢函數位移場比較圖	42
圖 4.11 FLAC 與位移勢函數應力場比較圖	43
圖 4.12 FLAC 與位移勢函數位移沿 y 軸趨勢圖	44
圖 4.13 FLAC 與位移勢函數應力沿 y 軸趨勢圖	45
圖 4.14 集集地震前剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係	46
圖 4.15 集集地震後 2000-2002 年剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係	47
圖 4.16 集集地震後 2002-2004 年剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係	47
圖 4.17 集集地震前後 B-B' 剖面主應力量值與深度計算結果	48
圖 4.18 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站速度與模型量測速度比較	50
圖 4.19 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測方向角相似度	50
圖 4.20 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測量值相似度	50



圖 4.21 集集地震前(1996 年-1999 年)模型主應力方向	51
圖 4.22 目標位置	49
圖 4.23 集集地震前 ISD 主應力量值隨深度變化(深度 0m 至深度 10000m)	52
圖 4.24 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站速度與加入重力模型量測速度比較	53
圖 4.25 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與加入重力模型量測方向角相似度	54
圖 4.26 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與加入重力模型量測量值相似度	54
圖 4.27 集集地震前 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地)	55
圖 4.28 斷層剪力破壞	56
圖 4.29 地表破裂位置	56
圖 4.30 2000 年至 2002 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較	57
圖 4.31 GNSS 測站與模型量測方向角相似度(2000 年-2002 年)	57
圖 4.32 GNSS 測站與模型量測量值相似度(2000 年-2002 年)	58
圖 4.33 集集地震後(2000 年-2002 年)模型主應力方向	58
圖 4.34 集集地震後 ISD 主應力量值隨深度變化(深度 0m 至深度 10000m)	59
圖 4.35 2000 年至 2002 年 GNSS 測站速度與加入重力及北港高地模型量測速度比較	60
圖 4.36 2000 年-2002 年 GNSS 測站與加入重力及北港高地模型量測方向角相似度	60
圖 4.37 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測量值相似度(加入重力及北港地)	61
圖 4.38 集集地震後 2000 至 2002 年 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地)	61
圖 4.39 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較	62
圖 4.40 GNSS 測站與模型量測方向角相似度(2002 年-2004 年)	62
圖 4.41 GNSS 測站與模型量測量值相似度(2002 年-2004 年)	63
圖 4.42 集集地震後(2002 年-2004 年)模型主應力方向	63
圖 4.43 集集地震後 2002 至 2004 年 ISD 主應力量值隨深度變化(深度 0m 至深度 10000m)	64
圖 4.44 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較(加入重力及北港高地)	65



圖 4.45 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測方向角相似度(加入重力及北港高地).....	65
圖 4.46 2002 年-2004 年 GNSS 測站與模型量測量值相似度(加入重力及北港高地).....	66
圖 4.47 集集地震後 2002 至 2004 年 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地).....	66
圖 4.48 集集地震後 1996-1999 年主應力量值隨深度變化.....	67
圖 4.49 車籠埔地區 1996-1999 年深度 0m 至深度 1500m 主應力隨深度變化圖.....	68
圖 4.50 車籠埔地區 2000-2002 年主應力隨深度變化.....	69
圖 4.51 車籠埔地區 2000-2002 年 0m 至深度 1500m 主應力隨深度變化圖.....	69
圖 4.52 車籠埔地區 2002-2004 年主應力隨深度變圖.....	70
圖 4.53 車籠埔地區 2002-2004 年深度 0m 至深度 1500m 主應力隨深度變化圖.....	70



表次

表 2.1 現地應力調查與試驗方法影響範圍岩石體積 Zang and Stephansson (2009)	7
表 2.2 各國案例套用最終岩石應力模型框架表.....	18
表 4.1 模型邊界推動速度	49
表 4.2 集集地震前(1996-1999 年) 未加重力模型材料參數表	49
表 4.3 集集地震前模型材料參數表(加入重力及北港高地).....	53
表 4.4 集集地震後未加重力模型材料參數表.....	55
表 4.5 集集地震後加重力模型材料參數表.....	59



第一章 緒論

1.1 研究動機

大地應力是在建設地下工程及隧道工程中重要的資訊，也牽涉到地下資源的開發及廢棄物處置場的建設，雖然現今已經發展了多種大地應力反演的方法來測量和估計大地應力，例如震源機制法、水力破裂法、擦痕應力反演，不同方法對應代表的應力尺度也不相同，且由於地下條件的異向性，這些方法往往存在不確定性，特別是在靠近地表或是鄰近地質構造處(圖 1.1)。

臺灣位處板塊交界帶，地殼應變速率約有 $0.1\text{-}1.0\mu\text{ strain/year}$ ，臺灣已有超過 450 個連續測站監測地表位移，除了長期監測地表位移，更能分析大地震前後的斷層錯動量及方向(侯進雄，2007)。利用有限差分法軟體建立數值模型，考慮地形、地質與構造的影響，並參考 GNSS 觀測所得速度給定邊界相對運動速率，透過正算分析反覆迭代，使得數值模型地表變位速度逐漸接近 GNSS 觀測值。

震源機制解為大區域尺度下調查現地應力常見的方法之一，惟需地震事件進行應力反演，且目前國內解析最小網格為 $2.8\text{ km} \times 2.8\text{ km} \times 5\text{ km}$ (Yang and Johnson, 2020)，對於工程尺度而言解析度仍屬不足。Zang and Stephansson (2009)提出考慮既有應力資料收集、補充現地應力量測方法、數值模擬整合，進一步提出最終岩石應力模型(Final Rock Stress Model, FRSM)的建議，以整合不同尺度、不同來源的現地應力估算成果，於 2013 年獲國際岩石力學學會(International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering, ISRM)建議為場址現地應力調查方法(Stephansson and Zang, 2012)，本研究將依據 ISRM 建議方法，並以臺灣中部車籠埔斷層附近為例，嘗試發展最終岩石應力模型。

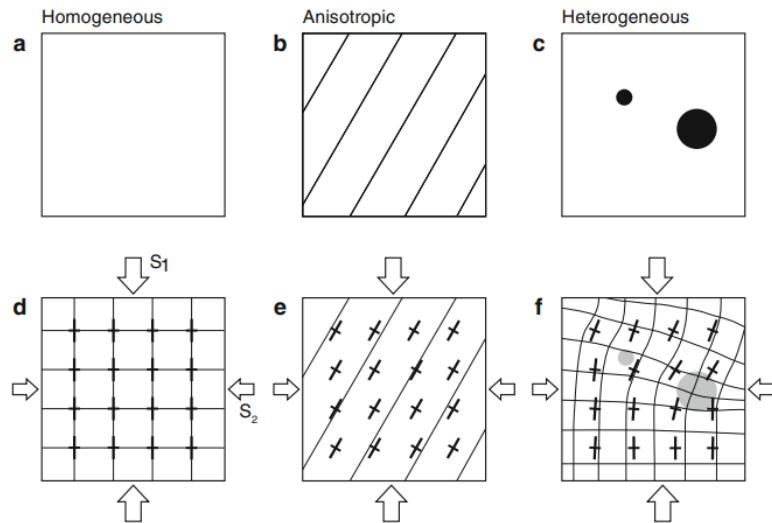


圖 1.1 岩石異相性與主應力方向示意圖 Zang and Stephansson (2009)

1.2 研究目的

依據(Stephansson and Zang, 2012)提出發展最終岩石應力模型的程序，需要透過既有應力量測資料建立最佳應力估算模型，透過現地應力量測方法補充資料，再整合不同尺度、方法求得的現地應力值，據以探討最終岩石應力模型。本研究將依據此程序，使用震源機制進行應力反演，並透過位移勢函數差分法及數值模型，綜合不同來源應力資料發展最終岩石應力模型。

由於震源機制應力反演法無法得知最大主應力及最小主應力的量值，本研究修改應力迭代反演法(Vavryčuk, 2014)，給予主應力方向角與量值不確定性。受限於岩石現地應力量測所費不貲，本研究嘗試透過位移勢函數差分法建立位移與應力關係矩陣，應用 GNSS 地表位移監測成果估算現地應力。繼而建立真實尺度數值模型，模擬車籠埔地區集集地震前後地殼應力狀態。最後依據上述應力資料發展最終岩石應力模型，除提供工程設計、地質災害預防之參照外，亦探討發展最終岩石應力模型遭遇的困難，做為後續研討精進的參考。

1.3 研究架構

第一章 緒論

說明關於研究動機和研究目的。

第二章 文獻回顧

整理現地應力量測方法與影響因素，說明最終岩石應力模型之框架，並回顧前人對於最終岩石應力模型流程之研究與發展。

第三章 研究方法

說明本研究所採用的最佳估算應力模式、補充現地應力調查方法、整合應力測定模式、最終岩石應力模型。

第四章 結果與討論

呈現本研究的最佳估算應力模式、補充現地應力調查方法、整合應力測定模式，整合不同來源應力資料發展最終岩石應力模型。

第五章 結論與建議

對於研究成果提出結論與建議



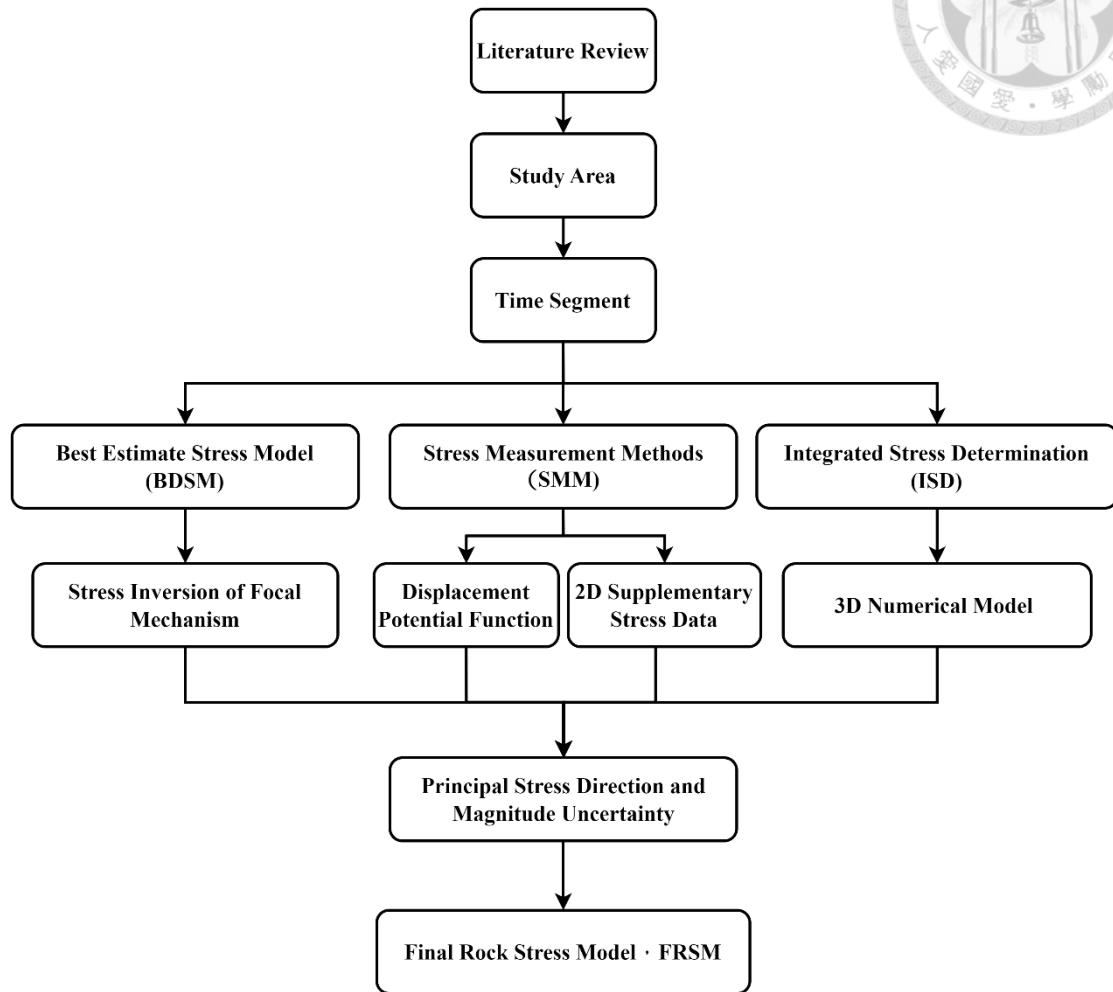


圖 1.2 研究架構圖



第二章 文獻回顧

本研究旨為發展最終岩石應力模型，藉由前人文獻回顧，釐清現今最終岩石應力模型設置及關鍵問題。本章節分為四個部分，首先說明現地應力量測方法及影響因素，第二節說明最終岩石應力模型流程內容，第三節針對車籠埔地區說明分析時間序，第四節再整理各國最終岩石應力模型之案例。

2.1 現地應力影響因素及量測方法

2.1.1 現地應力與影響因素

三維應力為一張量型式的物理量，對於處於平衡狀態的物體，其應力包含 6 個獨立分量，若採用主應力描述，則需要三個主應力大小以及對應的方向，才能完整地表述。依據牛頓第三運動定律—作用力與反作用力，地層中開張的裂隙面上正應力為零，必為三維應力狀態主應力面之一。而按固體材料破壞理論，滑移斷層面上應力狀態非常接近斷層材料破壞包絡面所描述的應力值，斷層面與滑移方向相對關係亦指示了現地應力方向。地層中斷層、裂隙呈三維分佈，在區域尺度可能呈特定方向規則地排列，但亦不乏許多受到地殼材料異質性影響而呈曲面狀或是凌散不規則出現的裂隙，意即地層中的現地應力並非亘古遍地固定不變，而是在斷層、開張裂隙甚至是坑道表面附近，主應力方向發生旋轉，大小亦發生改變。

Hyett et al. (1986)以不同名稱區分地層中不同位置的應力或其來源，包括：構造應力(tectonic stress)：板塊構造運動產生的應力；自重應力(gravitational stress)：上覆岩體自重產生的應力；初始應力(initial stress)：工程開挖前已存在的岩層中的應力；區域應力(regional stress)：相對大的地質區域內的應力；局部應力(local stress)：小範圍的應力；遠域應力(far field stress)：工程場區之外的外部應力；近場應力(near field stress)：工程擾動區範圍內的應力；誘發應力(induced stress)：由於探查或工程



擾動而產生的應力；殘餘應力(residual stress)：早期構造運動而殘留、且當前仍持續作用的應力。這些特性造成了各種地層中應力狀態調查以及試驗的結果無法直接代表地層的現地應力，而需透過大量的試驗、或是不同的方法取得應力值，繼而基於岩石力學理論解釋試驗數據，綜合分析並據以估算地層的現地應力模型。

Zang and Stephansson (2009)探討地殼應力場調查結果的影響因素，分為應力詞彙、調查量測方法以及應力資料解釋 3 大部分(圖 2.1)，說明了裂隙生衍、滑移、擴張除與應力有關外，更受到岩石異質性與異向性的影響，欲整合應力調查成果，需考慮不同尺度的調查與試驗方法實施過程以及求解應力狀態影響範圍的岩石體積，以考慮尺度(規模)效應對現地應力調查的影響。

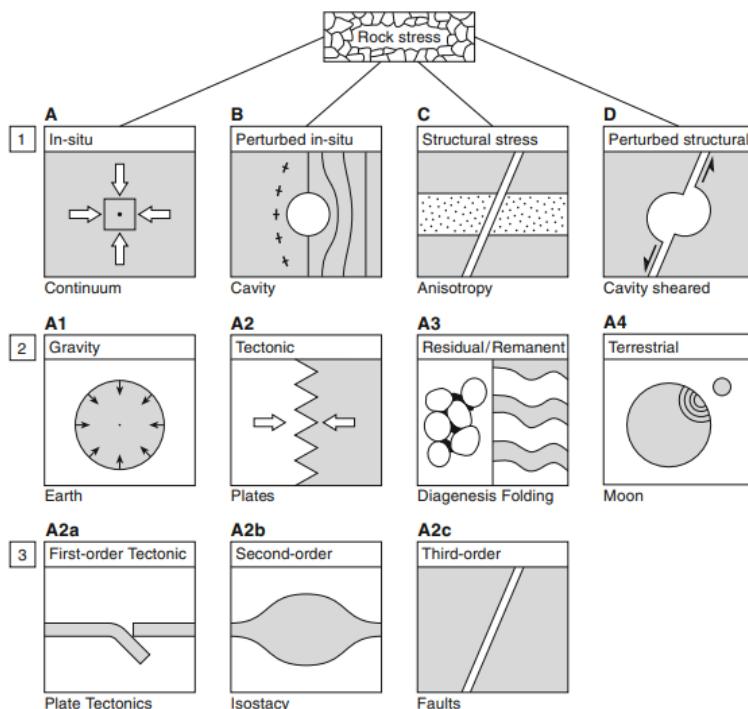


圖 2.1 岩石應力的三層次等級 Zang and Stephansson (2009)

2.1.2 現地應力調查方法

現地應力測量技術最早可以追溯到 1930 年代，迄今已有超過 80 年的歷史。現行主流應用技術多自 1950 年代開始發展，隨後各種量測及試驗方法不斷推陳出



新。本研究參考 Zang and Stephansson (2009)分類，依據各種方法的學理機制，分別為斷層特性與地震(fault properties and earthquake)、受應力影響岩石特性(rock properties and stress)、鑽井岩壁破裂(rock fracture in borehole)、岩心彈性應變回復(elastic strain relief by coring)以及裂隙引致岩心應變特性(crack-induced strain relief in drill cores)等 5 大類，整理主要的調查方法及技術，代表性參考文獻及調查深度如表 2.1。

表 2.1 現地應力調查與試驗方法影響範圍岩石體積
(Zang and Stephansson , 2009)

Rock Volume	Abb.	Stress Inversion Technique, Dimension of Stress Field Analyzed, Estimation of Size	Sketch of Technique	Category from Table 7.1
10^{10} m^3	FPS	Focal mechanism of natural earthquakes Fault Plane Solutions, 2D, Plane $10 \times 100 \text{ km} \times 10 \text{ m}$ thick		(5)
10^9 m^3	FSS	Fault Slip Striations, 1D, Lines on planar surface		(5)
10^7 m^3	MEX	Mine Excavation, 3D		
10^6 m^3	FIS	Fluid Induced Seismicity, 2D, Pressure front between two boreholes 3 km deep, 100 m apart, thickness 10 m		(5)
10^5 m^3	IS	Induced Seismicity ($4 < M < 6$), 2D Fault Plane $1 \times 10 \text{ km} \times 10 \text{ m}$ thick		(1,5)
10^4 m^3	MIS	Mining Induced Seismicity, 2D Rock Bursts ($2 < M < 4$) Fault Plane $100 \times 100 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ thick		(5)
10^3 m^3	RLRV	Relief of Large Rock Volumes, 3D		(2)
10^2 m^3	HF	Hydraulic Fracturing, 2D, $0.5-50 \text{ m}^3$		(1)
10^1 m^3	HTPF	Hydraulic Testing on Pre-Existing Fractures, 3D, $1 \text{ to } 10 \text{ m}^3$		(1)
10^0 m^3	SR	Surface Relief, 3D, $1 \text{ to } 2 \text{ m}^3$		(2)
10^{-1} m^3	FJ	Flat Jack, 3D, $0.5 \text{ to } 2 \text{ m}^3$		(2)
10^{-2} m^3	BBO	Borehole Breakouts, 2D, $0.01 \text{ to } 100 \text{ m}^3$		(1)
10^{-3} m^3	BR	Borehole Relief, 3D, $10^{-3} \text{ to } 10^{-2} \text{ m}^3$		
	OC	Overcoreing, Under-, Multiple-, 2-3D		
10^{-4} m^3	ASR	Core-Based Methods, 2-3D Anelastic Strain Recovery		
10^{-5} m^3	DSA	Differential Strain Analysis		
	WVA	Wave Velocity Analysis		
	KE	Kaiser Effect, 3D		
10^{-6} m^3	RS	Single grain residual stress, 3D Diffraction measurements		(3)

Abb.= Abbreviation of method

AE= Acoustic Emission

M= Earthquake Magnitude

2.1.3 迭代反演法

從震源機制解進行應力反演需要確定哪個平面是斷層面，如果斷層面與輔助面互換，應力反演就會產生不準確的結果。Vavryčuk (2014)修改 Michael(1984)的標準線性反演法，針對應力及斷層不穩定性進行聯合反演，在計算應力反演時引入了



斷層不穩定約束(Gephart & Forsyth, 1984)，識別出應力場中最不穩定的斷層面，即為最容易發生滑移的斷層面，再透過迭代法計算主應力。迭代反演法採用 Mohr-Coulomb 破壞準則，剪切應力 (τ) 和正向應力 (σ) 的關係被用來確定斷層是否會發生滑移。如果斷層面上的剪切應力超過了由 Mohr-Coulomb 準則所定義的阻力，則斷層被認為是不穩定的。式 (2.1) 和式 (2.2) 表示一種方法來計算斷層的不穩定性。這個不穩定性指標 (I) 是斷層上剪切應力和有效正常應力的比率(形狀比)，並且根據式 (2.3) 和式 (2.4) 可以計算得出。如果 I 的值大於 1，則斷層可能會滑移。紅點表示已不穩定性紅點表示 $I=1$ 為主要的主斷層牽引力，黑點表示任意走向斷層的牽引力不穩定性 I ，如圖 2.2 所示。

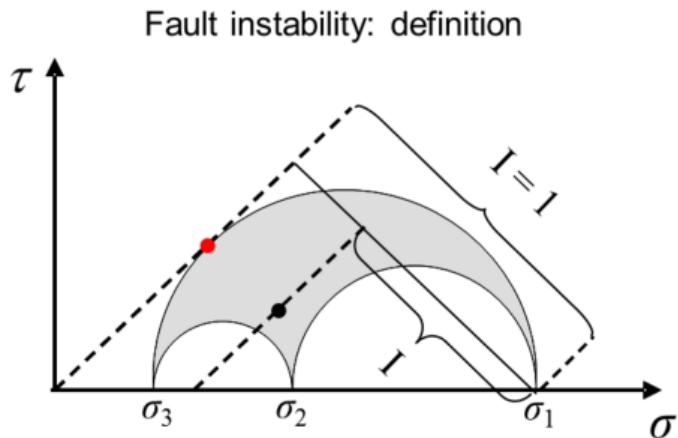


圖 2.2 莫爾圓中斷層不穩定的定義 Vavryčuk (2014)

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)} \quad (2.1)$$

$$\sigma_1 = 1, \sigma_2 = 1 - 2R, \sigma_3 = -1 \quad (2.2)$$

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \sigma_c = -\frac{\mu}{\sqrt{1 + \mu^2}} \quad (2.3)$$

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}} \quad (2.4)$$

其中

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2 \quad (2.5)$$



(2.6)

$$\tau = \sqrt{n_1^2 + (1 - 2R)^2 n_2^2 + n_3^2 - [n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2]}$$

在迭代過程初始階段不需考慮任何約束，且不須知道斷層面的情況下，使用 Michael (1984) 的方法。在使用了主要應力方向和形狀比之後，這些值被用來評估所有反演的震源機制的節理面的不穩定性 I。被認為最不穩定的節理面就是斷層面，而這些斷層面的方向在第二次迭代中被用來再次使用 Michael (1984) 的方法。重複這個過程，直到應力張量收斂到最佳值。

在標準逆推法與迭代聯合反演法的比較中，主應力方向兩個方法誤差相差不多，但在形狀比(式 2.1)的部分，標準逆推法有較大的誤差，可能會導致對應力場的誤判，如圖 2.3 所示。

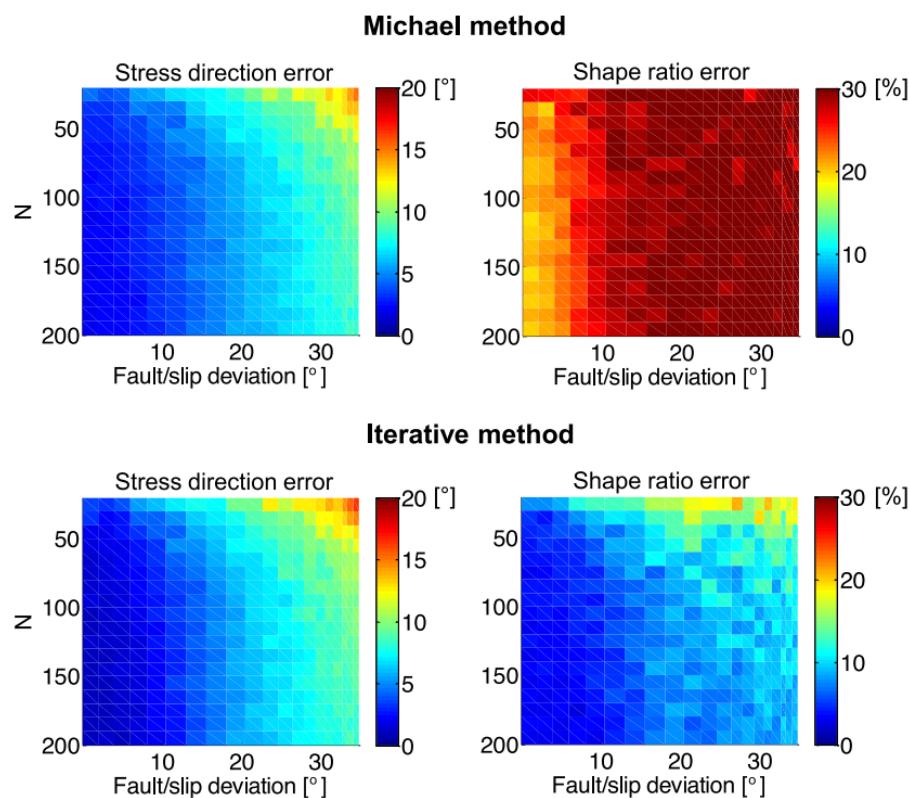


圖 2.3 線性逆推法與迭代反演法的誤差比較(取自 Vavryčuk, 2014)

2.2 世界應力圖及最終岩石應力模型

世界應力圖旨在表徵地殼應力模式並了解應力狀態，圖 2.4 表示臺灣地區的應



力資料大多是來自震源機制應力反演及鑽孔破裂，紅色線段表示正斷層應力狀態，藍色線段表示逆斷層應力狀態，綠色線段表示走移斷層應力狀態。圖 2.5 表示臺灣在世界應力圖分級圖例，震源機制反演的品質皆為 C 級(最大主應力方向正負 25 度)或 D 級(最大主應力方向正負 40 度)。

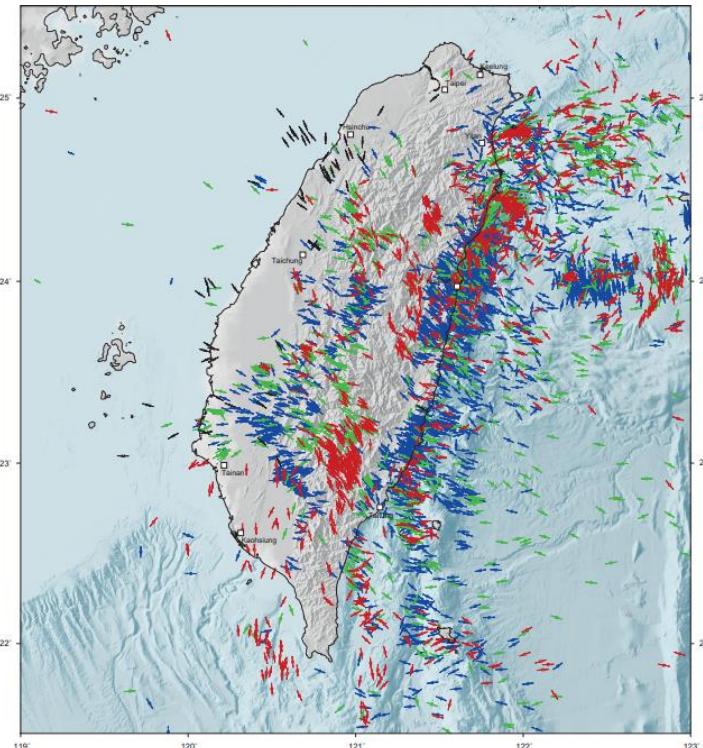


圖 2.4 臺灣地區世界應力圖(Heidbach et al., 2022)

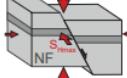
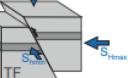
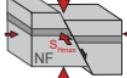
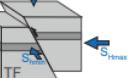
Stress map displays the orientation of maximum horizontal compressional stress $S_{H\max}$		
Method	Quality	Stress Regime
— focal mechanism	A — $S_{H\max}$ is within $\pm 15^\circ$	○ Normal faulting
— borehole breakouts	B — $S_{H\max}$ is within $\pm 20^\circ$	● Strike-slip faulting
— drill. induced frac.	C — $S_{H\max}$ is within $\pm 25^\circ$	● Thrust faulting
— overcoreing	D — $S_{H\max}$ is within $\pm 40^\circ$	○ Unknown regime
— hydro. fractures		
— geol. indicators		
Data depth range		
0-40 km		
 WSM WORLD STRESS MAP		
	  	  

圖 2.5 世界應力圖圖例說明(Heidbach et al., 2022)

準確預測現地應力狀態及其在某一區域的空間變化是相當困難的，岩石經歷熱、化學、構造活動的階段，這些過程都對當前的應力狀態有影響。Zang and Stephansson(2009)提出在對任一地區進行應力量測之前，應先建立最佳應力估算模



型(Best Estimate Stress Model, BESM)，BESM 是透過收集現有應力數據，分析地形、地質、鑽孔岩心中的應力資料所組成，其成果用於選擇適合的應力量測技術(Stress Measurement Methods, SMM)，實際應用在現地。將前述兩種應力資料整合在應力測定模式(Integrated Stress Determination, ISD) 中，並透過最小二乘法、蒙地卡羅法或震源機制解，在此階段需建立數值模型用來確定現場的應力狀態關係，最後將前三種資料整合且標示不確定性成最終岩石應力模型(圖 2.6)。

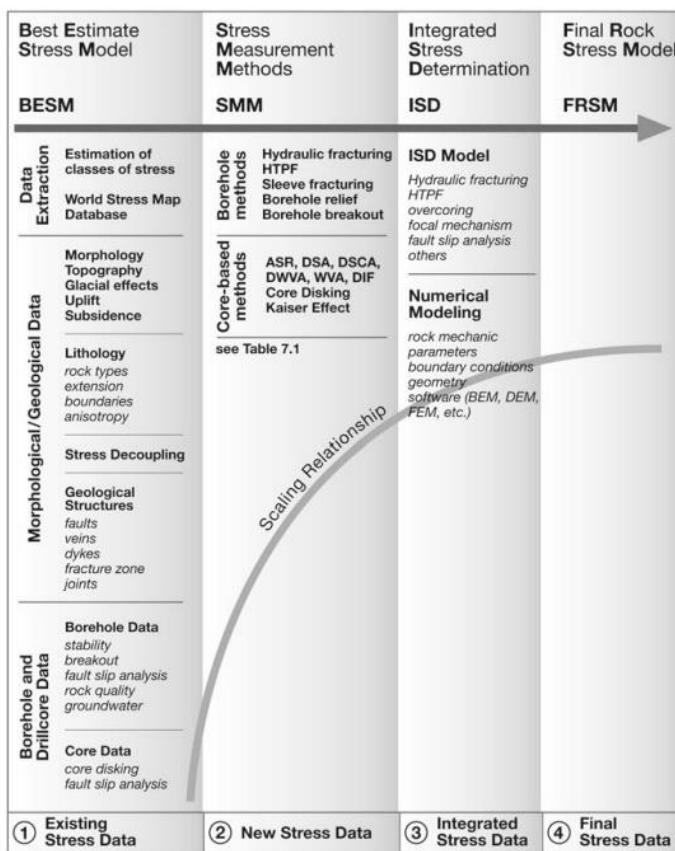


圖 2.6 應力狀態整合最終岩石應力模型圖 Zang and Stephansson(2009)

2.3 國內現地應力相關研究

台灣現地應力量測，早期為岩盤隧道工程與採礦工程之應用，陳錦清與俞旗文曾在雪山隧道進行水力破裂試驗(陳錦清、俞旗文，1994)；採礦工程的部分，石作珉等人，在花蓮聯峯石礦場以套鑽法進行對現地應力變形量測的研究(石作珉，



查與評估階段進行了一些現地應力量測工作(台灣電力公司, 2019)。

本研究以 1999 年集集地震前後應力方向回復以及 GNSS 位移鬆弛時間為分界點，分為集集地震之前、2000 年至 2002 年、2002 年至 2004 年(圖 2.7)進一步整理近期的相關研究。

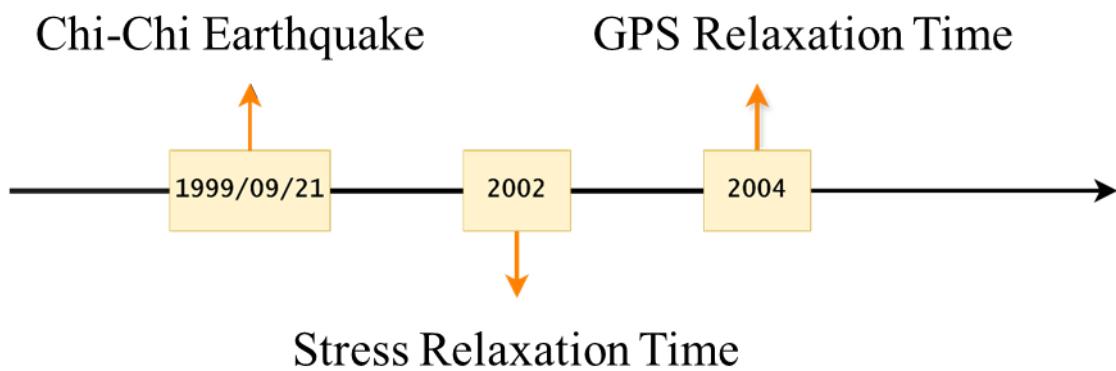


圖 2.7 研究區域分析時間序

2.3.1 應力方向回復

Wu et al. (2008) 使用震源機制解研究 1991 年至 2007 年臺灣地區應力場變化，研究中提到集集地震對於應力方向產生巨大的變化，地震之後導致最大主應力方向逆時間旋轉 20 度，直到 2001 年才回到震前方向。將車籠埔斷層區域分為北中南三區域如圖 2.8 所示，震源機制分為正斷層、逆斷層、走滑斷層及其他，並用彩色點表示。左側顯示 A、B、C 三個區域的應力張量反演結果。正方形、三角形和圓形代表下半球等積投影的三條主應力軸 σ_1 、 σ_2 和 σ_3 。

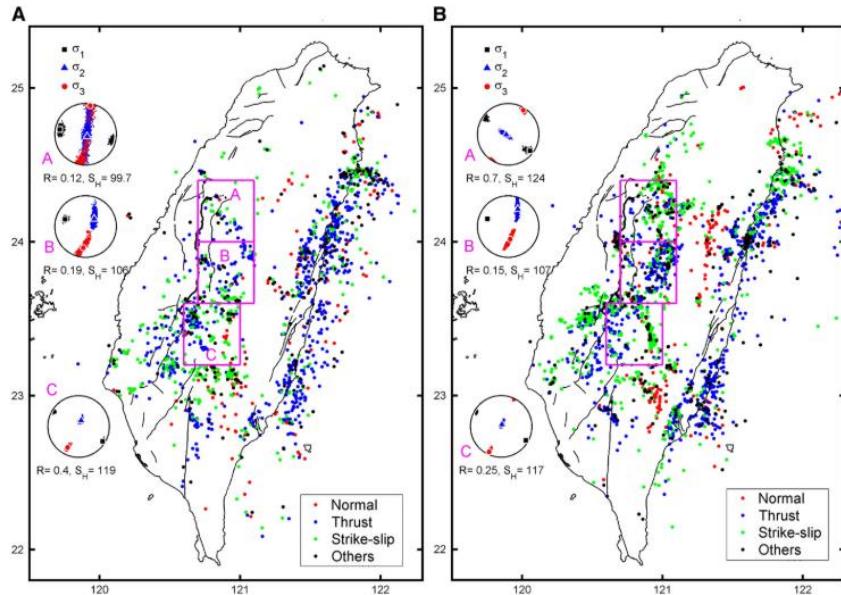
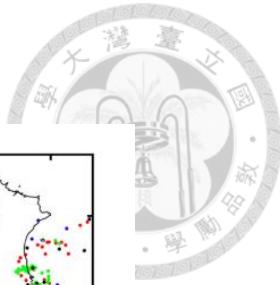


圖 2.8 車籠埔斷層分區位置 Wu et al.(2008)

圖 2.9 至圖 2.10 分別對於 A、B 及 C 區進行震源機制應力反演，正方形、三角形和圓形代表下半求等積投影中的三條主應力軸 σ_1 、 σ_2 和 σ_3 。黑線代表主要斷層，右上方數字代表每個時期使用的震源機制解數目。將 9 個時期的應力方向角標示在時間軸上，藍線表示集集地震時間。在 A 區發生集集地震之後，最大主應力方向順時針旋轉了 30° ，2003 年至 2007 年間主應力方向約在 130° ，與震前相差 30° 。在 B 區主應力在震前大約在 110° ，地震後最大主應力方向逆時針旋轉 10° ，在 2001 至 2002 年間恢復到震前方向。在 C 區震前及震後主應力方向大約都在 120° 左右，集集地震的影響並不明顯。

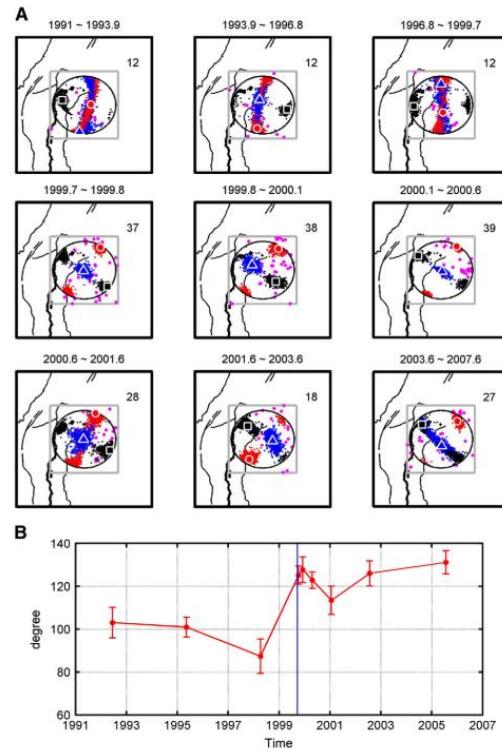


圖 2.9 A 區域在 9 個時期的應力張量反演

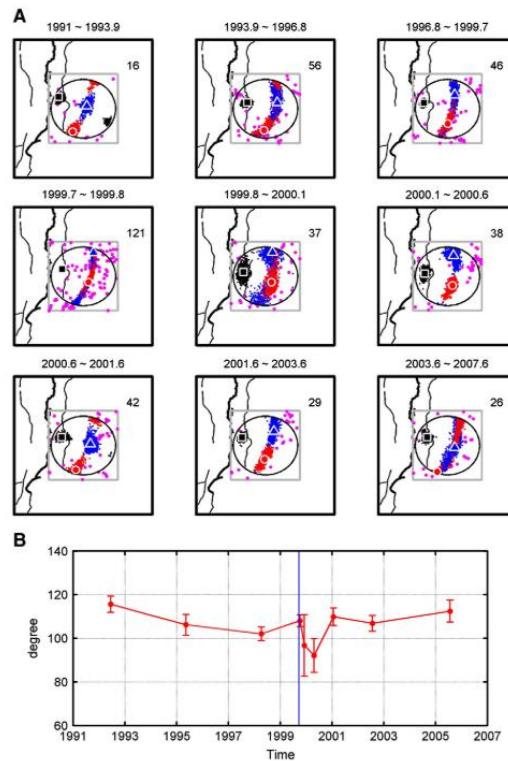


圖 2.10 B 區域在 9 個時期的應力張量反演

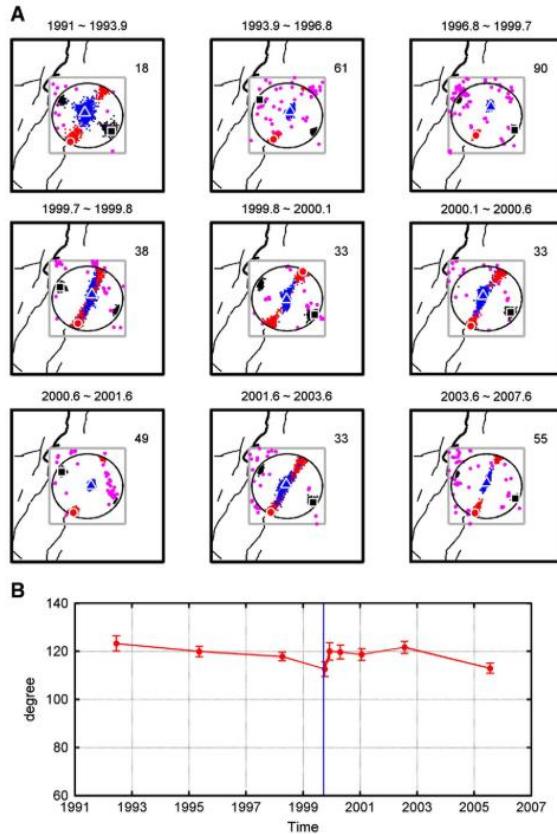


圖 2.11 C 區域在 9 個時期的應力張量反演

2.3.2 GNSS 鬆弛時間

鬆弛時間(relaxation time)在討論地殼變形中，指地殼回到地表速度平衡狀態的時間。這個概念用來表示地震後地殼材料逐漸適應由於地震而改變應力的過程。鬆弛時間的長度取決於多種因素，包括岩石的性質，以及岩石變形的方式，溫度較高的岩石通常鬆弛時間會較短，較冷的岩石鬆弛時間比較短。發生地震之後地表會持續發生變形，但是鬆弛時間因地而異，有些地方會長達數十年(圖 2.12)，箭頭代表水平位移，方框代表各地的鬆弛時間。

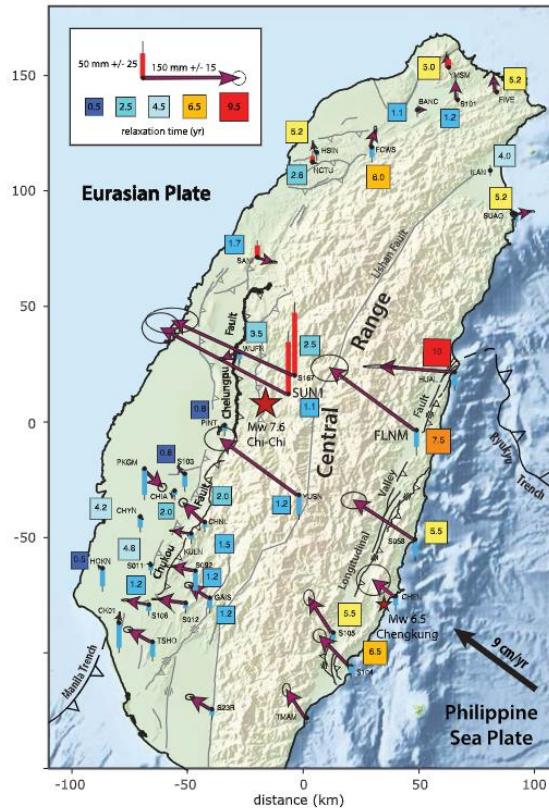


圖 2.12 集集地震 10 年後的累積震後位移及鬆弛時間(Rousset et al., 2012)

圖 2.13 表示靠近震央的 SUN1 站和遠場的 FLNM 站的 GPS 時間序列(黑色)
 分解為震間(藍色)、同震(洋紅色)、震後(綠色)及季節變化(未繪出)，雖然兩站的
 水平位移距離大致相同但是 FLNM 站的鬆弛時間是 SUN1 站的 7 倍。

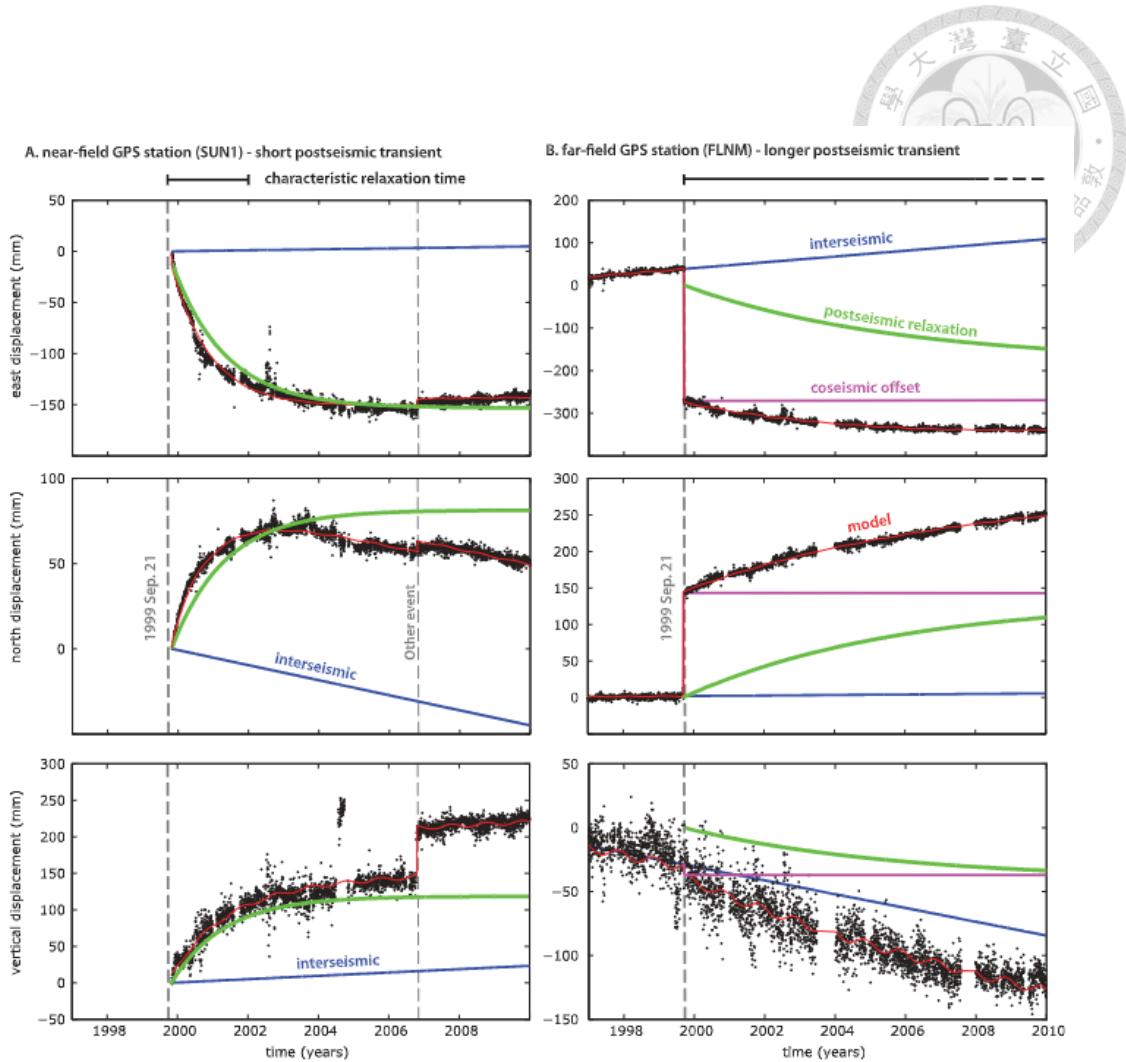


圖 2.13 近場的 SUN1 站和遠場的 FLNM 站的 GPS 時間序列(Rousset et al.,2012)

2.4 最終岩石應力模型國際案例

表 2.2 整理現地應力調查的國際案例，依據 Zang and Stephansson(2009)對於發展最終岩石應力模型途徑，各地評估案例在最佳估算模式(BESM)常使用世界應力圖、地質圖及地表 GPS 資料；現地應力量測補充(SMM)常採用深鑽資料；整合應力測定模式(ISD)使用數值模擬軟體建立模型及與現有應力資料比對，最終岩石應力模型(FRSM)主要提出主應力方向之不確定性及水平主應力量值隨深度變化，然而對於主應力量值部分，說明則未盡詳細。

表 2.2 各國案例套用最終岩石應力模型框架表

ISRM 建議流程 案例及參考文獻	最佳估算應力模式 (BESM)	現地應力量測方 法(SMM)	整合應力測定 (ISD)	最終岩石應力模型 (FRSM)	綜合評述
加拿大阿爾伯塔盆地評估地熱能源 潛力 (Reiter and Heidbach, 2014)	地質圖 世界應力圖 邊界 Gps 資料	井孔崩落、鑽孔 引致破裂、震源 機制解、水力破 裂、套鑽法	利用 GOCAD™ 建置不同岩性 以及真實地形之地質模型，並 匯入 Abaqus 建立三維數值模型 比對現有應力資料	主應力方向 水平主應力量值隨深度變化	透過大量現地試驗資料矯正 模型。主應力受地質構造、 岩性分佈影響，主應力方向 與量值具不確定性，未量化 說明
青藏高原東南邊鮮水河斷層 (Li et al., 2022)	地質圖 Gps 地表位移 世界應力圖	無	使用 Abaqus 建立三維數值模型 比對應力比率 Regime Stress Ratio, RSR	模型地表與 GPS 資料大致相 同，主應力方向與世界應力圖計 畫大致相同，水平主應力量值隨 深度變化	主應力受地質構造、岩性分 佈影響，主應力方向與量值 具不確定性，未量化說明
澳大利亞大陸當前地應力模式的研 究(Rajabi et al., 2017)	世界應力圖 地質圖	無	使用 Abaqus 建立三維數值模型 比對應力比率 Regime Stress Ratio, RSR	主應力方向 主應力方向與世界應力圖計畫大 致相同，應力比率隨深度變化	主應力受地質構造、岩性分 佈影響，主應力方向與量值 具不確定性，未量化說明
地中海應力模式 (Garzón et al., 2020)	世界應力圖 地質圖 Gps 資料(應變場)	無	震源機制解進行應力反演比對世 界應力圖及 GPS 速度場	主應力方向 主應力方向與世界應力圖計畫大 致相同，應力比率隨深度變化	未建立數值模型，對於深度 的主應力方向及量值，未量 化說明
阿拉伯板塊應力分析 (Clavijo et al., 2023)	世界應力圖 Gps 資料	井孔崩落、鑽孔 引致破裂	使用 Abaqus 建立三維數值模型 比對世界應力圖	主應力方向與世界應力圖計畫大 致相同	數值模型採用線彈性且未考 慮異相性及地質構造

德國大陸深鑽計畫 KTB 場址 (Mouller et al., 1997 ; Emmermann and Lauterjung, 1997 ; Brudy et al., 1997 ; Ito and Zoback, 2000 ; GFZ, 2016)	世界應力圖 地質圖	HF、鑽井誘發裂隙、長期地震觀測、近地殼岩石礦物分析及溫度梯度變化、岩石力學室內試驗	岩石試驗所得不同深度莫爾圓比對現地調查結果 HF 比對波速分析、鑽井誘發裂隙，水平最大主應力方向 $N160^\circ \pm 10^\circ E$	-(計畫執行期間(1982-1994)FRSM 概念尚未提出)	 KTB 場址屬構造穩定區域、地層相對均勻，水平主應力隨深度略呈線性增加 水平最大應力方向與世界應力圖資料略有不同
芬蘭 Olkiluoto 放射性核廢料處置場 (Andersson et al., 2007)	地質圖(含構造分佈) 世界應力圖	40 孔深井進行套鑽法、HF、鑽井岩心凱隆音射效應調查	現地試驗過程進行品質保證，按結果進行資料分級 比對不同方法結果，提高整合解釋一致性	-(蒐集文獻年代 FRSM 概念尚未提出)	主應力方向量測結果受葉理、不連續面顯著影響
瑞典 Forsmark 區域 (Martin, 2007 ; Martin and Follin, 2008 ; Matti et al., 2019)	地質圖(含構造分佈) 世界應力圖	套鑽法 $\times 72$ HF $\times 9$ (長度 6939 m) HTPF 岩石力學室內試驗	非連續體 3DEC 考慮世界應力圖可能誤差、冰川構造造成孔隙壓力變化，試誤迭代擬合現地應力調查結果	主應力方向 水平主應力量值隨深度變化	主應力受地質構造、岩性分佈影響 主應力方向與量值具不確定性，未量化說明
韓國半島東南部沿海地區 (Chang et al., 2010 ; Kim et al., 2017)	地質圖(含構造分佈) 世界應力圖	套鑽法 $\times 4$ HF $\times 15$ 鑽井誘發裂隙 $\times 15$	FRACOD 模擬不同水平主應力比值下，鑽井引致誘發裂隙生衍情形	主應力方向 水平主應力量值隨深度變化	主應力受地質構造影響，方向與斷層型態有關 主應力方向與量值具不確定性，未量化說明
德國沉積盆地區域應力評估 (Ahlers et al., 2022 ; Ziegler and Heidbach, 2020)	世界應力圖 地質圖(含構造分佈) 德國現地應力資料庫 鑽井資料		利用 GOCAD™ 建置不同岩性以及真實地形之地質模型，並匯入至 Abaqus 中依據最大最小水平主應力方向給予邊界位移條件	主應力方向與世界應力圖計畫大致相同 主應力量值隨深度變化且最大水平主應力不確定性大於最小水平主應力	該方法並未根據最佳估算應力模式進行補充調查，但建立根據既有資料進行數值模擬建置區域應力模型之流程 主應力方向與量值具不確定性，未量化說明



第三章 研究方法

為發展臺灣中部車籠埔斷層附近場址尺度的最終岩石應力模型，本研究參考 Zang and Stephansson (2009) 所提框架，蒐集既有地形、地質與地殼應力資料，嘗試運用既有資料補充地殼應力調查以及建立整合應力測定的方法，據以提供發展最終岩石應力模型的討論。

本研究擬發展最終岩石應力模型的範圍主要位於車籠埔斷層附近，基於建立場址尺度應力模型需考慮地層分佈、地質構造、以及模型邊界效應的影響，本研究考慮區域構造特性(圖 3.1)，選擇車籠埔斷層兩側 30 km 範圍，並依斷層走向與地表變位速度場方向，以一邊長為 70 km 正方型範圍，順時針旋轉約 25° 。圖 3.2 為本研究用於發展最終岩石應力模型的範圍，該範圍內除車籠埔斷層(CLPF)外，尚有其東側的雙冬斷層(STF)與西側的彰化斷層(CHF)。

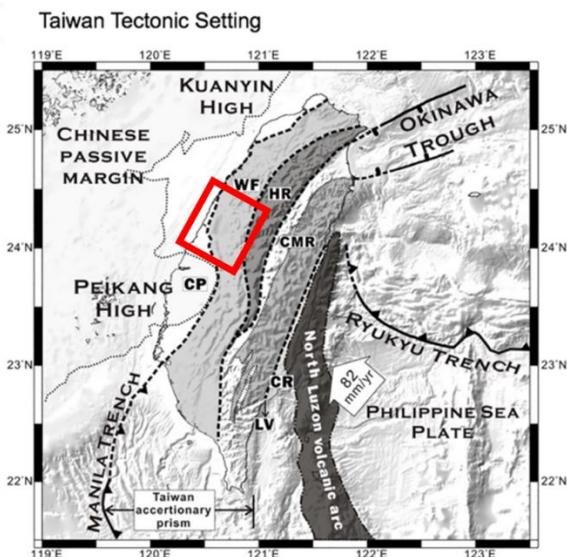


圖 3.1 究範圍相對於臺灣主要的大地構造分佈
(大地構造修自 Yang and Johnson, 2020)

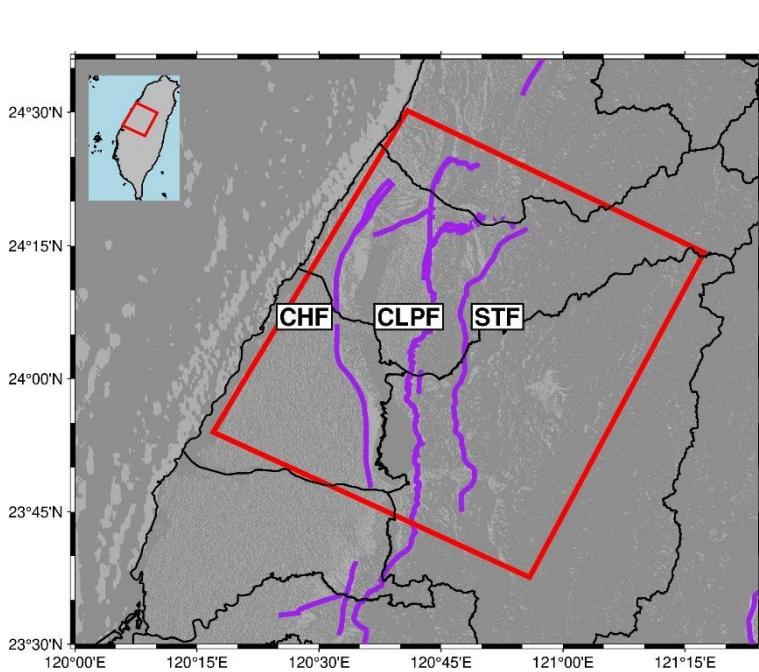


圖 3.2 研究範圍



3.1 最佳估算應力模式(BESM)

本研究採用震源機制進行應力反演，以求得研究範圍最佳估算應力模式。為取得集集地震前後地殼應力變化，做為最終岩石應力模型討論的依據，本研究將 Wu et al. (2008)震源機制解資料庫取出研究區域內深度 0 公里至 15 公里以上的震源機制解，依據時間序(圖 2.7)重新繪製不同斷層機制的震源分佈。圖 3.3 至圖 3.5 分別為集集地震之前(1900-1999 年)、2000-2002 年、2002-2004 年的震源分佈，紅色海灘球代表逆斷層震源機制，藍色海灘球代表正斷層震源機制，綠色海灘球代表滑移斷層震源機制。本研究將利用圖 3.3 至圖 3.5 的地震事件，以車籠埔斷層上下盤(圖 3.6 至圖 3.8)為界，自行透過震源機制解重新運跑不同時期的地殼主應力方向，藍色點為正斷層震源機制解，綠色點為華移斷層震源機制解，紅色點為逆斷層震源機制解，紫色點為車籠埔斷層所在位置。

本研究進一步改進了 Vavryčuk (2014)提出的迭代反演方法，根據第 2.1.3 節中描述的主應力量值計算方法，採用自助取樣法 (Bootstrap Method) 來計算研究區域內最大主應力方向的標準差及主應力量值的置信區間(圖 3.9)。在假設凝聚力為 0 且摩擦係數為定值的情況下，以震源機制解的平均深度為代表，通過自助取樣法重



複抽取震源機制樣本，並重複計算主應力方向及量值，最終得到標準差及置信區間，從而求得最佳估算應力模式。

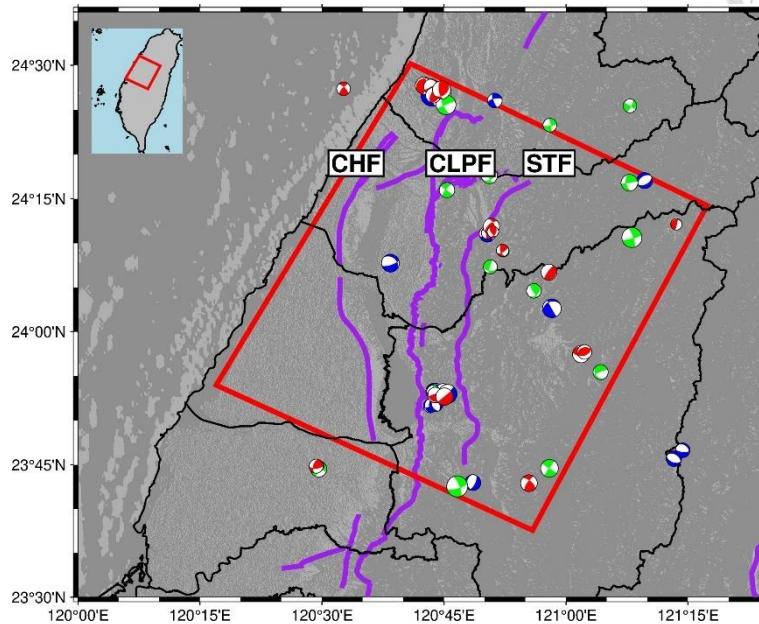


圖 3.3 集集地震前(1900-1999 年)震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)

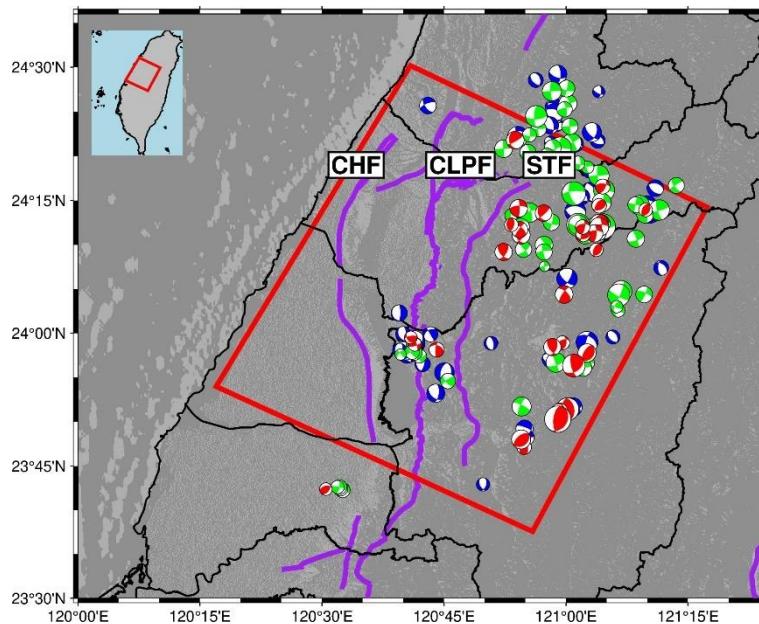


圖 3.4 集集地震後 2000 年至 2002 年震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)

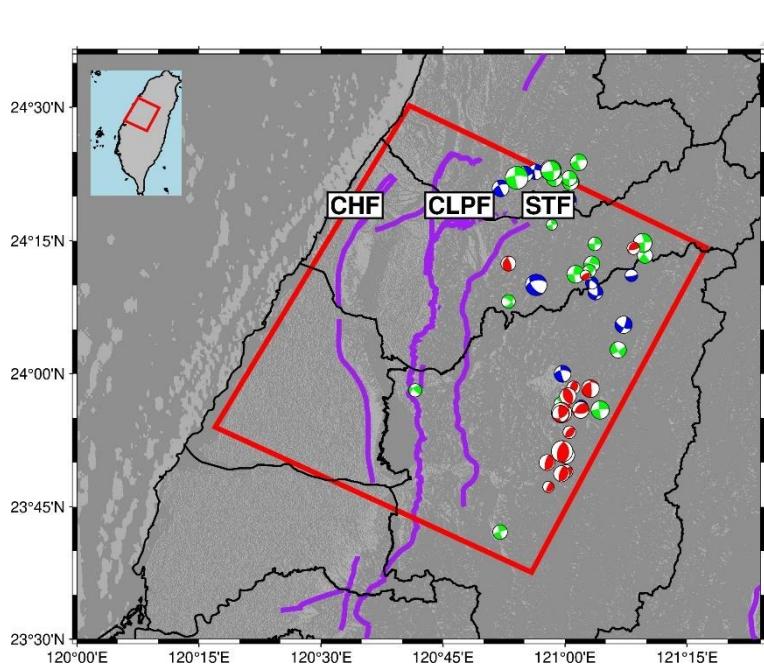


圖 3.5 集集地震後 2002 年至 2004 年震源機制解(重繪製自 Wu et al., 2008)

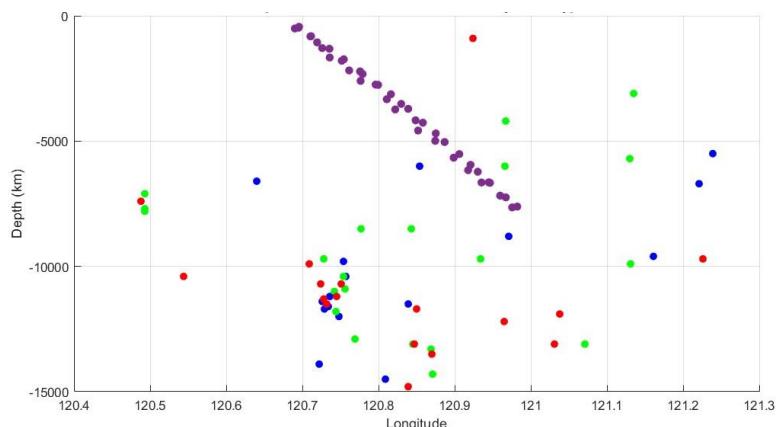


圖 3.6 集集地震前(1990-1999 年)震源機制解隨深度分布圖

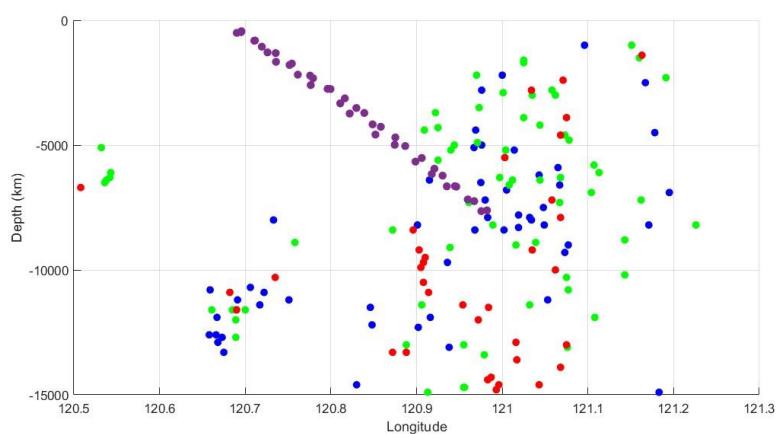


圖 3.7 2000-2002 年震源機制解隨深度分布圖

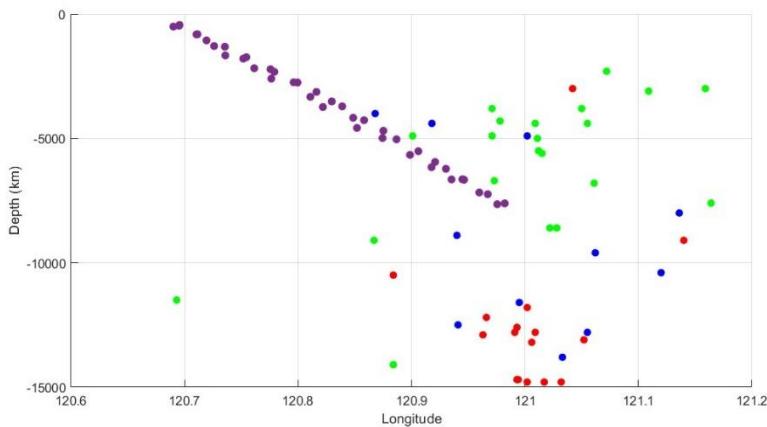


圖 3.8 2002-2004 年震源機制解隨深度分布圖

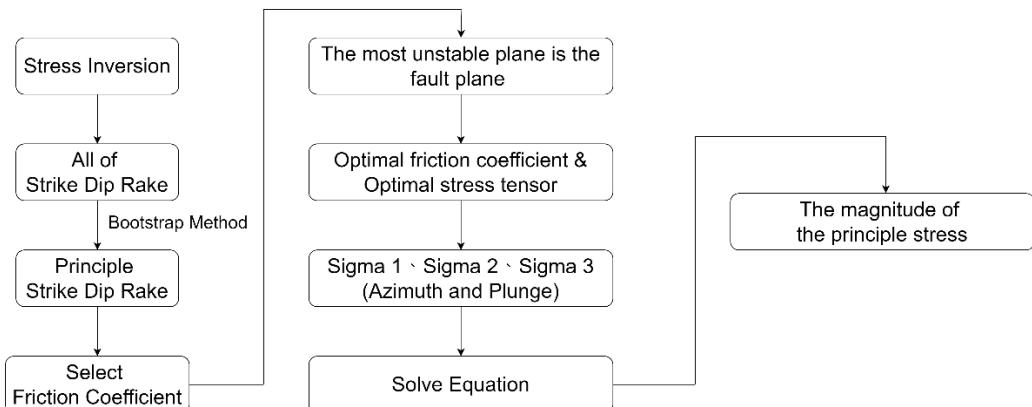


圖 3.9 修改迭代反演法計算主應力流程

3.2 現地應力量測方法(SMM)補充應力資料

現地應力量測費用高昂，本研究難於負擔。擬透過發展二維地表位移與地殼應力數值模式，採用 GNSS 長期觀測地表位移資料，推求地殼應力，以補充應力量測資料。

3.2.1 GNSS 地表位移監測資料

圖 3.10 至圖 3.12 為本研究範圍 GNSS 長期觀測地表位移，係依圖 2.7 所列時間序，分別繪集集地震之前(1990-1999)、2000-2002 年、2002-2004 年間水平位移向量，圖中並將研究區域以雙冬斷層(STF)、車籠埔斷層(CLPF)、彰化斷層(CHF)為界



劃分為 4 個區域，淺紅色箭頭代表雙冬斷層以東，淺黃色箭頭代表車籠埔斷層與雙冬斷層之間，淺藍色箭頭代表車籠埔斷層與彰化斷層之間，綠色箭頭代表彰化斷層以西。

本研究將建立二維數值分析模型，模擬研究範圍內因地殼變動引致的應力變化，並對比圖 3.10 至圖 3.12 的地表位移資料，經迭代調整後以地表位移接近觀測值的模擬成果，做為地殼應力資料的補充。

3.2.2 二維數值模擬模型

依據圖 3.2 的研究範圍與圖 3.10 至圖 3.12 所示的地表位移長期觀測成果，本研究選擇數道地表位移向量自東至西一致性較佳的三道剖面分別為 A-A'、B-B'、C-C'(圖 3.13)，透過有限差分數值軟體 FLAC2D，建立二維數值模擬模型(圖 3.14)。

研究範圍可觀測到地表位移，因此二維數值模擬模型東西兩側邊界的地層變動量，係依據雙冬斷層以東觀測所得地表位移的平均值，減去彰化斷層以西觀測所得地表位移的平均值，再考慮觀測時間跨距。在數值模型邊界條件的設定上，本研究將西側邊界水平向皆設為不動，垂直向可自由位移；東側邊界水平向則採速度邊界計算地表角點達觀測所得地殼變動量；模型上側以自由邊界模擬地表，屬無束制邊界；下側則有不同的考量，其一為水平向可自由位移、垂直向不動的設定，其二為在前述邊界的基礎上，上伏一層具有質流特性的黏性材料。

二維數值模型僅考慮車籠埔斷層存在與否對地表位移的效應，主要是因為本研究模擬的時間跨距集中在 1999 年車籠埔斷層錯動引致的集集地震前後，因此將雙冬斷層、彰化斷層的影響忽略，以簡化數值模擬。

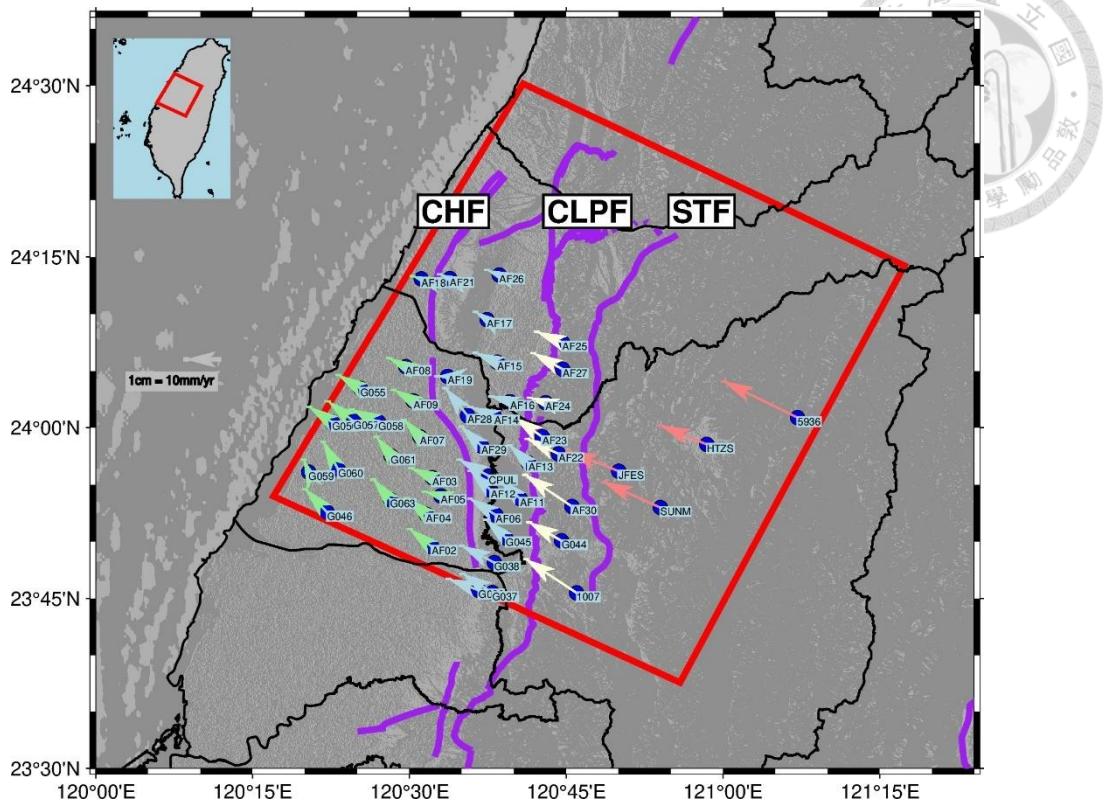


圖 3.10 集集地震前(1990-1999 年)地表 GNSS 測站觀測位移場
(重繪製自侯進雄, 2007)

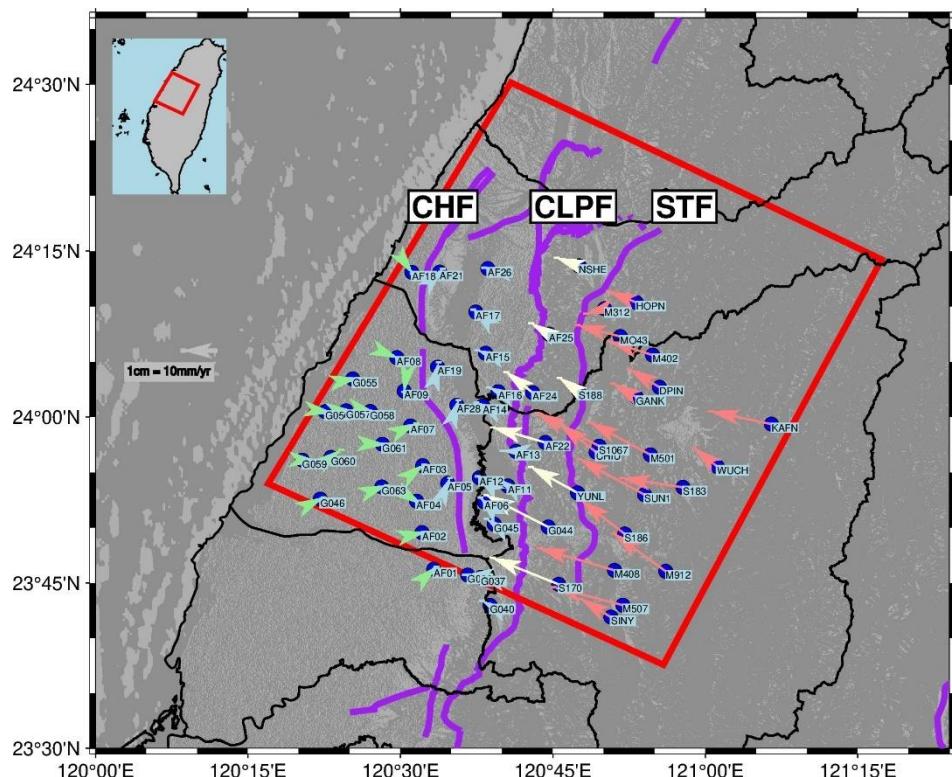


圖 3.11 集集地震後 2000-2002 年地表 GNSS 測站觀測位移場
(重繪製自侯進雄, 2007)

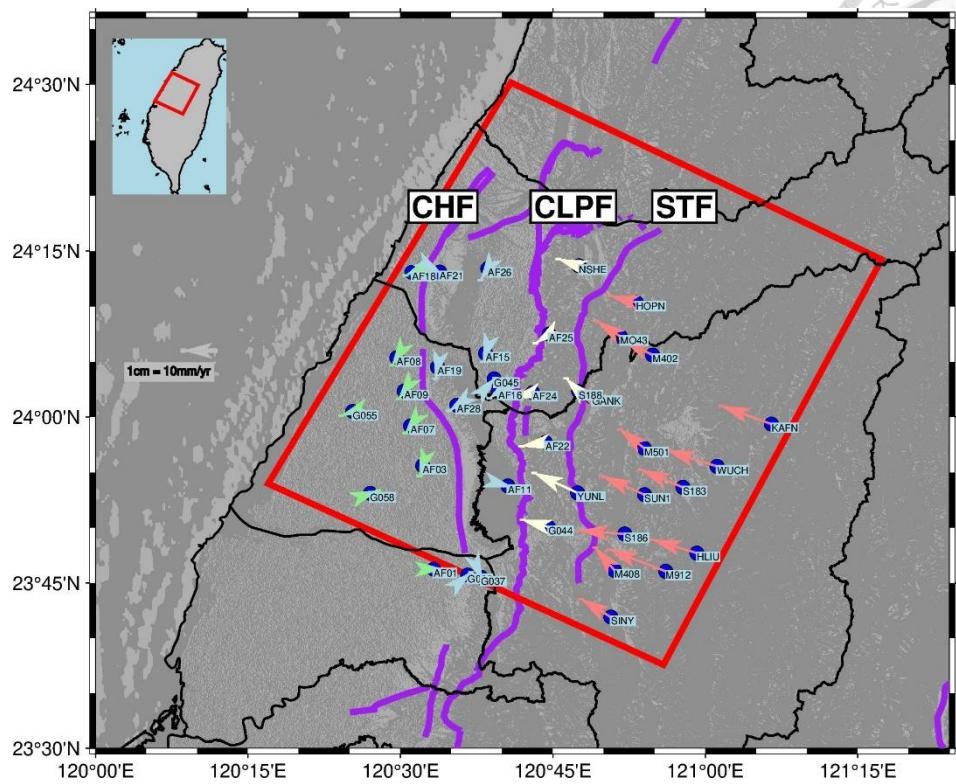


圖 3.12 集集地震後 2002-2004 年地表 GNSS 測站觀測位移場
(重繪製自侯進雄，2007)

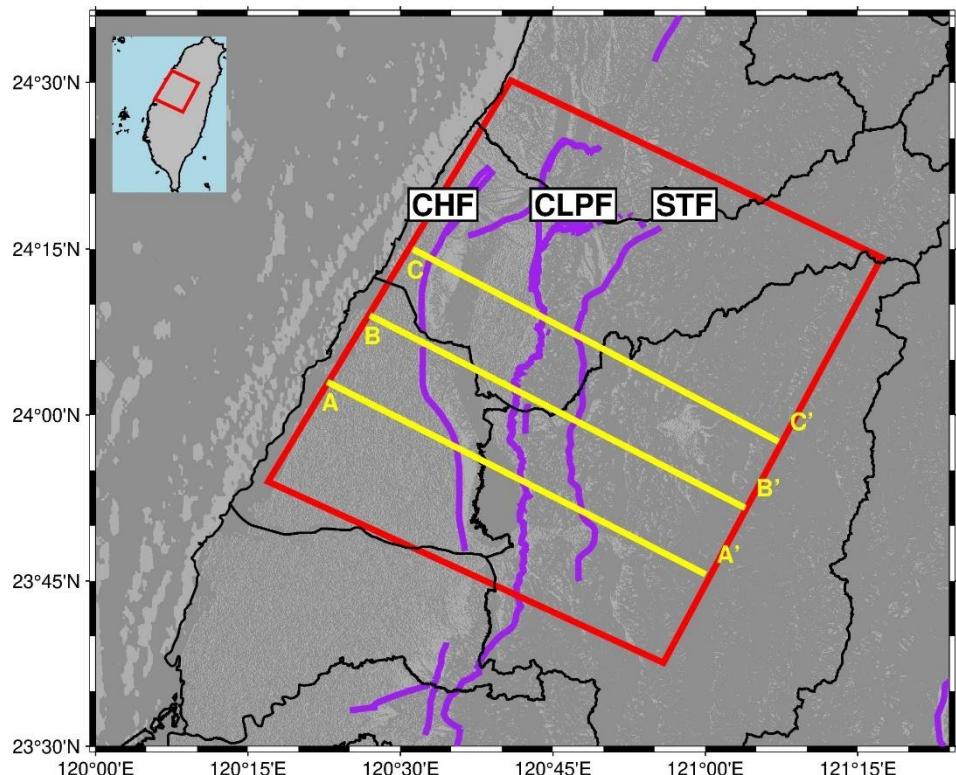


圖 3.13 二維數值模擬模型補充應力量測剖面位置

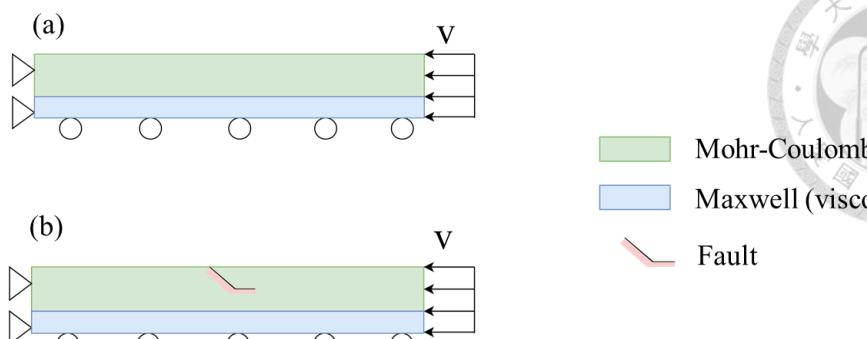


圖 3.14 本研究二維數值模擬模型示意圖

3.2.3 地表位移與地殼應力二維差分解

本研究嘗試透過地表位移觀測值反算地殼應力變位量，建立地表位移與地殼應力二維差分解。首先採用 Airy Stress Function，結合有限差分法推導在二維平面下邊界位移與域內應力之關係。假設有一個平面，採靜力學公式可以根據平衡條件據以推導出應力分量，並求得 x 方向及 y 方向平衡方程式如式(3-1)。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad (3-1)$$

依據虎克定律，可以建立二維應力應變關係如式(3-2)

$$\begin{aligned} \varepsilon_x &= \frac{\sigma_x}{E} - \nu \frac{\sigma_y}{E} \\ \varepsilon_y &= \frac{\sigma_y}{E} - \nu \frac{\sigma_x}{E} \\ \gamma_{xy} &= \frac{2(1+\nu)}{E} \tau_{xy} \end{aligned} \quad (3-2)$$

由式(3-2)求解應力分量如式(3-3)

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \frac{E}{1-\mu^2} (\varepsilon_x + \mu \varepsilon_y) \\ \sigma_y &= \frac{E}{1-\mu^2} (\varepsilon_y + \mu \varepsilon_x) \\ \tau_{xy} &= \frac{E}{2(1+\mu)} \gamma_{xy} \end{aligned} \quad (3-3)$$

應變位移關係可以如式(3-4)表示

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\varepsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$$



(3-4)

透過式(3-4)代入求解應力分量得

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \frac{E}{1-\mu^2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \mu \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ \sigma_y &= \frac{E}{1-\mu^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \mu \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ \tau_{xy} &= \frac{E}{2(1+\mu)} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)\end{aligned}\quad (3-5)$$

將式(3-5)代入平衡方程式式(3-1)，即可以用位移函數表示平面應力，如式(3-6)。

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{1-\mu}{2}\right) \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \left(\frac{1+\mu}{2}\right) \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} &= 0 \\ \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \left(\frac{1-\mu}{2}\right) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \left(\frac{1+\mu}{2}\right) \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} &= 0\end{aligned}\quad (3-6)$$

引入 $\psi(x, y)$ 勢函數，可將位移分量寫為式(3-7)

$$\begin{aligned}u &= \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \\ v &= -\frac{1}{1+\mu} \left[(1-\mu) \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + 2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right]\end{aligned}\quad (3-7)$$

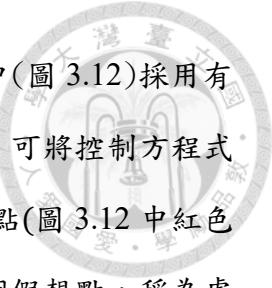
當式(3-7)位移分量被 $\psi(x, y)$ 取代時，唯一需要滿足的條件如式(3-8)即為混和邊界之控制方程式

$$\frac{\partial^4 \psi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \psi}{\partial y^4} = 0 \quad (3-8)$$

根據位移函數，法向應力和剪應力分量可以寫成如式(3-9)

$$\begin{aligned}\sigma_x(x, y) &= \frac{E}{(1+\mu)^2} \left(\frac{\partial^3 \psi}{\partial x^2 \partial y} - \mu \frac{\partial^3 \psi}{\partial y^3} \right) \\ \sigma_y(x, y) &= -\frac{E}{(1+\mu)^2} \left((2+\mu) \frac{\partial^3 \psi}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 \psi}{\partial y^3} \right) \\ \sigma_{xy}(x, y) &= \frac{E}{(1+\mu)^2} \left(\mu \frac{\partial^3 \psi}{\partial x \partial y^2} - \frac{\partial^3 \psi}{\partial x^3} \right)\end{aligned}\quad (3-9)$$

因此，若能解出 $\psi(x, y)$ 在分析域內得分佈，即可求出整個分析域的應力及位移。



為了求出域內部網格點的 $\psi(x,y)$ ，可以在一個均勻離散網格中(圖 3.12)採用有限差分法(Finite Difference Method)，利用四階導數的中央差分式，可將控制方程式改寫成有限差分形式如式(3-10)。為了避免差分式在靠近邊界節點(圖 3.12 中紅色實心節點)時會沒有實體節點計算，所以在物理邊界外考慮了一個假想點，稱為虛節點(圖 3.12 中黑色實心點)。

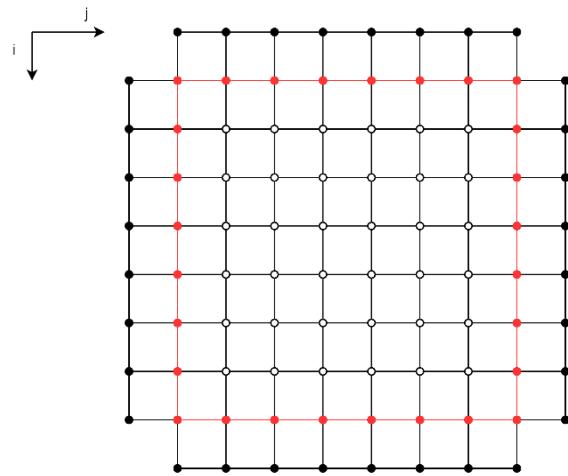


圖 3.15 均勻離散網格(紅色實心點為邊界點，黑色實心點為虛節點)

$$\begin{aligned}
 & z_1(\psi_{i-2,j} + \psi_{i+2,j}) - z_2(\psi_{i-1,j} + \psi_{i+1,j}) - z_3(\psi_{i,j+1} + \psi_{i,j-1}) \\
 & + z_4\psi_{i,j} + z_5(\psi_{i-1,j-1} + \psi_{i-1,j+1} + \psi_{i+1,j-1} + \psi_{i+1,j+1}) + \psi_{i,j-2} \\
 & + \psi_{i,j+2} = 0
 \end{aligned} \quad (3-10)$$

其中， h 和 k 為網格大小， $r = \frac{k}{h}$ 。

$$\begin{aligned}
 z_1 &= r^4, z_2 = 4(r^4 + r^2), z_3 = 4(1 + r^2), z_4 = 6r^4 + 8r^2 + 6, \\
 z_5 &= 2r^2
 \end{aligned}$$

根據相對應的邊界條件，將位移和應力邊界條件改寫成差分式如式(3-11)至(3-15)，其中 μ 為柏松比 E 為楊氏模數。

$$\begin{aligned}
 u_x &= s_1[9\psi_{i,j} - 12(\psi_{i,j+1} + \psi_{i+1,j}) + 16\psi_{i+1,j+1} + \psi_{i+2,j+2} \\
 & + 3(\psi_{i,j+2} + \psi_{i+2,j}) - 4(\psi_{i+1,j+2} + \psi_{i+2,j+1})]
 \end{aligned} \quad (3-11)$$

$$u_y = s_2[(\psi_{i,j+1} + \psi_{i,j-1}) - 2(c_1 + z_5)\psi_{i,j} + z_5(\psi_{i+1,j} + \psi_{i-1,j})] \quad (3-12)$$



$$(1 + \mu) \frac{2\sigma_x}{E} = s_3 [z_9(-3\psi_{i-1,j} + 4\psi_{i-1,j+1} - \psi_{i-1,j+2} - 3\psi_{i+1,j} + 4\psi_{i+1,j+1} - \psi_{i+1,j+2}) + 3\psi_{i,j-1} - (6z_9 - 10)\psi_{i,j} + (12 - 8z_9)\psi_{i,j+1} + (2z_9 - 6)\psi_{i,j+2} + \psi_{i,j+3}] \quad (3-13)$$

$$-(1 + \mu) \frac{2\sigma_y}{E} = s_4 (-3\psi_{i,j-1} + 10\psi_{i,j} - 12\psi_{i,j+1} + 6\psi_{i,j+2} - \psi_{i,j+3}) + s_4 z_6 (-\psi_{i+1,j+2} + 4\psi_{i+1,j+1} - 3\psi_{i+1,j} + 2\psi_{i,j+2} - 8\psi_{i,j+1} + 6\psi_{i,j} - \psi_{i-1,j+2} + 4\psi_{i-1,j+1} - 3\psi_{i-1,j}) \quad (3-14)$$

$$(1 + \mu) \frac{2\sigma_{xy}}{E} = s_5 (-3\psi_{i,j-1} + 4\psi_{i+1,j-1} - \psi_{i+2,j-1} + 6\psi_{i,j} - 8\psi_{i+1,j} - 3\psi_{i,j+1} + 4\psi_{i+1,j+1} - \psi_{i+2,j+1}) + s_5 k_7 (-3\psi_{i-1,j} + 10\psi_{i,j} - 12\psi_{i+1,j} + 6\psi_{i+2,j} - \psi_{i+3,j}) \quad (3-15)$$

其中

$$s_1 = \frac{1}{4hk}, s_2 = -\frac{1}{(1+\mu)k^2}, s_3 = \frac{\mu}{2k^3}, s_4 = \frac{1}{2k^3}, s_5 = \frac{\mu}{2hk^2}, z_6 = r^2(2 + \mu)$$

$$z_7 = -\frac{1}{2h^3}, z_9 = \frac{r^2}{\mu}, c_1 = 1 - \mu$$

可以將式(3-11)至(3-15)用簡圖表示，黑色實心點為梳點(pivot point)，如圖 3.13 所示

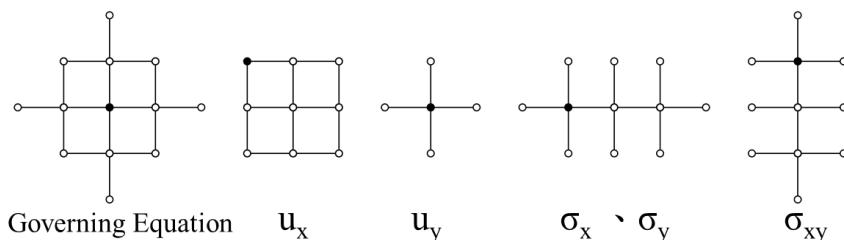


圖 3.16 位移分量及應力分量差分式簡圖

邊界上的節點使用邊界差分表示式，而在域內則使用控制方程式的差分式，因此每個節點都會產生一個線性方程組，數量等於域內節點總數，線性方程組可以表示如式(3-16)所示。

$$\{A\}\{\psi\} = \{b\}$$

(3-16)

其中 $\{A\}$ 矩陣為係數矩陣， $\{\psi\}$ 矩陣為內部節點位移勢矩陣， $\{b\}$ 矩陣為常數矩陣，求解的方法有很多，如 L-U 分解法、Cholesky 法、GMRES 法。求解 $\{\psi\}$ 矩陣後，再透過式(3-11)至式(3-15)求解位移場或應力場。

3.3 整合測定模式(ISD)

3.3.1 數值模擬

本研究使用美國 Itasca 公司所開發的有限差分數值模擬軟體 FLAC 3D，此軟體運用顯式有限差分法來處理各種複雜的非線性問題，能有效模擬岩石或土壤中的力學行為以及應力和位移的互動。

FLAC 3D 計算原理為外力作用於元素節點產生不平衡力，由平衡方程式導出新的速度及位移，再由高斯散度定理計算元素面上應變，接著由組成模式建立應變-應力關係，藉由新的應力計算出新的不平衡力(圖 3.17)，每個計算循環視為一個時階(timestep)。此過程為一種差值逼近，收斂至目標不平衡力門檻後，則將分析過程視為完成。

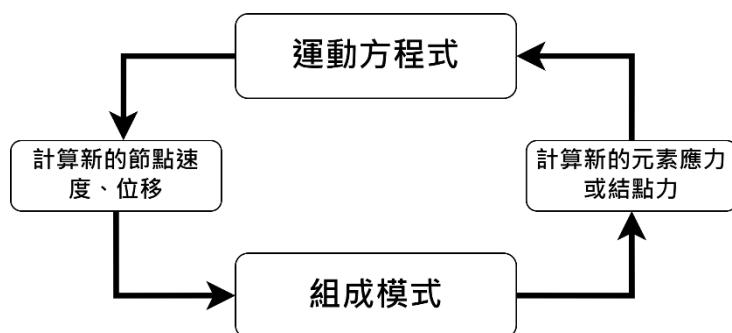


圖 3.17 FLAC3D 計算原理

3.3.2 模型設置

模型尺寸採用長 70 km、寬 70 km、深度 15 km，網格密度為 $100 \times 100 \times 20$ ，每個網格元素邊長大約為 750 m。依據 Rajabi et al.(2017)建議，設定模型邊界時若

將模型邊界與板塊推動的方向垂直或平行，可以抑低邊界發生過大剪應力，因此東邊界垂直於地表 GNSS 觀測所得位移方向，該方向約略與菲律賓板塊推動平行(圖 3.1)。本研究分別建立集集地震前(圖 3.14(a))、集集地震後(圖 3.14(b))模型。從地表至深度 10 km 組成模式設為 Mohr-coulomb，深度 10 至 15 km 組成模式設為 Maxwell 模擬黏彈性材料，震後模型(b)則將斷層面(柯明淳等人，2017)加入，模擬斷層滑移後破裂的位置，如圖 3.19。

為避免推動時造成模型底部有極大剪力發生，底部採用滑移模式(允許 x 及 y 軸移動，鎖住 z 方向)，模型頂部為自由面，參考 GNSS 觀測所得速度給定邊界相對運動速率，透過正算分析反覆迭代，至地表變位速度逐漸接近 GNSS 觀測值。圖 3.18 表示集集地震前三維模型設置示意圖，圖 3.19 表示集集地震後三維模型示意圖，透過模型表面監測位置(圖 3.20)之位移數值計算位移及速度。

模擬分為兩個階段：(1)重力平衡階段、(2)邊界推動階段。重力平衡階段開啟重力模擬地層沉積環境， σ_{zz} 隨深度變化。推動階段將分別考慮重力以及將重力設為 0 兩種情境，由邊界推動主控模型應力變化。

研究區域內震後北港高地影響甚大，分別在集集集地震前後(圖 3.18 及圖 3.19)模型中西南方新增北港高地，圖 3.21 為假設北港高地幾何型態，位置大約在彰化斷層以西，傾角大約為 26° 。將北港高地加入之後，圖 3.22 為加入北港高地震前數值模型的幾何型態，圖 3.23 為加入北港高地震後數值模型的幾何型態。在北港高地處的邊界條件設定為 x 及 y 方向固定。

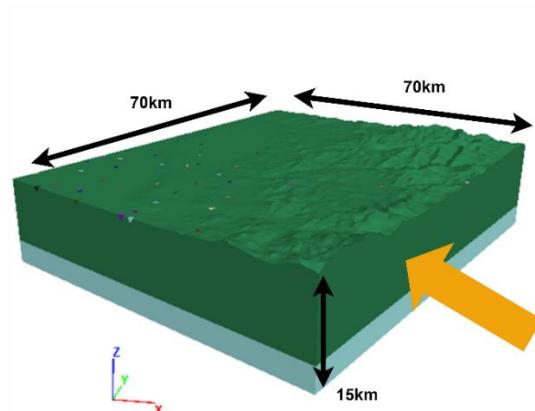


圖 3.18 集集地震前模型設置圖

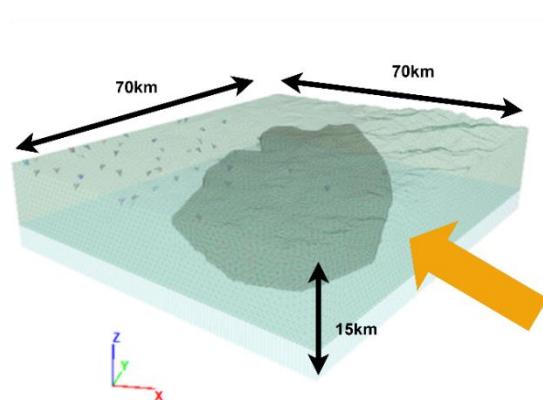


圖 3.19 集集地震後模型設置圖

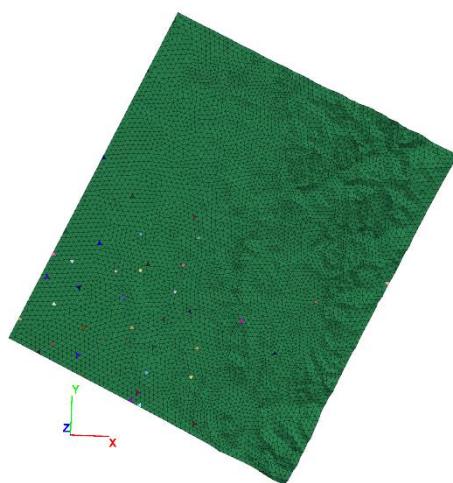


圖 3.20 地表監測位置俯視圖

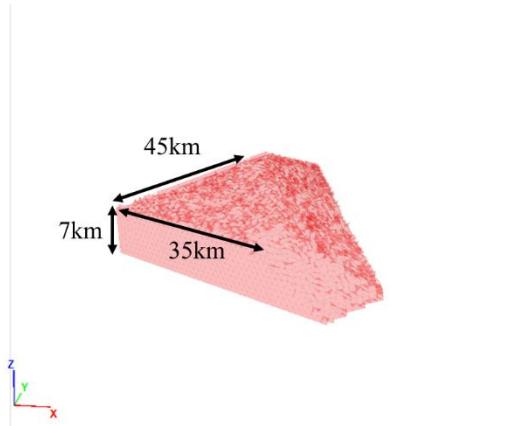


圖 3.21 北港高地幾何形狀

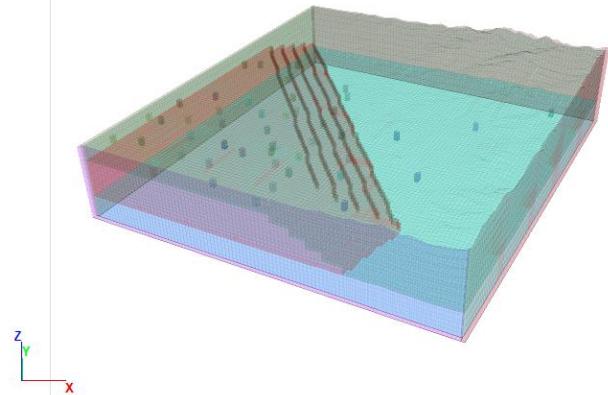


圖 3.22 加入北港高地震前數值模型的幾何型態

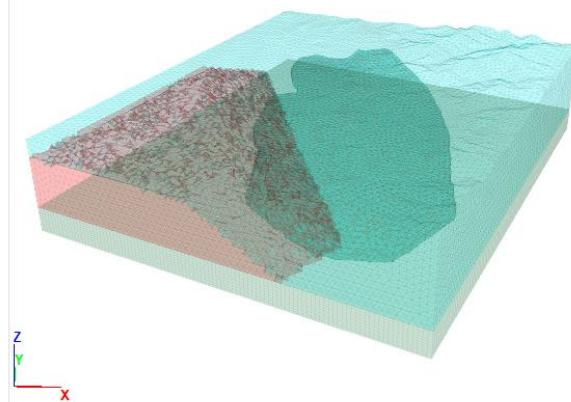


圖 3.23 加入北港高地震後數值模型的幾何型態

3.4 最終岩石應力模型(FRSM)討論

Zang and Stephansson(2009)提出最終岩石應力模型框架時，係基於最佳估算應力模式、現地應力量測方法補充資料、整合測定模式，整合多尺度應力狀態資料，發展成為最終岩石應力模型，然而在最終岩石應力模型階段，並未多加描述處理的內容。本研究嘗試將不同來源之現地應力資料進行比較及討論，將在第四章詳細說明。

第四章 結果與討論



本章按前章介紹最終岩石應力模型發展程序，針對應用於台灣中部車籠埔斷層附近地區的成果逐步介紹分析結果，並綜合討論。

4.1 最佳估算應力模式(BESM)結果

本研究使用圖 3.6 至圖 3.8 震源機制解，依據 Vavryčuk (2014)迭代反演法，計算主應力方向，並且透過 2.1.3 節推求平均震源機制解深度之量值。另外，車籠埔斷層西側由於震源少，因此無法透過震源機制應力反演推求主應力方向及量值。

本研究進一步推求車籠埔斷層東側主應力量值，假設震源機制解平均深度為 10 km、凝聚力為 0、摩擦角為 30° 、地層均質單位重為 2.7 t/m^3 。

集集地震前由於上盤震源機制解數量較少，因此集集地震使用車籠埔斷層上下盤的震源機制解進行應力反演，圖 4.1 為集集地震前 15 公里深度內所有震源機制解反演結果，最大主應力的方位角為 286.4° ，標準差為 9.8° ，最大主應力為 337.7 MPa，95% 信心水準的量值介於 323.6-351.8 MPa，中間主應力與最小主應力分別為 173.17 MPa (167.7-178.6 MPa) 及 114.0 MPa (109.2-118.8 MPa)。集集地震之後，將震源機制解依據車籠埔斷層上下盤分成兩個部分，分別求得主應力方向及量值。圖 4.2 為 2000 年至 2002 年車籠埔斷層上盤反演結果，最大主應力的方位角為 286.59° ，標準差為 3.4° ，最大主應力量值為 231.44 MPa，95% 信心水準的量值介於 225.11-237.77 MPa，中間主應力與最小主應力分別為 165.02 MPa (164.56-165.48 MPa) 及 78.14 MPa (76.00-80.28 MPa)；圖 4.3 為 2000 年至 2002 年車籠埔斷層下盤反演結果，最大主應力的方位角為 311.8° ，標準差為 6.19° ，最大主應力量值為 248.22 MPa，95% 信心水準的量值介於 240.05-256.39 MPa，中間主應力與最小主應力分別為 142.81 MPa (139.33-146.29 MPa) 及 83.8 MPa (81.05-86.55 MPa)；圖 4.4 為 2002 年至 2004 年車籠埔斷層上盤反演結果，最大主應力的方位角為 3.8° ，標準差為 3.7° ，最大主應力量值為 200.22 MPa，95% 信心水準的量值介於 192.74-207.7 MPa，中間主

應力與最小主應力分別為 163.35MPa (162.87-163.83MPa) 及 67.59MPa(65.07-70.11MPa); 圖 4.5 為 2002 年至 2004 年車籠埔斷層下盤反演結果，最大主應力的方位角為 292.8° ，標準差為 6.7° ，最大主應力量值為 332.91 MPa，95% 信心水準的量值介於 319.93-345.89MPa，中間主應力與最小主應力分別為 166.25MPa (161.39-171.11MPa) 及 112.39MPa(108.01-116.77MPa)。

在車籠埔斷層下盤主應力方向在震前方位角為 286.4° ，發生集集地震後方位角順時針偏轉為 311.8° ，經過一段時間後 2002-2004 年下盤主應力方向回復至 292.8° 。車籠埔斷層上盤主應力方向在發生集集地震後未發生明顯偏轉，而在 2002-2004 年主應力發生偏轉，推測原因可能是集集地震後震源機制解品質及來源影響反演結果。

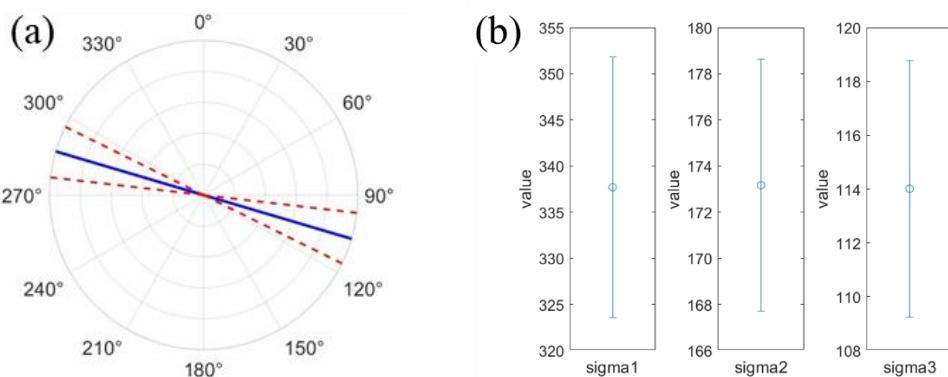


圖 4.1 集集地震前 15 公里深度內震源機制解反演結果
(a) 主應力方向及標準差 (b) 主應力量值及 95% 信心區間

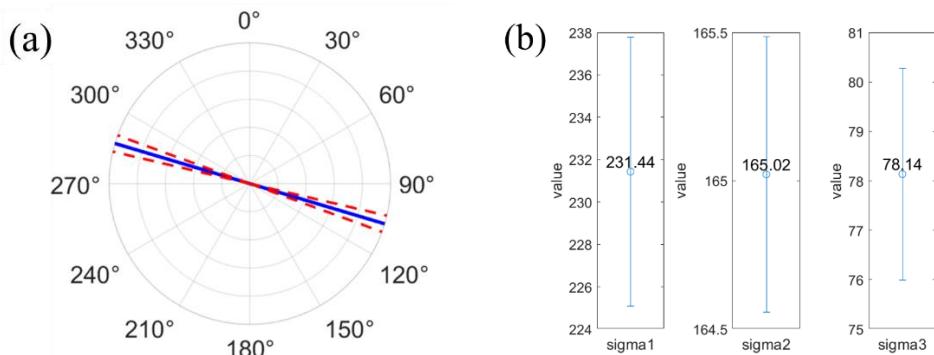


圖 4.2 2000-2002 年車籠埔斷層上盤震源機制解反演結果
(a) 主應力方向及標準差 (b) 主應力量值及 95% 信心區間

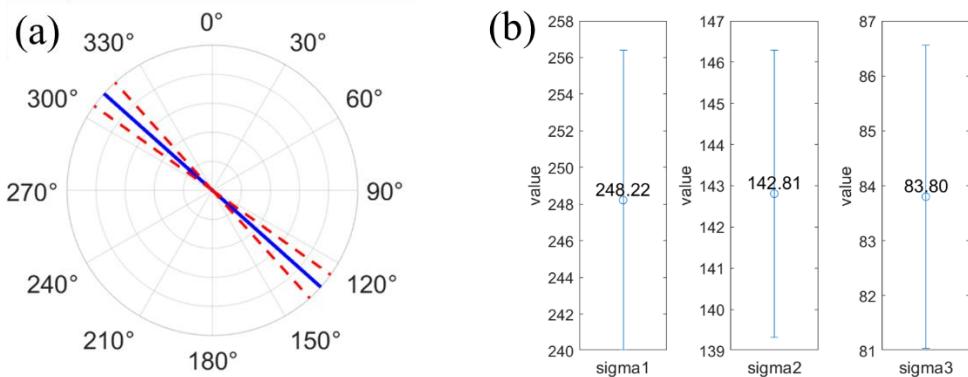


圖 4.3 2000-2002 年車籠埔斷層下盤震源機制解反演結果
(a) 主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間

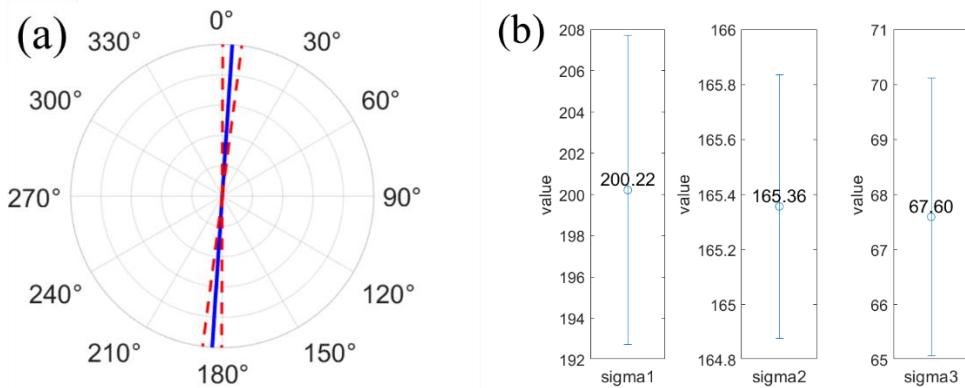


圖 4.4 2002-2004 年車籠埔斷層上盤震源機制解反演結果
(a) 主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間

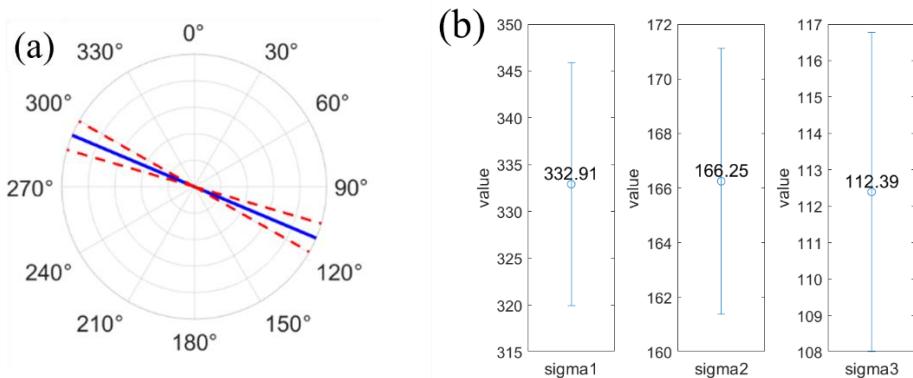


圖 4.5 2002-2004 年車籠埔斷層下盤震源機制解反演結果
(a) 主應力方向及標準差(b)主應力量值及 95% 信心區間



4.2 現地應力量測方法(SMM)補充結果

本節首先介紹本研究發展地表位移與地殼應力二維差分解的計算結果，並與 FLAC2D 計算所得相互比較，繼而以研究範圍數位剖面地表位移為比對資料，透過 FLAC2D 程式估算，補充現地應力量測資料。

4.2.1 地表位移與地殼應力二維差分解比對驗證

本研究以一簡化二維剖面側面受到位移加載，在彈性狀態下按所提地表位移與地殼應力二維差分解求得分析域的勢函數分佈，並評估域內應力場及位移場，再比較數值模擬所得。

圖 4.6 為假設的無體積力之二維平面 ABCD，CD 段受到朝-x 方向的位移，AB 段為固定端，AC 段及 BD 段為自由端。將此平面離散化成 8 乘 8 的網格(圖 4.7)，紅色節點為物理邊界節點，黑色實心點為虛節點，黑色空心點為內節點，AB 線段為固定節點($u_x = 0, u_y = 0$)，AC 及 BD 線段為自由端($\sigma_y = 0, \tau_{xy} = 0$)，CD 線段為推動邊界($u_x = -1, u_y = 0$)。

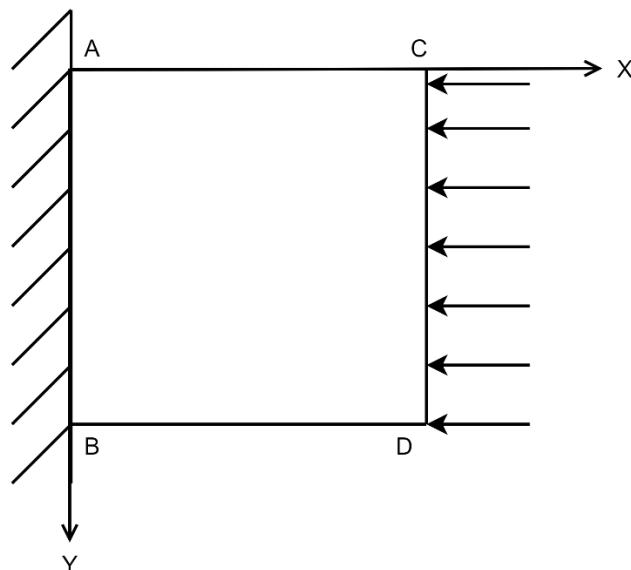


圖 4.6 二維平面示意圖

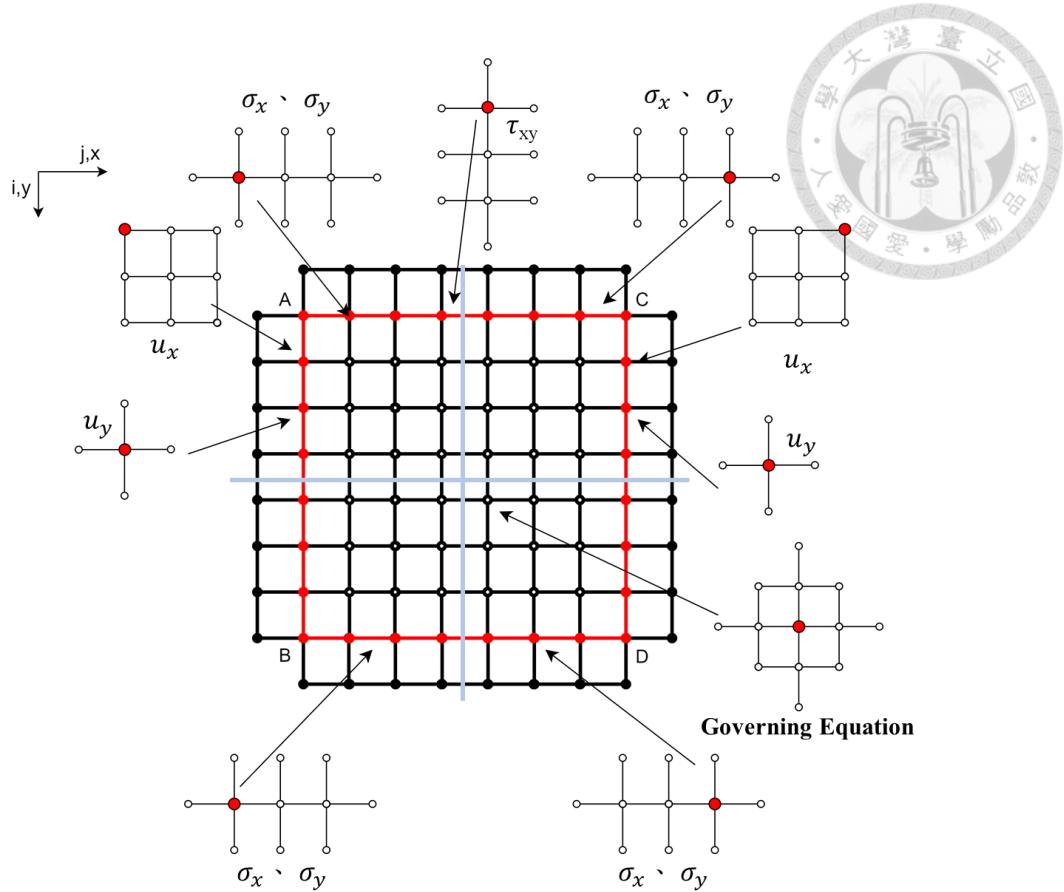


圖 4.7 離散網格

由於邊界節點(不含角點)有兩個邊界條件關係式，因此邊界節點須滿足兩個邊界條件式，其中一式做為內外節點關係，另一式組成聯立方程組。角點(A 點、B 點、C 點、D 點)則有四個邊界條件需要滿足，但只需選擇三個邊界條件式，其中二式做為內外節點關係，第三式組成聯立方程組。將每個節點上的差分式整理後可得 $Ax = b$ 之形式，圖 4.8 表示 A 矩陣的結構，可以藉此圖知道 A 矩陣內部數值分佈及對稱性。為了求解聯立方程組，本研究採用最小殘差法(Generalized Minimal Residual Method，GMRES)，此方法可以用來解稀疏且非對稱的矩陣，當殘差范數(residual norm)小於設定的容許誤差後即視為收斂(圖 4.9)，求解所得即為域內 $\psi(x, y)$ 勢函數值。

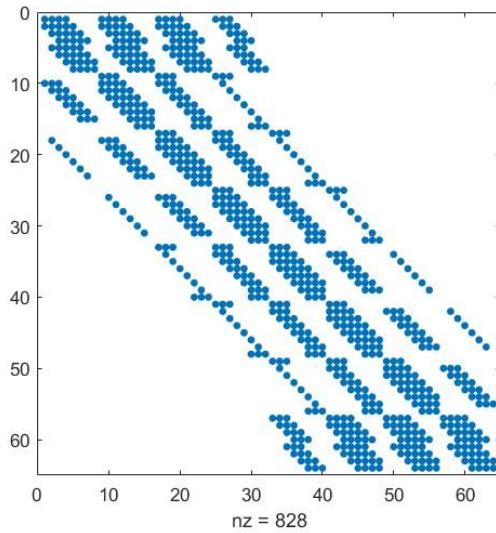


圖 4.8 A 矩陣結構

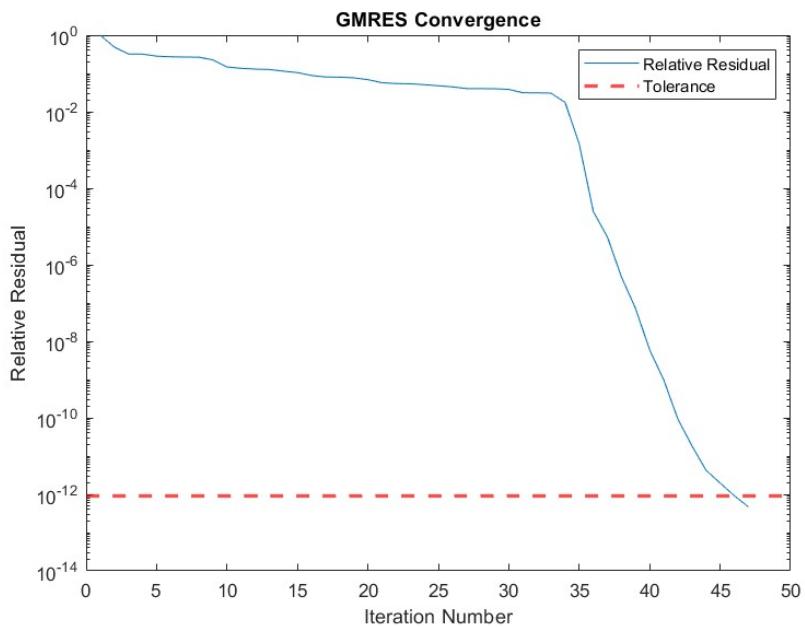


圖 4.9 GMRES 法容許誤差及殘差

求得 $\psi(x, y)$ 勢函數後，代回式 3-12 至式 3-16，分別可得 u_x 、 u_y 、 σ_x 、 σ_y 、 τ_{xy} ，圖 4.10 與圖 4.11 分別比較本文發展地表位移與地殼應力二維差分解與 FLAC2D 模擬所得的位移與應力值，整體趨勢一致，但在角偶或邊界的誤差較大，研判係本研究僅採用 8 個網格解析，以致精度較差。圖 4.12 與圖 4.13 按 $\psi(x, y)$ 勢函數計算所得位移與應力沿 y 軸作圖，並與 FLAC2D 模擬所得進一步比較，以觀察各物理量隨 x 軸變化，由結果可發現位移勢函數結果相較於 FLAC2D 結果趨勢一致，但量



值方面差異較大。

由於尚存在誤差，本研究暫時無法採用所發展的地表位移與地殼應力二維差分解，透過地表 GNSS 觀測值透過反矩陣運算直接求解現地應力，因此下一小節運用 FLAC2D 程序，依地表位移量值反演應力值。

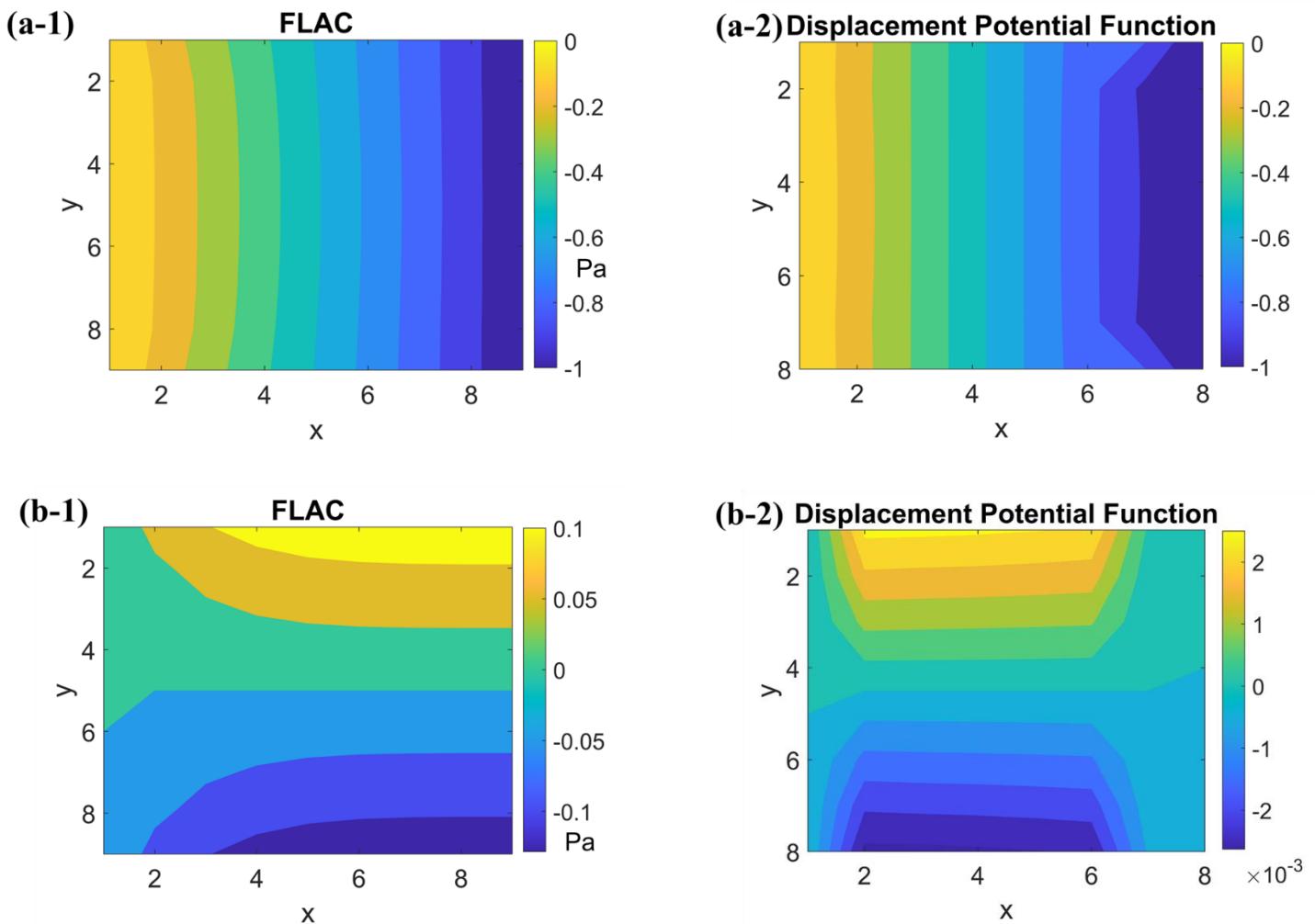


圖 4.10 FLAC 與位移勢函數位移場比較圖 (a-1)FLAC 呈現 u_x 位移場 (a-2) 勢函數呈現 u_x 位移場(b-1)FLAC 呈現 u_y 位移場 (b-2) 勢函數呈現 u_y 位移場

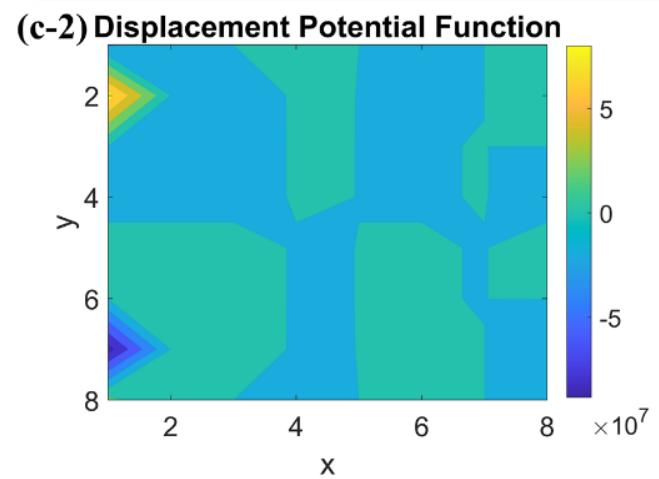
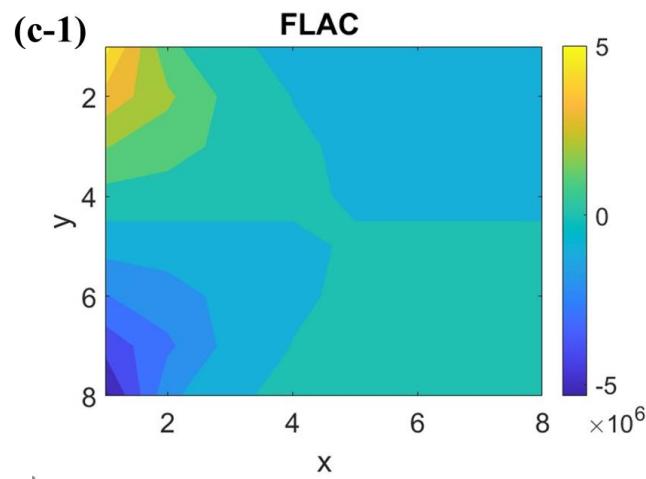
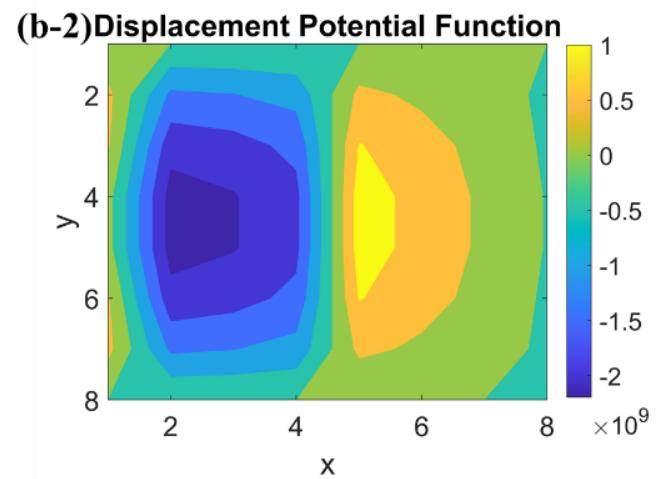
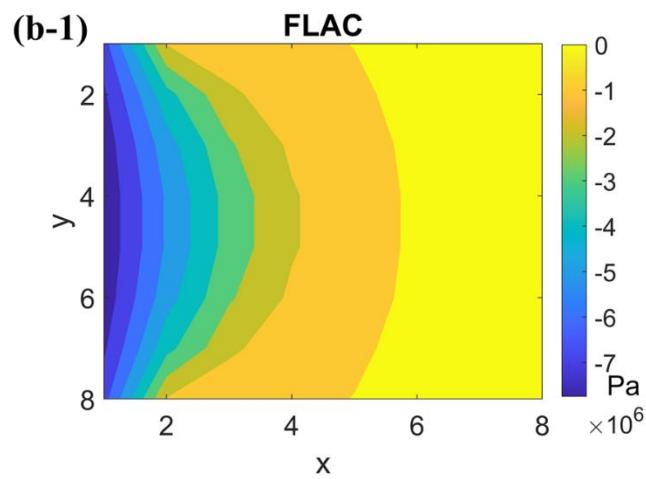
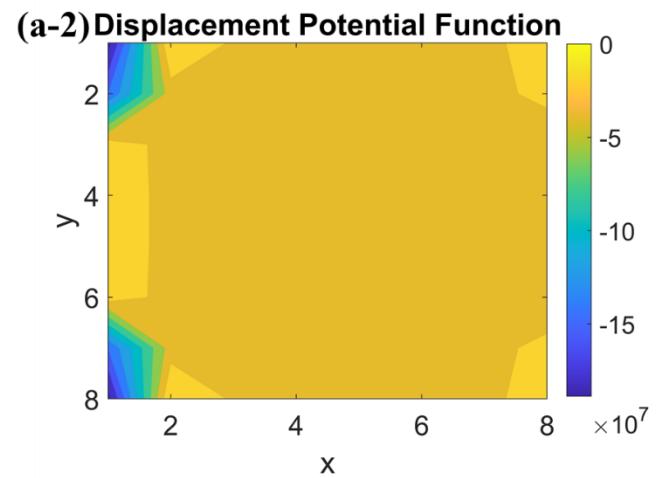
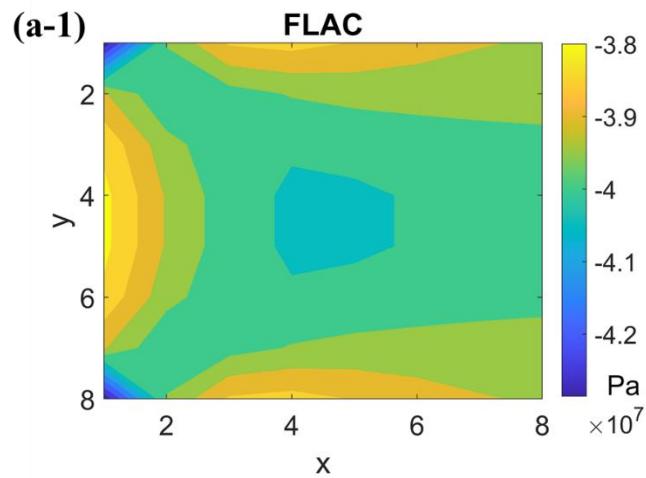


圖 4.11 FLAC 與位移勢函數應力場比較圖 σ_x 、 σ_y 、 τ_{xy} (a-1)FLAC 呈現 σ_x 應力場
 (a-2)勢函數呈現 σ_x 應力場 (b-1)FLAC 呈現 σ_y 應力場 (b-2)勢函數呈現 σ_y 應力場
 (c-1)FLAC 呈現 τ_{xy} 應力場 (c-2)勢函數呈現 τ_{xy} 應力場

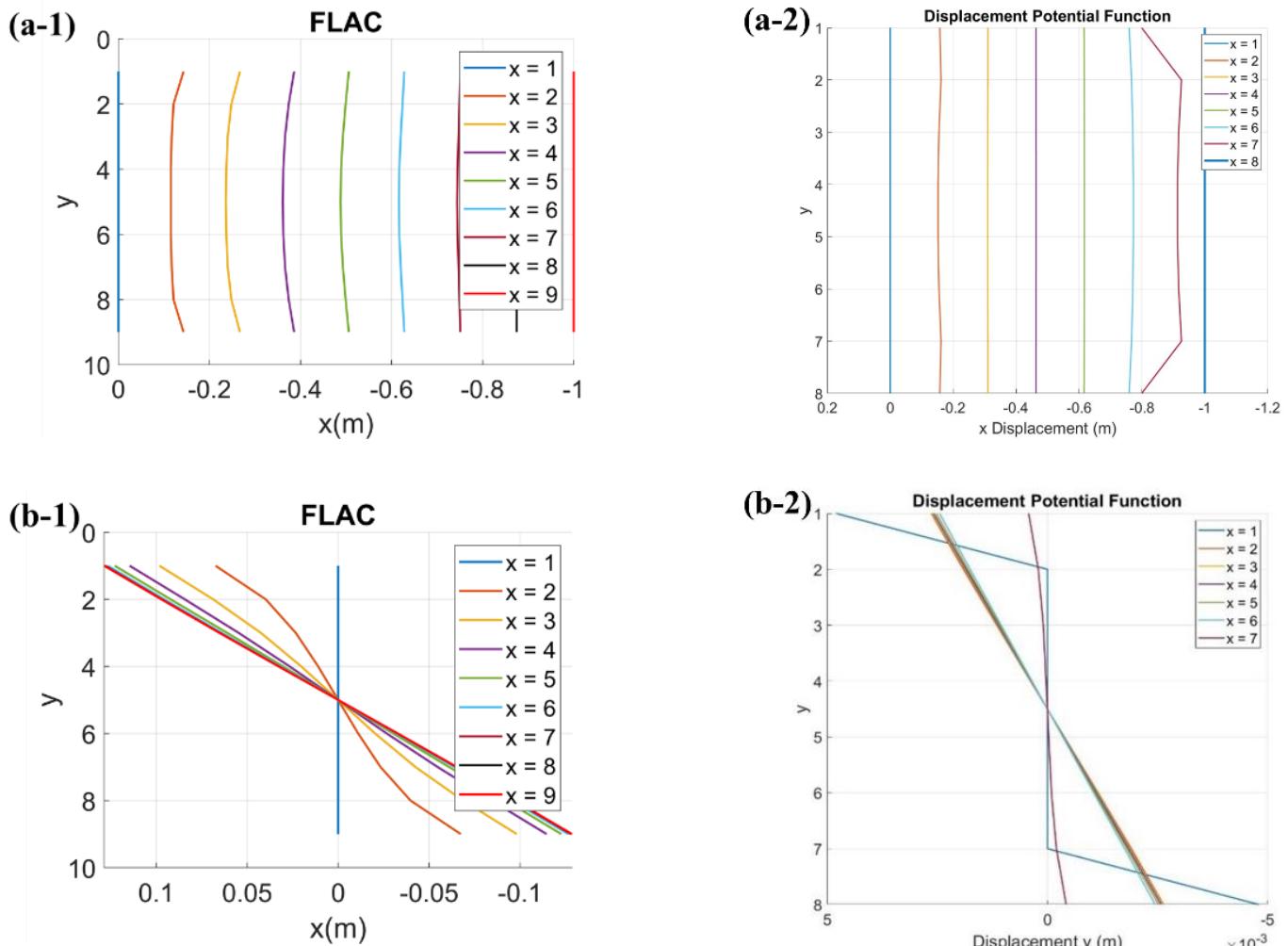


圖 4.12 FLAC 與位移勢函數位移沿 y 軸作圖(a-1)FLAC 呈現 u_x 沿 y 軸作圖 (a-2)
 勢函數呈現 u_x 沿 y 軸作圖(b-1)FLAC 呈現 u_y 沿 y 軸作圖 (b-2) 勢函數呈現 u_y 沿 y 軸作圖

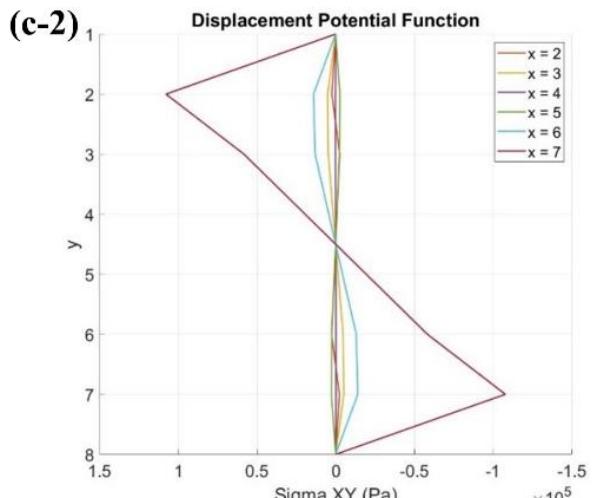
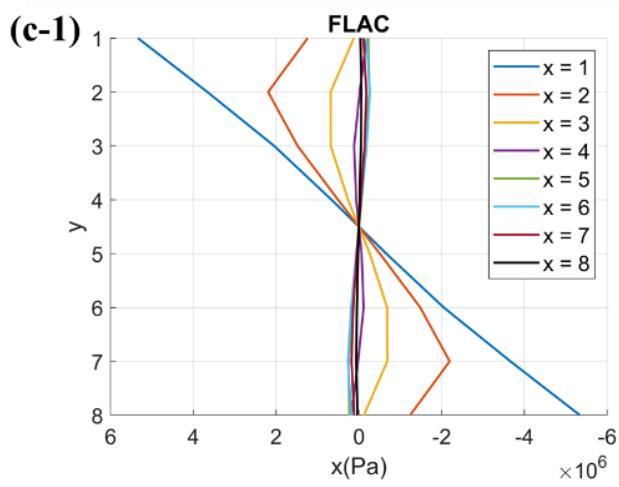
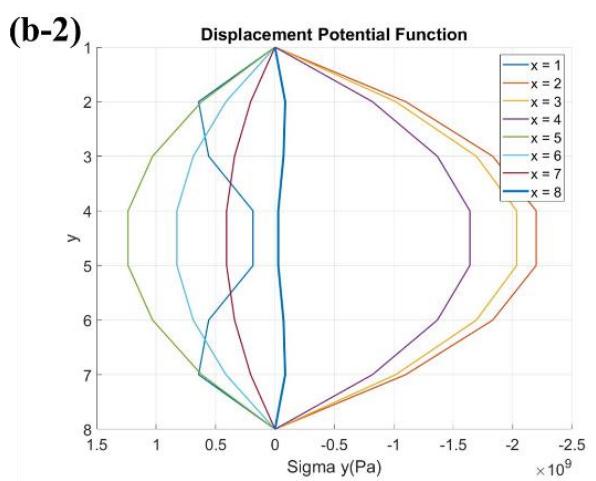
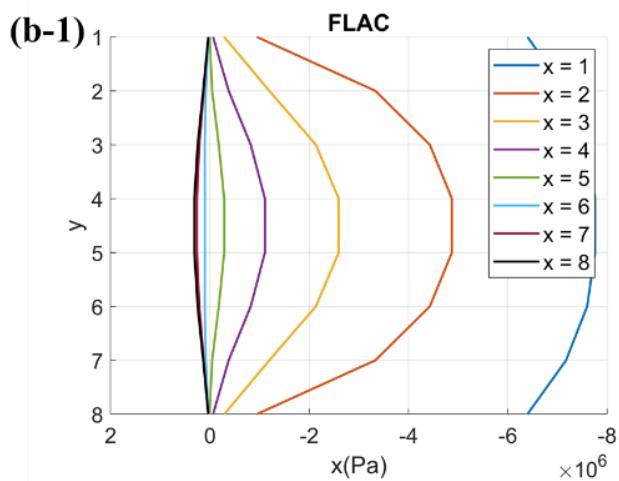
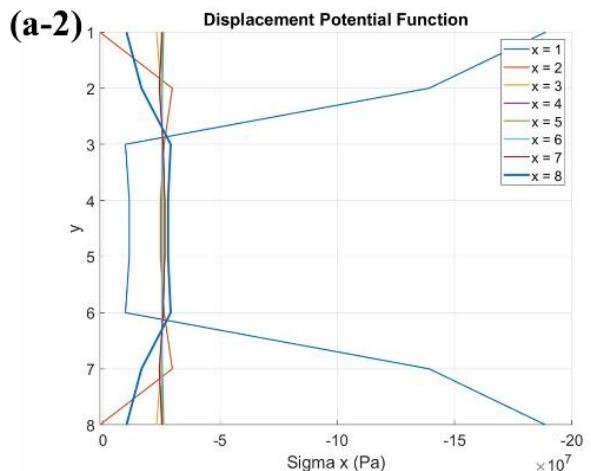
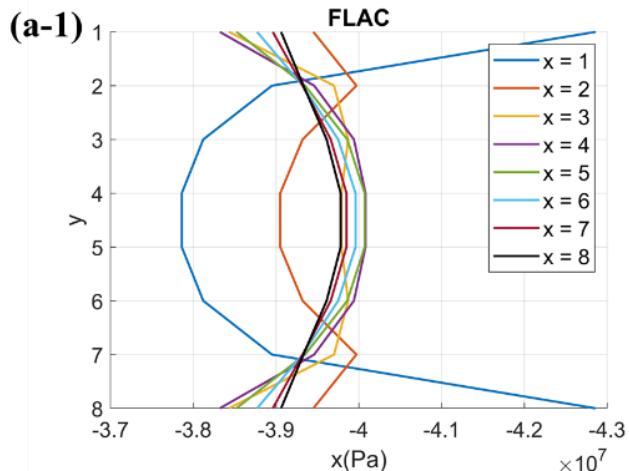


圖 4.13 FLAC 與位移勢函數應力沿 y 軸作圖 (a-1)FLAC 呈現 σ_x 沿 y 軸作圖 (a-2) 勢函數呈現 σ_x 沿 y 軸作圖 (b-1)FLAC 呈現 σ_y 沿 y 軸作圖 (b-2) 勢函數呈現 σ_y 沿 y 軸作圖 (c-1)FLAC 呈現 σ_{xy} 沿 y 軸作圖 (c-2) 勢函數呈現 σ_{xy} 沿 y 軸作圖



4.2.2 GNSS 觀測地表位移反演二維應力資料

本研究選擇數道地表位移向量自東至西一致性較佳的三道剖面分別為 A-A'、B-B'、C-C'(圖 3.13)，透過 FLAC2D 程式模擬地層東側受到位移加載，當分析模擬所得的地表位移與觀測值相似時，地層的現地應力可視為補充調查所得的量值。圖 4.14 為集集地震前剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係，測站 AF30、JFES、HTZS 表示車籠埔斷層以東的測站，測站 AF07、AF19、AF17 表示深籠埔斷層以西的測站。圖 4.15 及圖 4.16 為表示集集地震後 2000-2002 年及 2002-2004 年各剖面地表測站與位移關係，測站 S186、M501、DPIN 表示車籠埔斷層以東的測站，測站 AF07、AF19、AF17 表示深籠埔斷層以西的測站。

圖 4.17a 為集集地震前後 B-B'剖面主應力量值與深度計算結果，不同剖面求得的量值相當接近。圖 4.17b 與圖 4.17c 為集集地震後 B-B'剖面主應力量值與深度計算結果。車籠埔斷層位於深度 6 至 8 公里左右，結果顯示斷層處會有主應力量值下降的情況，西側主應力較無影響。

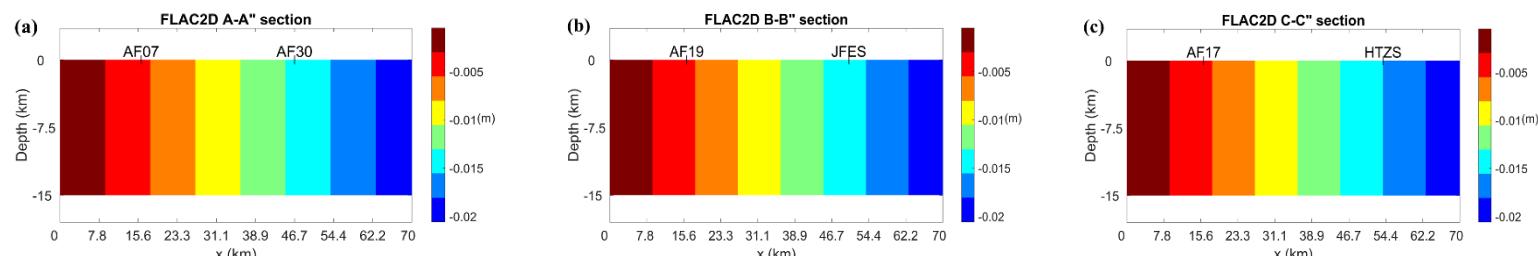


圖 4.14 集集地震前剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係

(a)A-A'剖面 (b) B-B'剖面 (c) C-C'剖面

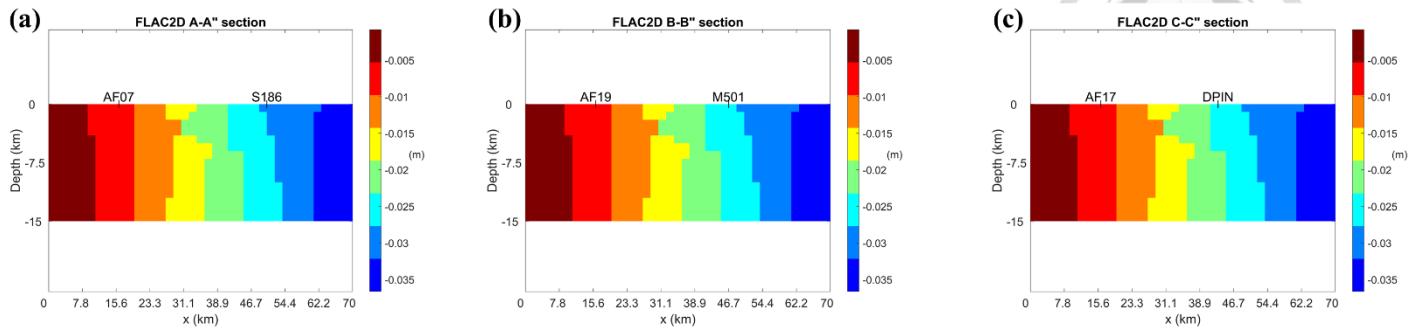


圖 4.15 集集地震後 2000-2002 年剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係

(a) A-A'剖面 (b) B-B'剖面 (c) C-C'剖面

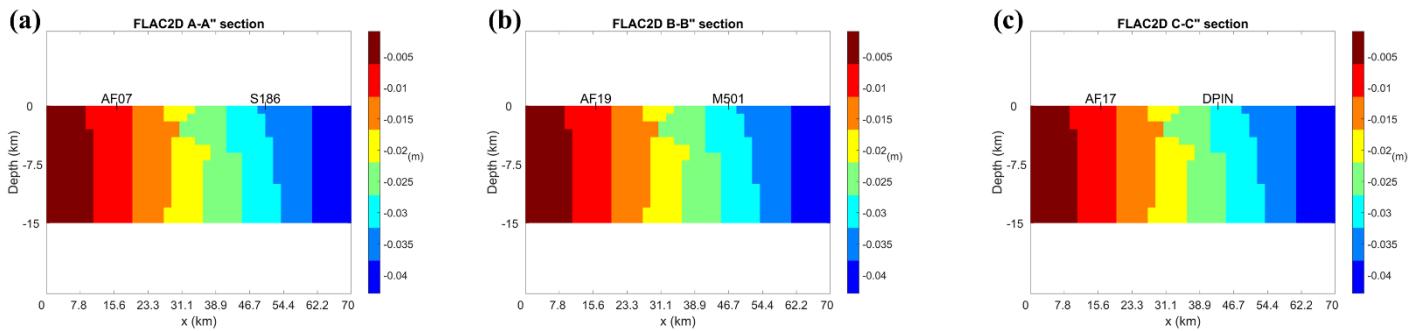


圖 4.16 集集地震後 2002-2004 年剖面與其鄰近地表 GNSS 觀測站關係

(a) A-A'剖面 (b) B-B'剖面 (c) C-C'剖面

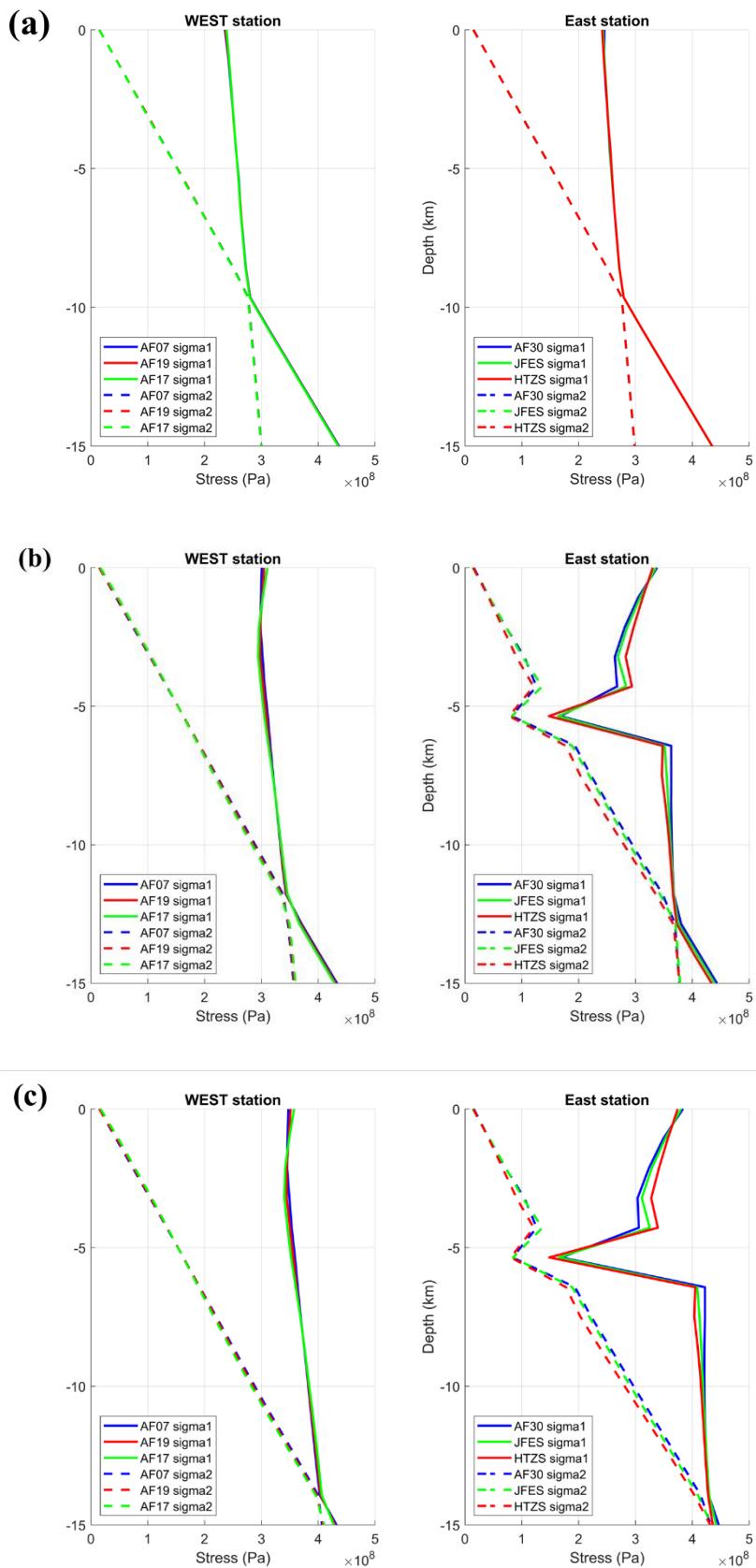


圖 4.17 集集地震前後 B-B'剖面主應力量值與深度計算結果

(a)集集地震前 (b)集集地震後 2000-2002 年 (c)集集地震後 2002-2004 年



4.3 整合應力測定模式(ISD)結果

本研究繼而結合最佳應力估算模型與現地應力量測方法補充資料，應用 FLAC3D 建立整合應力測定模式，並逐步調整模擬結果使模擬所得地表 GNSS 觀測站位置的位移量接近觀測值，據以估算現地應力，提供後續討論依據。

4.3.1 集集地震前

集集地震前地層材料視為彈性，推動四周邊界使得模型表面監測速度趨近於真實測站量測速度，推動速度參考附近 GNSS 測站速度。調整邊界速度與材料參數以正猜模式逐步收斂地表量測速度，首先考慮未加重力情況。表 4.1 為集集地震前(1996-1999 年)模型推動速度，表 4.2 為集集地震前(1996-1999 年)未加重力材料參數設定。

表 4.1 模型推動速度

	TOP	Bottom	EAST_SOUTH	EAST_NORTH	WEST_NORTH	WEST_SOUTH
X direction	Free	Free	-3.37709E-10	-9.51294E-11	-7.4518E-11	-1.68062E-10
Y direction	Free	Free	7.42009E-10	2.2831E-10	1.39523E-10	2.29367E-10
Z direction	Free	Fix	Free	Free	Free	Free

單位:m/s

表 4.2 集集地震前(1996-1999 年) 未加重力模型材料參數表

	Density(kg/m ³)	Cohesion(Pa)	Friction(degree)	Bulk(Pa)	Shear(Pa)	Viscosity(Pa·s)
Upper	3e+03	3e+08	30	3.5e+15	3.15e+15	NA
Bottom	3.2e+03	NA	NA	3.5e+15	3.15e+15	1e22

圖 4.18 為真實測站速度與模型量測結果(橘色箭頭)比較圖。圖 4.19 將各個測站的方向角與真實量測值比較，方向角相似度越接近 1 即為與地表測站相似度越高，方向角若為負值則表示模型量測方向與地表測站相反，藍色長條圖代表相似度為大於 0.95，綠色長條圖代表相似度 0.85 至 0.95，黃色長條圖代表相似度 0.75 至



0.85，紅色長條圖代表相似度低於 0.75。圖 4.20 表示量值相差百分比越接近 0 即為與地表測站量值相差越少，藍色點代表相差 0%-10%，綠色點代表相差 10%-20%，黃色點代表相差 20%-30%，紅色點代表相差超過 30%。

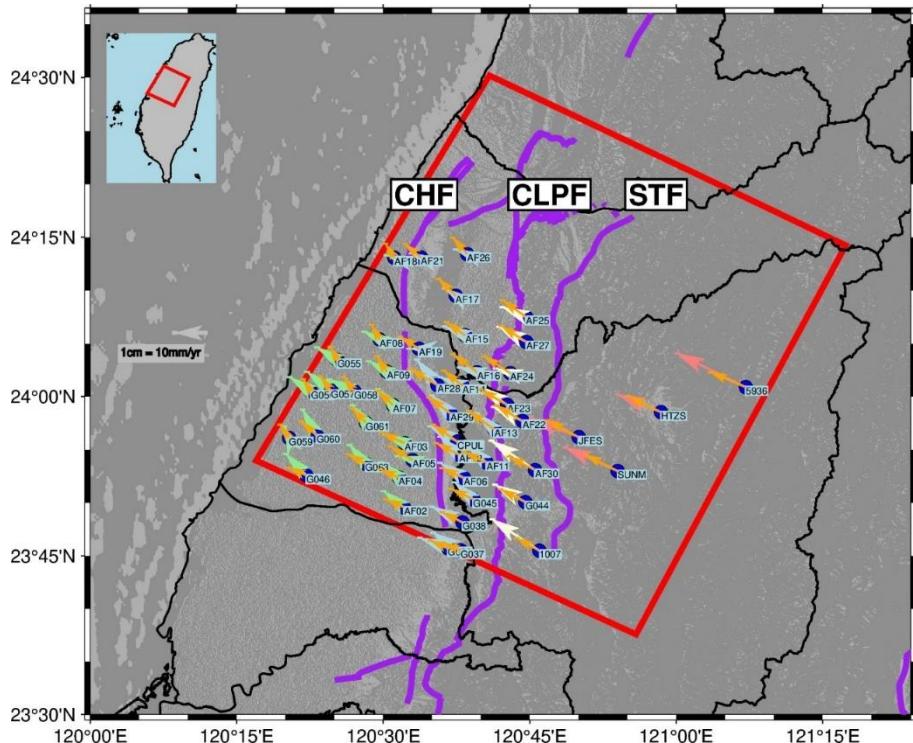


圖 4.18 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站速度與
未加重力模型量測速度比較

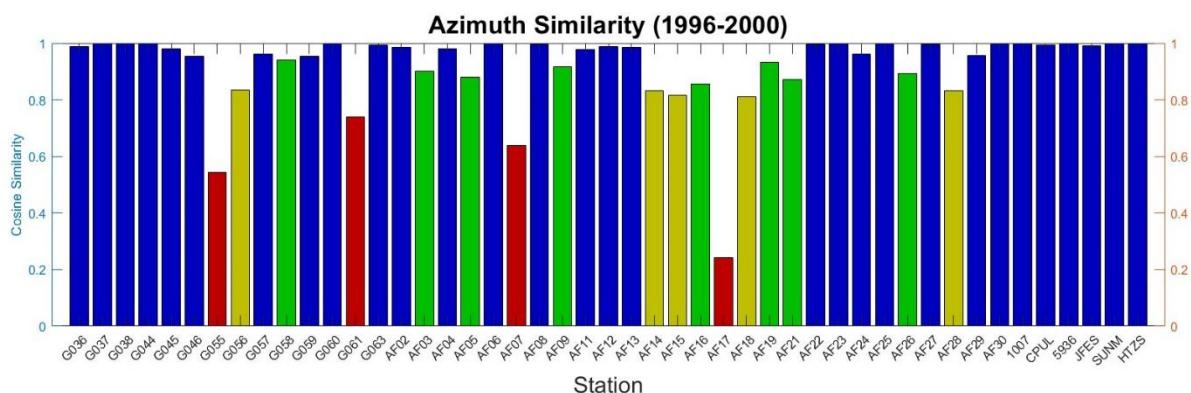


圖 4.19 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與
未加重力模型量測方向角相似度

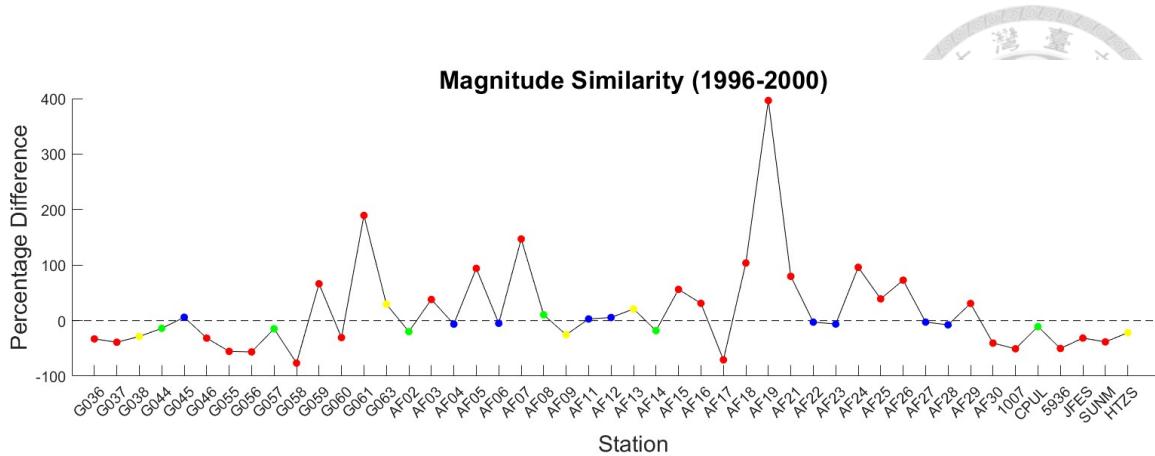


圖 4.20 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與
未加重力模型量測量值相似度

將研究區域以 $5\text{km} \times 5\text{km}$ 分區，計算組內所有網格的最大主應力方向及量值。

圖 4.21 表示深度 10 公里處最大主應力方向，紅色線段為最大主應力方向，藍色線為最小主應力方向，震前主應力方向約為 300° ，靠近四周邊界主應力方向受影響較大。圖 4.22 為計算主應隨深度變化目標位置，圖 4.23 表示主應力量值隨深度變化，由於推動階段沒有施加重力，導致 σ_z 量值較小，為便於呈現將以深度 10000m 分為界，呈現主應力狀態隨深度變化，Sigma 1 由綠色線表示，Sigma 2 由紅色線表示，Sigma 3 由藍色線表示。

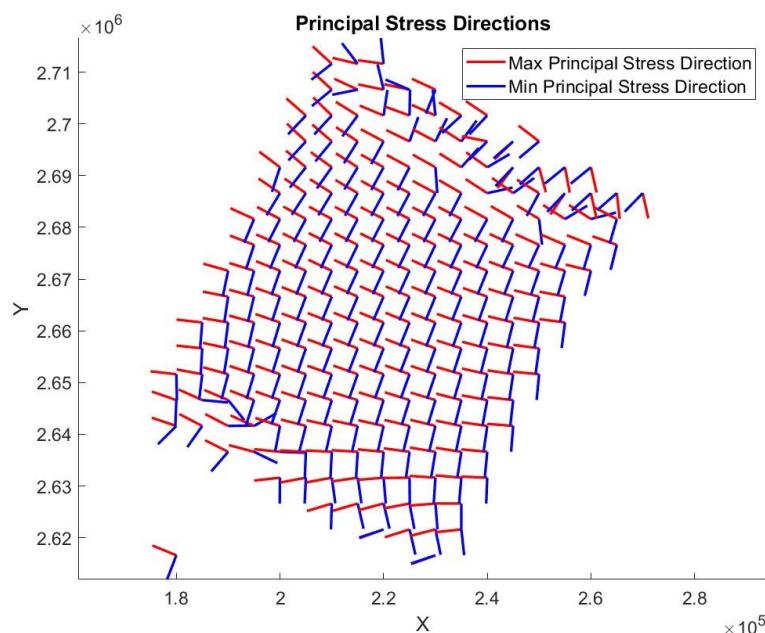


圖 4.21 集集地震前(1996 年-1999 年) 未加重力模型主應力方向

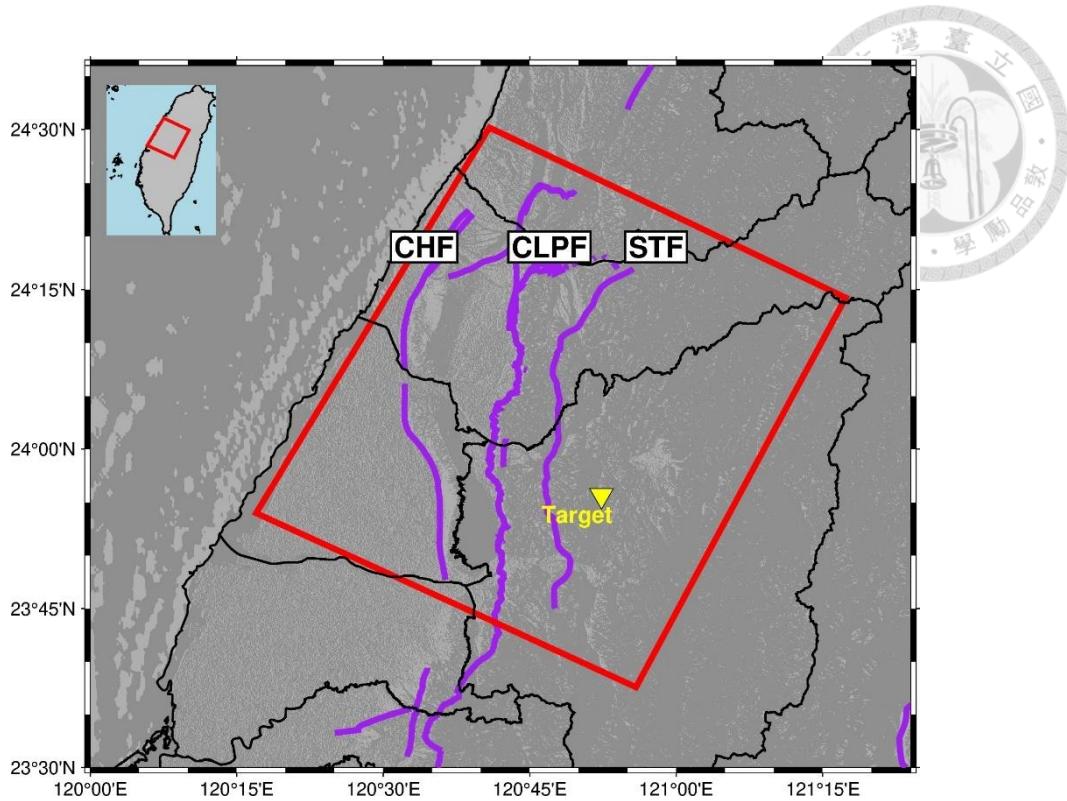


圖 4.22 目標位置

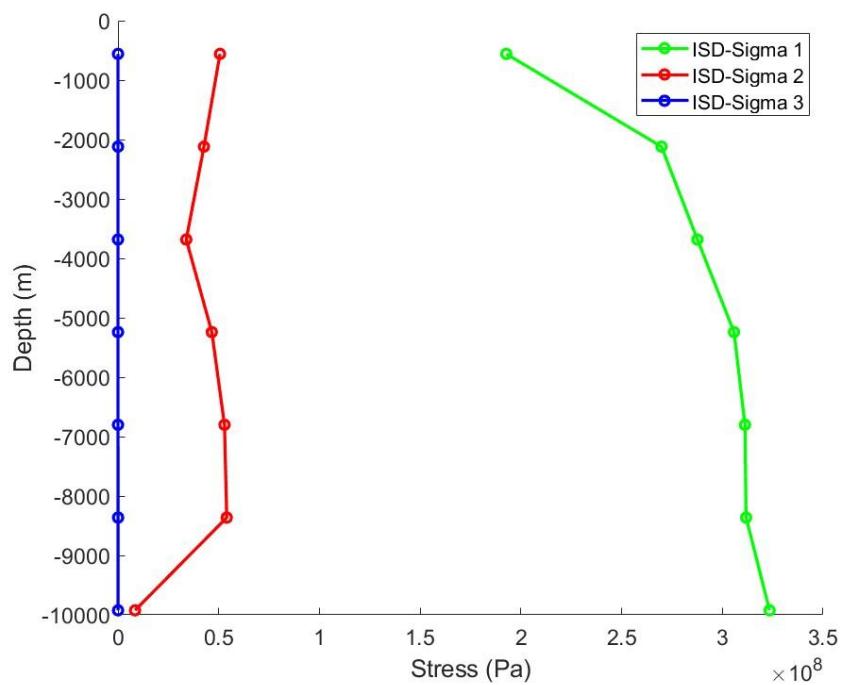


圖 4.23 集集地震前主應力量值隨深度變化(地表至深度 10000m)

考慮加入重力及北港高地之後，採用表 4.1 的邊界推動速度，重新律定材料參數，表 4.3 為集集地震前模型材料參數表(加入重力及北港高地)，圖 4.23 表示



集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站速度與模型量測速度比較(加入重力及北港高地)，圖 4.24 為集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測方向角相似度(加入重力及北港高地)，圖 4.25 為集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測量值相似度(加入重力及北港高地)，圖 4.26 為集集地震前 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地)。

表 4.3 集集地震前模型材料參數表(加入重力及北港高地)

	Density(kg/m ³)	Cohesion(Pa)	Friction(degree)	Bulk(Pa)	Shear(Pa)	Viscosity(Pa·s)
Upper	2.6e+03	3e+08	25	8.15e+15	8.15e+15	NA
Peikang High	2.75e+05	3e+08	32	7.15e+17	7.15e+17	NA
Bottom	2.7e+03	NA	NA	1.15e+15	1.15e+15	1e22

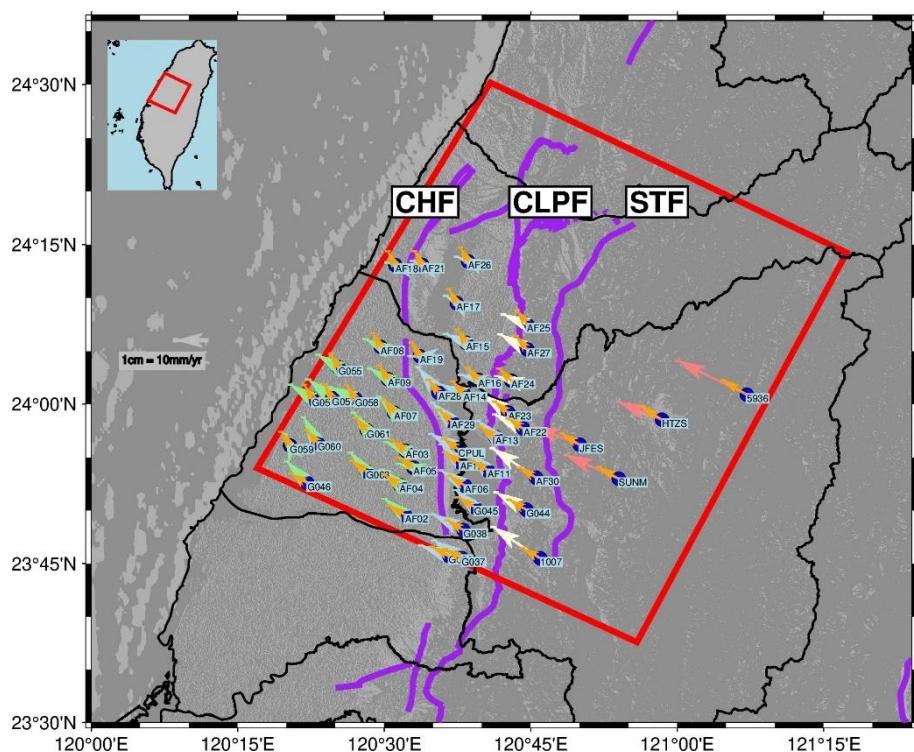


圖 4.24 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站速度與模型量測速度比較
(加入重力及北港高地)

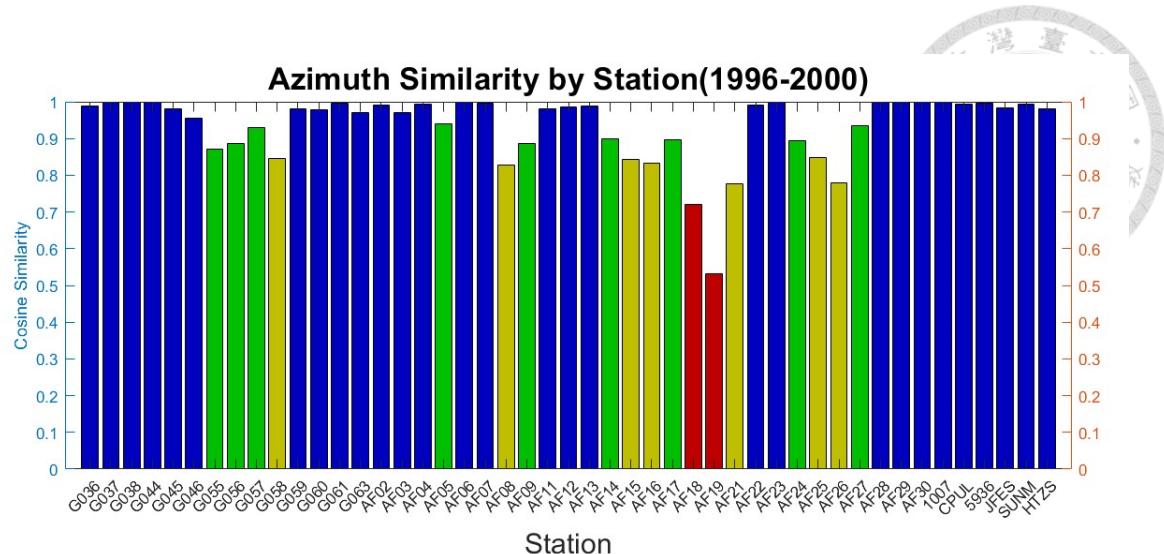


圖 4.25 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測方向角相似度
(加入重力及北港高地)

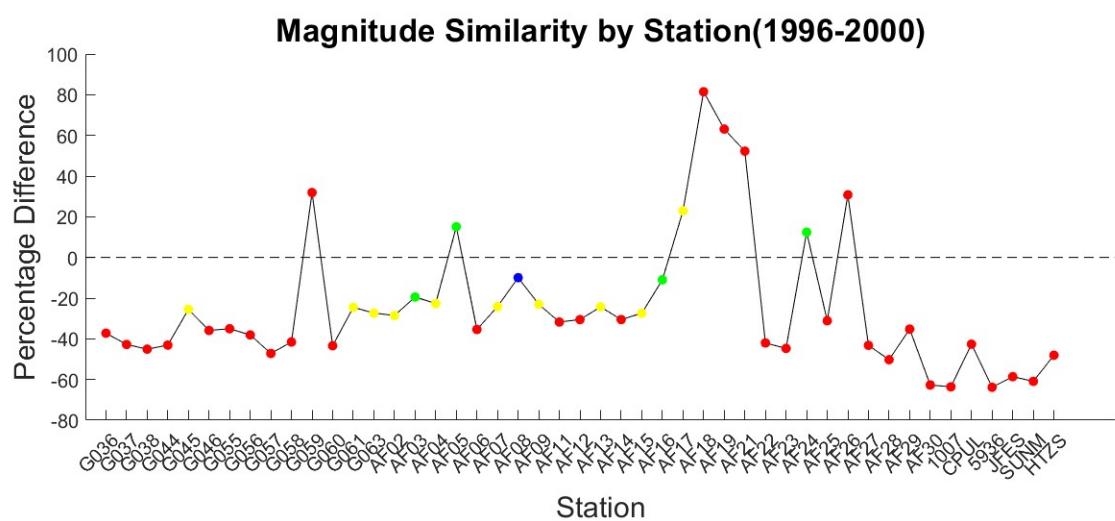


圖 4.26 集集地震前(1996 年-2000 年)GNSS 測站與模型量測量值相似度
(加入重力及北港高地)

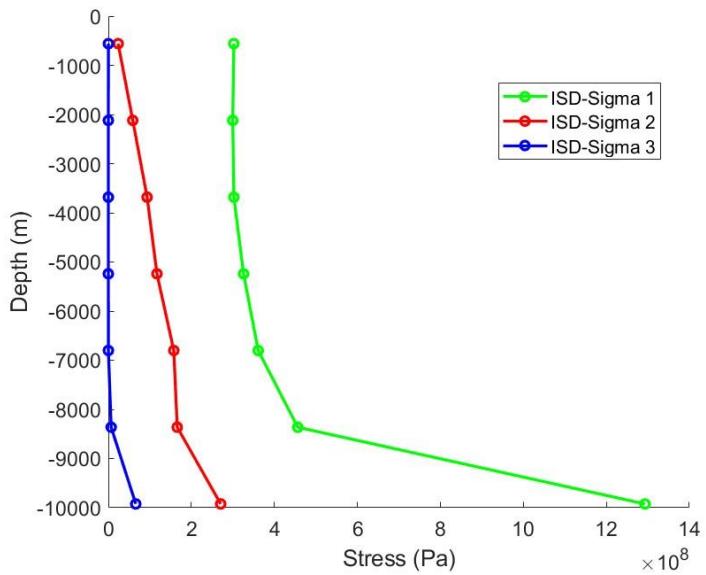


圖 4.27 集集地震前 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地)

4.3.2 集集地震後 2000 年至 2002 年

為了模擬集集地震後地表破裂，在模型中加入車籠埔斷層，將斷層設為較弱的材料參數(表 4.4)，邊界推動的速度依照表 4.1，推動至斷層出現剪力破壞，則認為發生地震。圖 4.27 及圖 4.28 顯示近地表的斷層附近出現剪力破壞(紅色區塊)。調整材料參數以正猜模式逐步收斂地表量測速度及破裂位置。為使數值結果較容易判釋，首先考慮未加重力情況。

表 4.4 集集地震後未加重力模型材料參數表

	Density (kg/m ³)	Cohesion (Pa)	Friction (degree)	Bulk (Pa)	Shear (Pa)	Viscosity (Pa·s)
Upper	3e+03	3e+08	30	5.5e+14	5.5e+14	NA
Fault	3e+03	3e+07	25	3.0e+11	8.0e+11	NA
Bottom	3.2e+03	NA	NA	5.5e+14	5.5e+14	1.0e+22

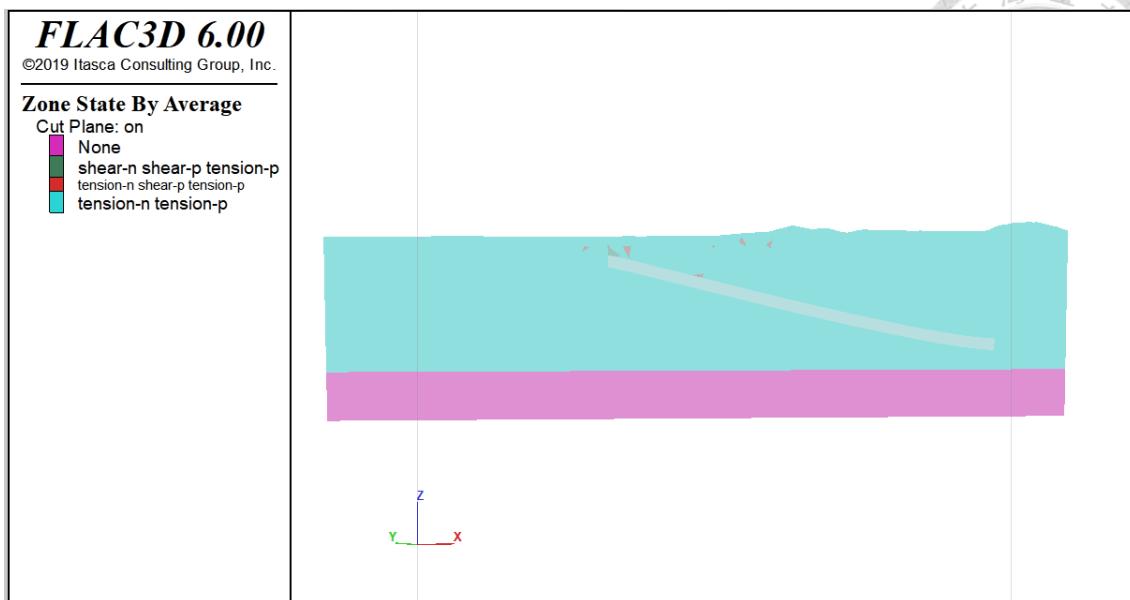


圖 4.28 斷層剪力破壞

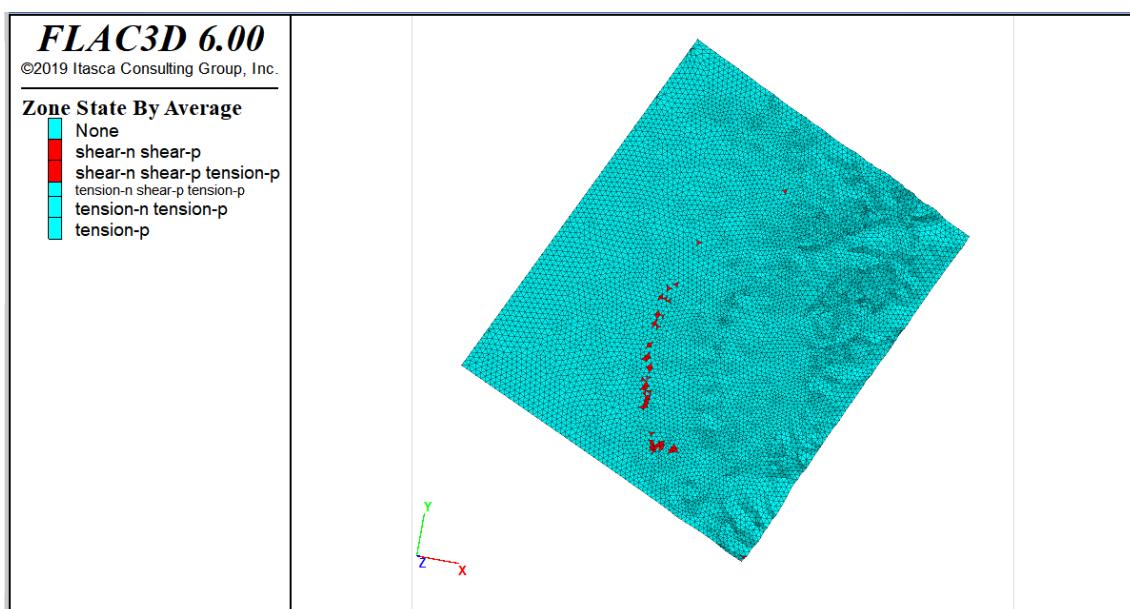


圖 4.29 地表破裂位置

將真實測站量測速度與模型量測速度分別探討方向角與量值差異，圖 4.29 表示真實測站速度與模型量測速度(橘色箭頭)比較結果。圖 4.30 為各測站方向角相似度比較，結果顯示西南邊多數測站有方向相反的情況，而東邊的測站方向角較為吻合。圖 4.31 為各測站量值差異百分比，結果顯示西南方測站的量值差異較大，東邊的量值較為符合。推測原因為研究範圍內西南邊有北港高地，導致西南邊測站在發生集集地震後移動較少，甚至有反方向的情況發生。圖 4.32 為深度 10 公里處

主應力方向。圖 4.33 嘗試在同一目標位置建立集集地震之後主應力隨深度變化圖，

斷層位置大約在深度 6000 公尺左右，可以發現最大主應力量值有明顯降低。

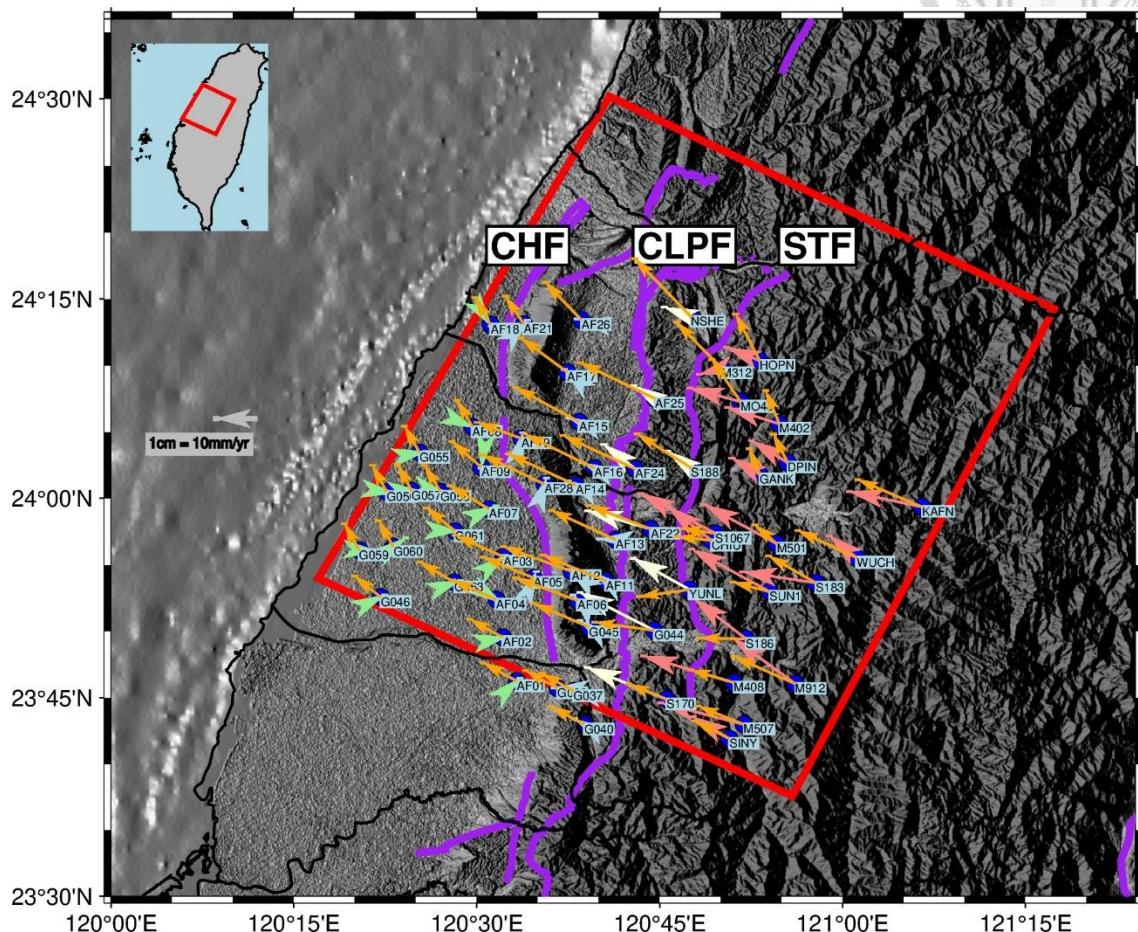


圖 4.30 2000 年至 2002 年 GNSS 測站速度與未加重力模型量測速度比較

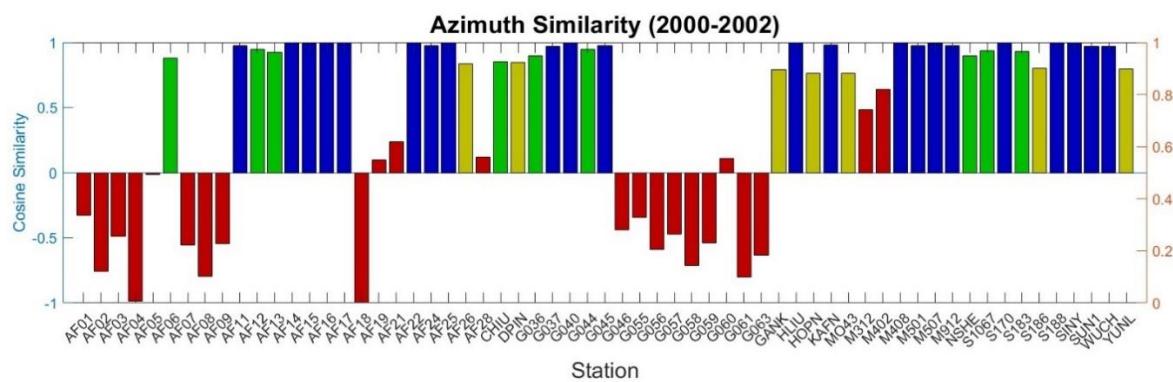


圖 4.31 2000 年至 2002 年 GNSS 測站與未加重力模型量測方向角相似度

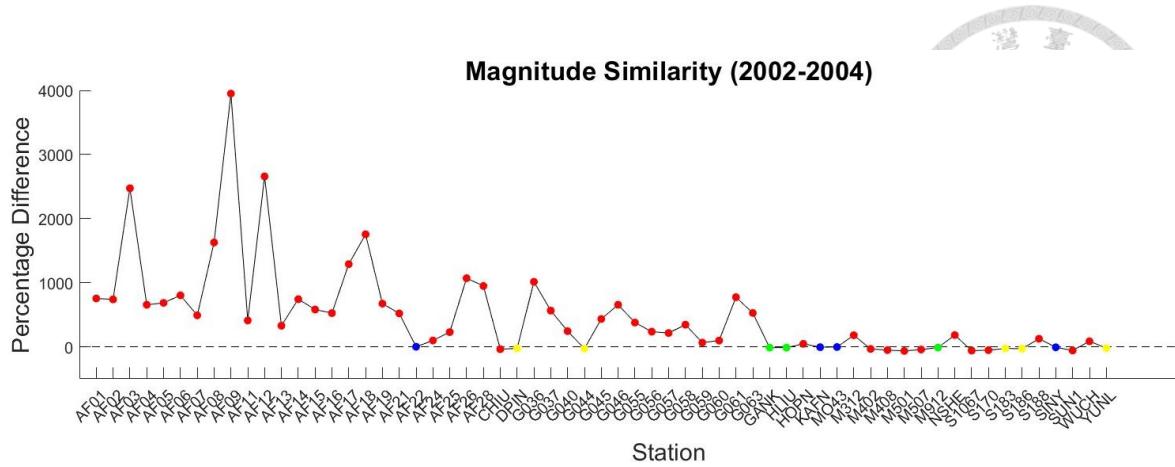


圖 4.32 2000 年-2002 年 GNSS 測站與未加重力模型量測量值相似度

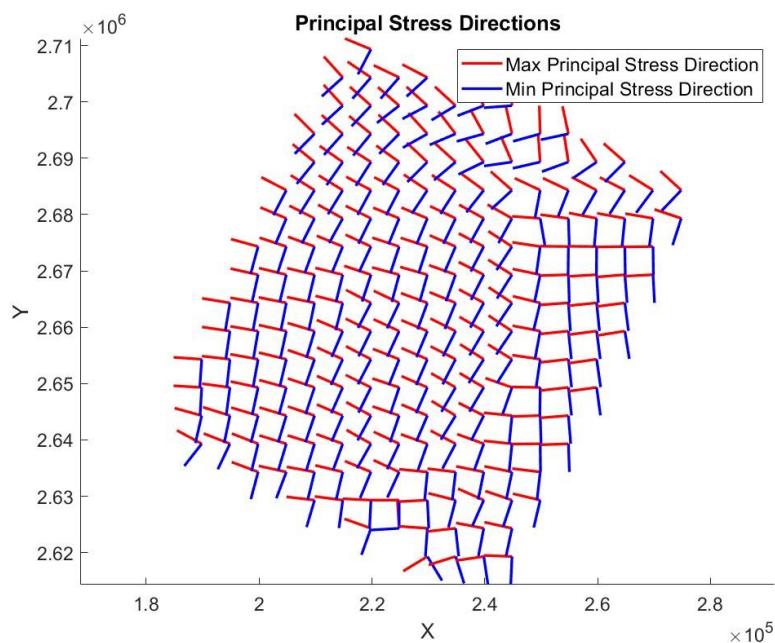


圖 4.33 集集地震後(2000 年-2002 年)模型主應力方向

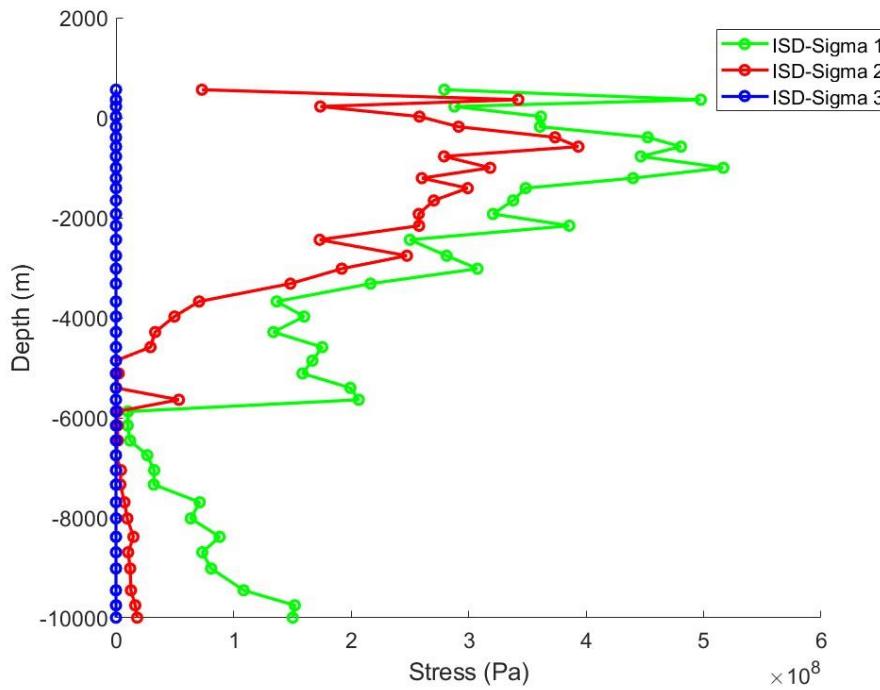


圖 4.34 集集地震後 2000 至 2002 年 ISD 主應力量值隨深度變化
(地表至深度 10000m)

加入北港高地及重力之後，採用表 4.1 的邊界推動速度，重新律定材料參數，表 4.5 為集集地震後加入重力模型材料參數表，圖 4.34 為 2000 年至 2002 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較(加入重力及北港高地)，圖 4.35 為模型目標位置主應力隨深度變化(加入重力及北港高地)。

表 4.5 集集地震後加重力模型材料參數表

	Density(kg/m ³)	Cohesion(Pa)	Friction(degree)	Bulk(Pa)	Shear(Pa)	Viscosity(Pa·s)
Upper	2.6e+03	3e+08	30	5.5e+14	5.5e+14	NA
Fault	2.6e+03	3e+07	25	8.0e+10	8.0e+10	NA
Peikang High	2.75e+03	3e+08	32	8e+14	8e+14	NA
Bottom	2.7e+03	NA	NA	5.15e+14	5.15e+14	1.0e+22

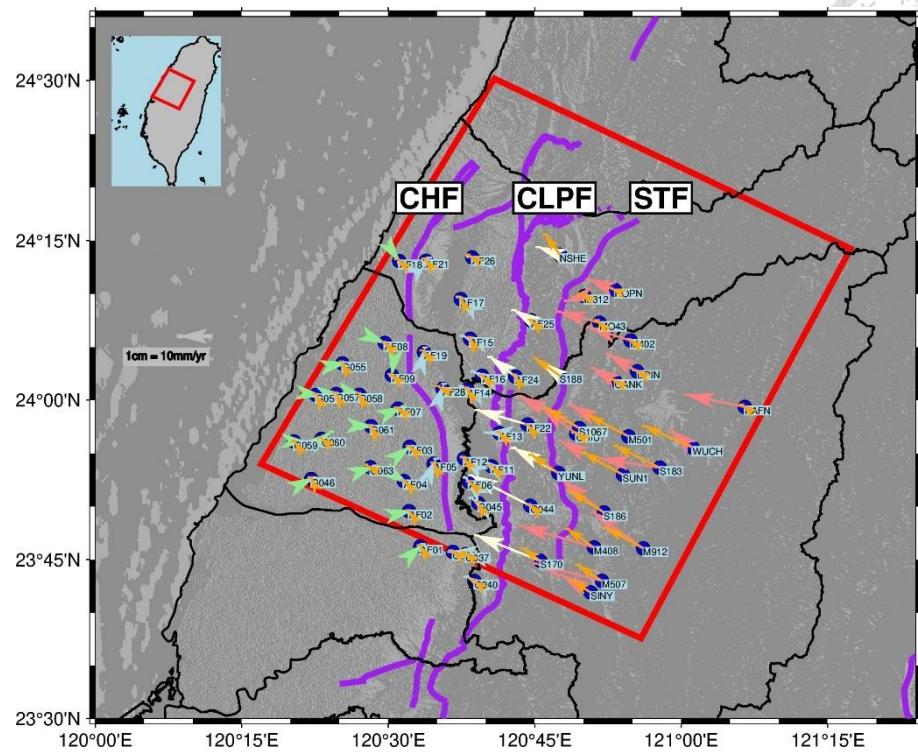


圖 4.35 2000 年至 2002 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較

(加入重力及北港高地)

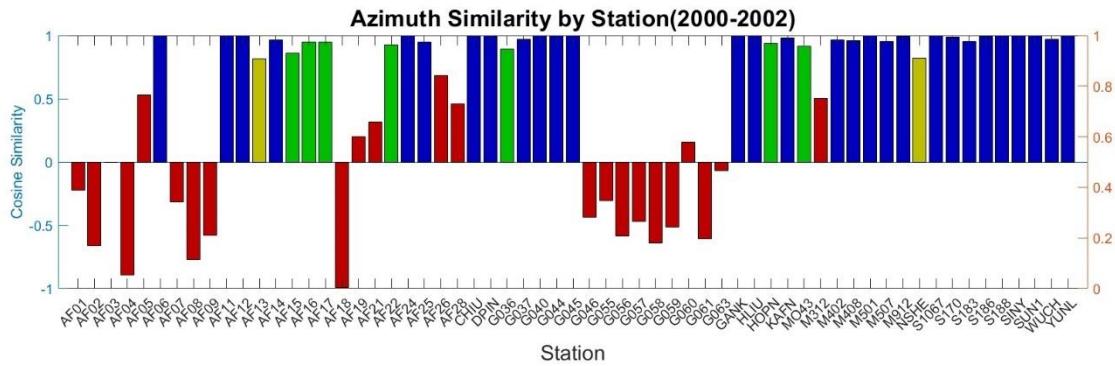


圖 4.36 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測方向角相似度
(加入重力及北港高地)

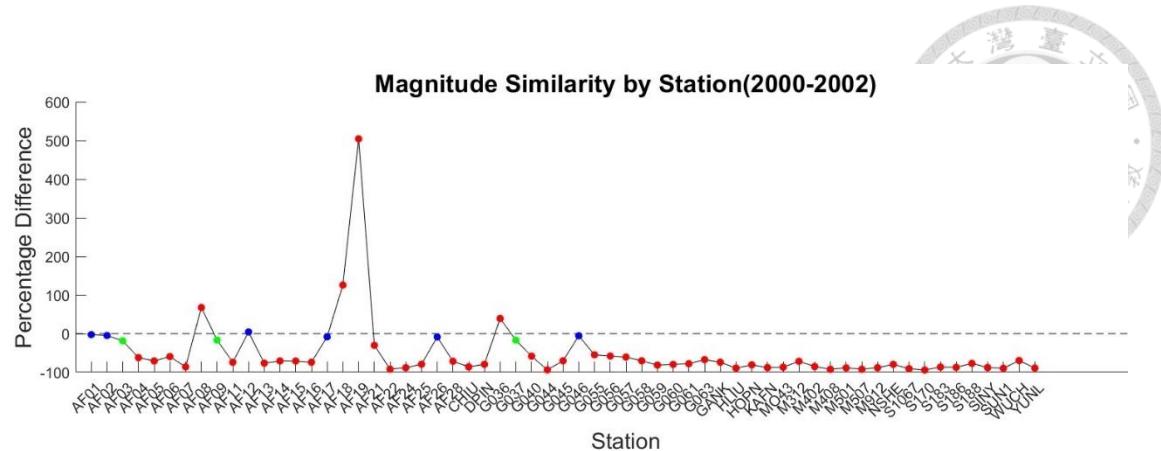


圖 4.37 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測量值相似度
(加入重力及北港高地)

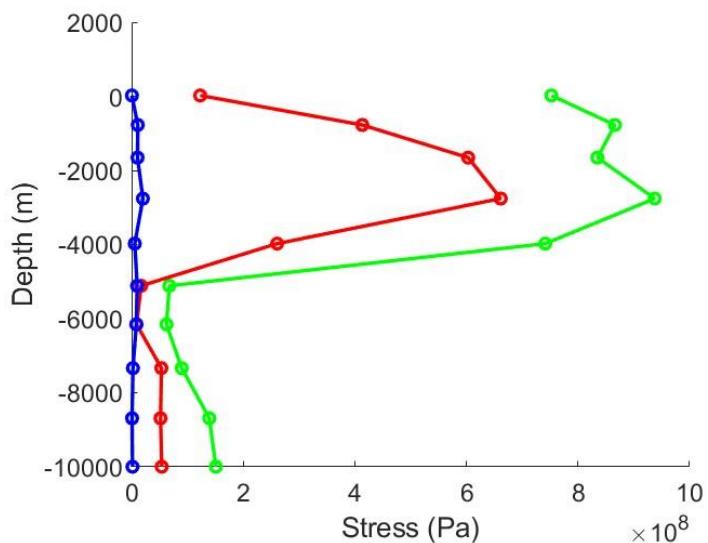


圖 4.38 集集地震後 2000 至 2002 年 ISD 主應力量值隨深度變化
(加入重力及北港高地)

4.3.3 集集地震後 2002 年至 2004 年

接續 4.3.2 節，在同樣的模型設定與材料參數持續推動邊界，模擬真實時間尺度的 2002 年至 2004 年。圖 4.38 為 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與未加重力模型量測速度比較，圖 4.39 為 2002 年至 2004 年 GNSS 測站與未加重力模型量測方向角相似度，圖 4.40 為 2002 年-2004 年 GNSS 測站與未加重力模型量測值相似度，皆顯示北港高地對於研究區域有巨大的影響，造成西南邊的測站方向相反及量值差異百分比較大。圖 4.41 為深度 10 公里處主應力方向。

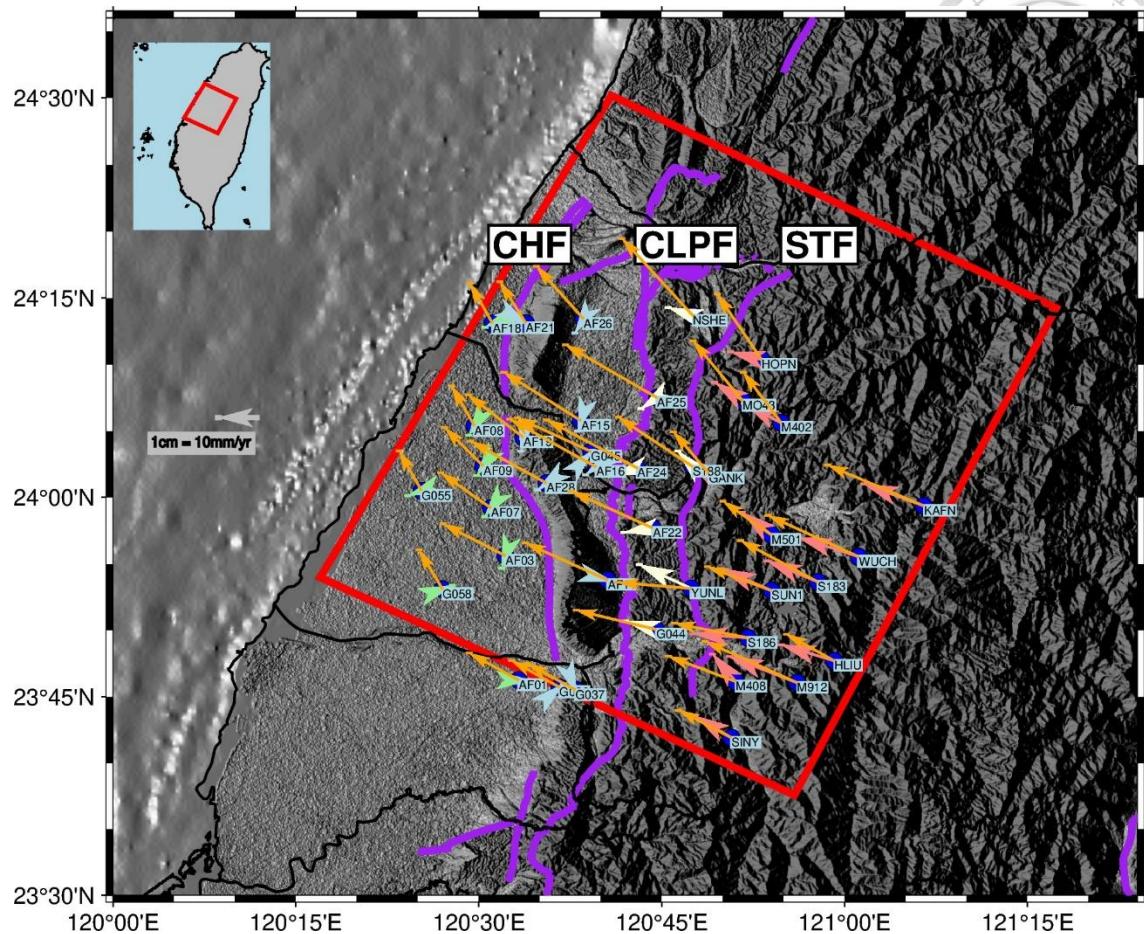


圖 4.39 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與未加重力模型量測速度比較

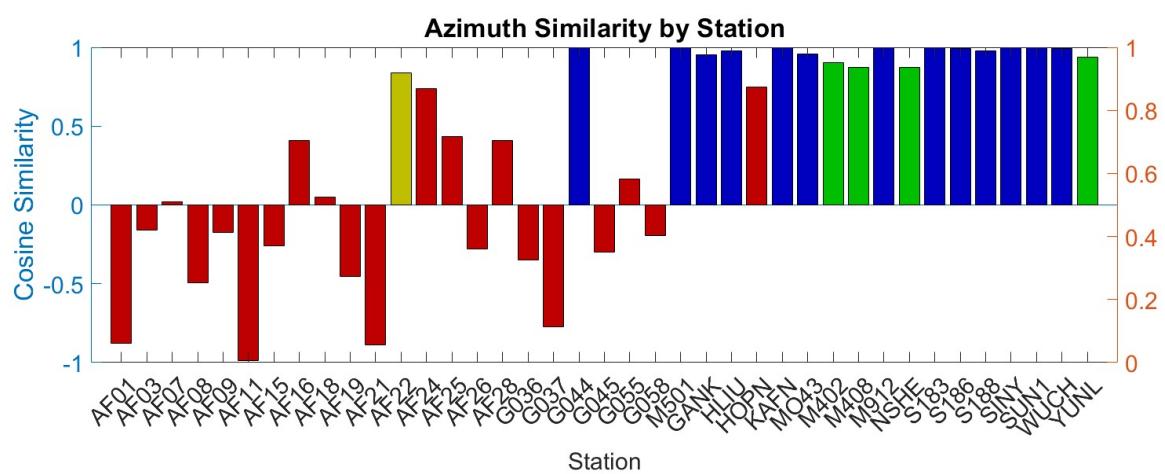


圖 4.40 2002 年-2004 年 GNSS 測站與未加重力模型量測方向角相似度

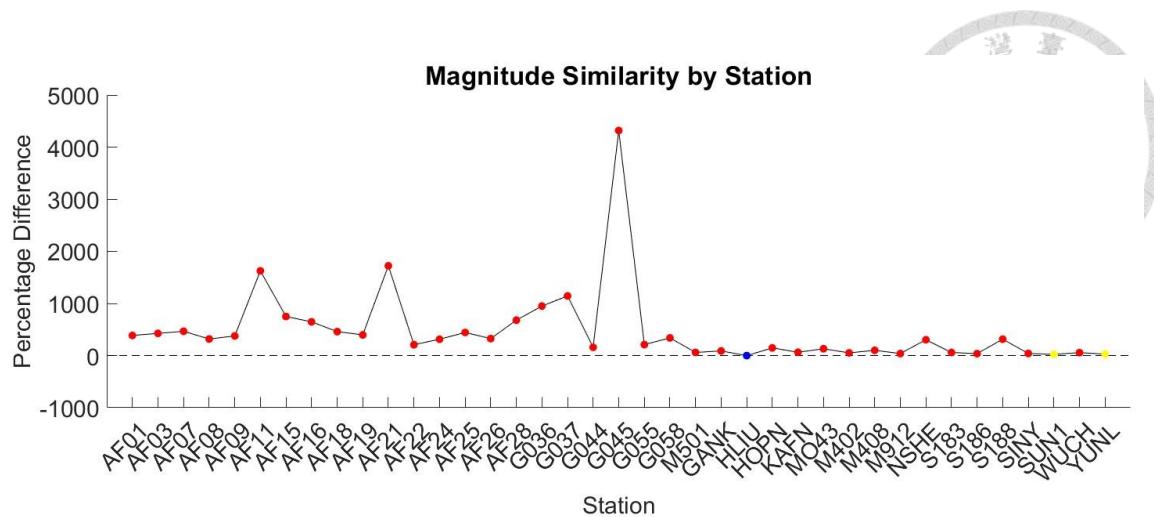


圖 4.41 2002 年-2004 年 GNSS 測站與未加重力模型量測量值相似度

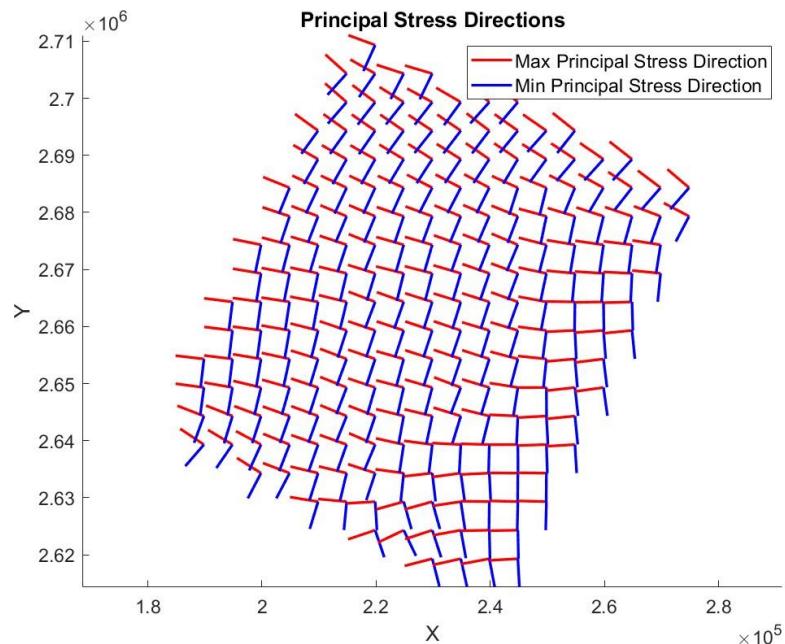


圖 4.42 集集地震後(2002 年-2004 年)模型主應力方向

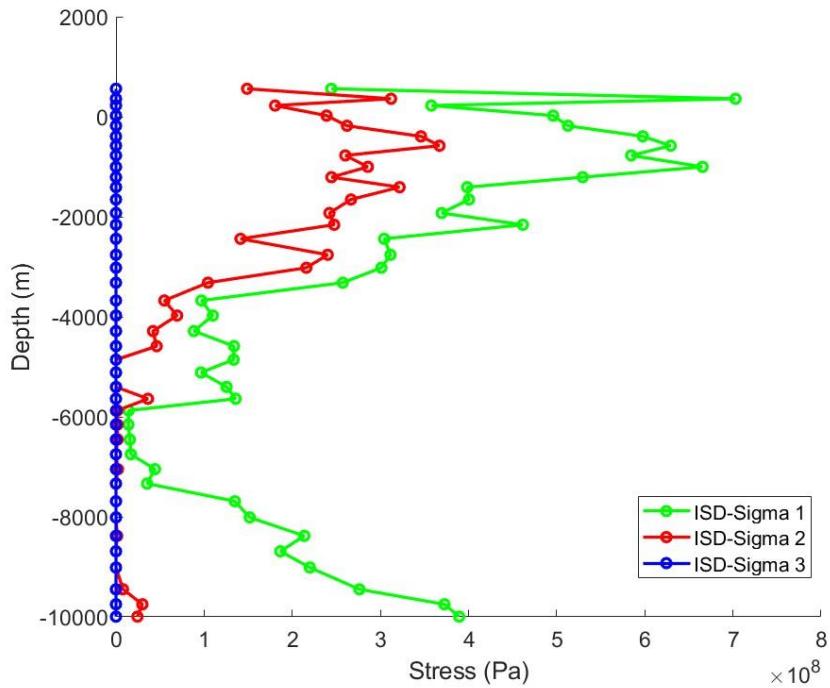


圖 4.43 集集地震後 2002 至 2004 年 ISD 主應力量值隨深度變化
(地表至深度 10000m)

加入北港高地及重力後，持續推動邊界以模擬真實時間尺度的 2002 年至 2004 年。圖 4.44 表示 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較(加入重力及北港高地)，圖 4.45 為 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測方向角相似度(加入重力及北港高地)，圖 4.46 2002 年-2004 年 GNSS 測站與模型量測量值相似度(加入重力及北港高地)，圖 4.47 表示集集地震後 2002 至 2004 年 ISD 主應力量值隨深度變化(加入重力及北港高地)。

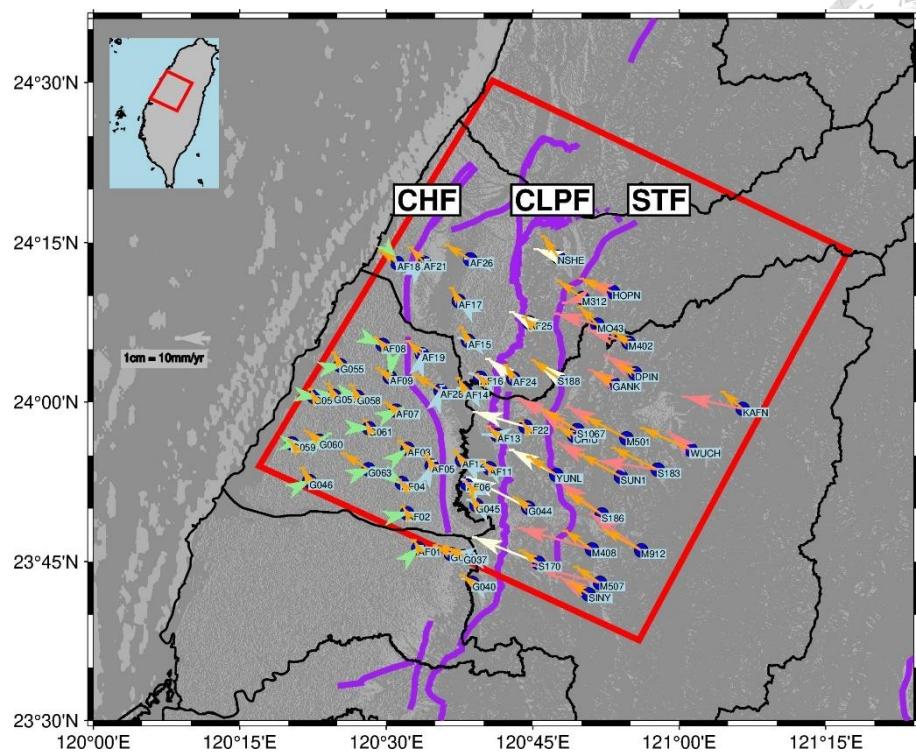


圖 4.44 2002 年至 2004 年 GNSS 測站速度與模型量測速度比較
(加入重力及北港高地)

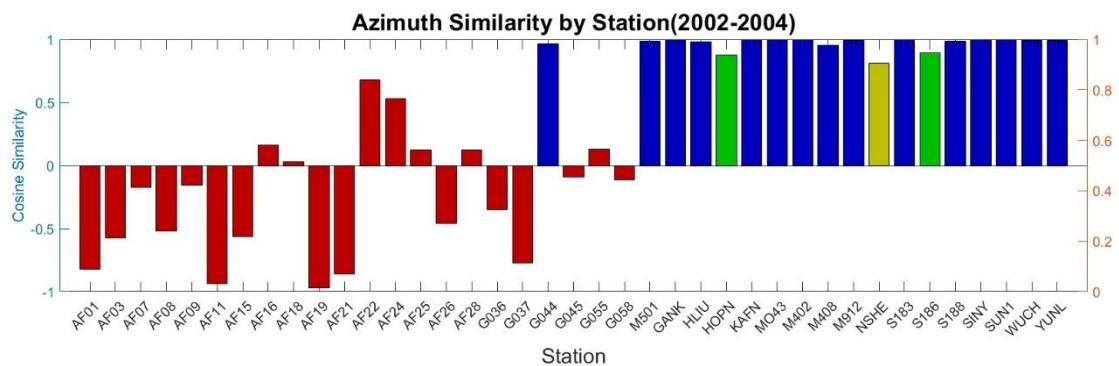


圖 4.45 2000 年-2002 年 GNSS 測站與模型量測方向角相似度
(加入重力及北港高地)

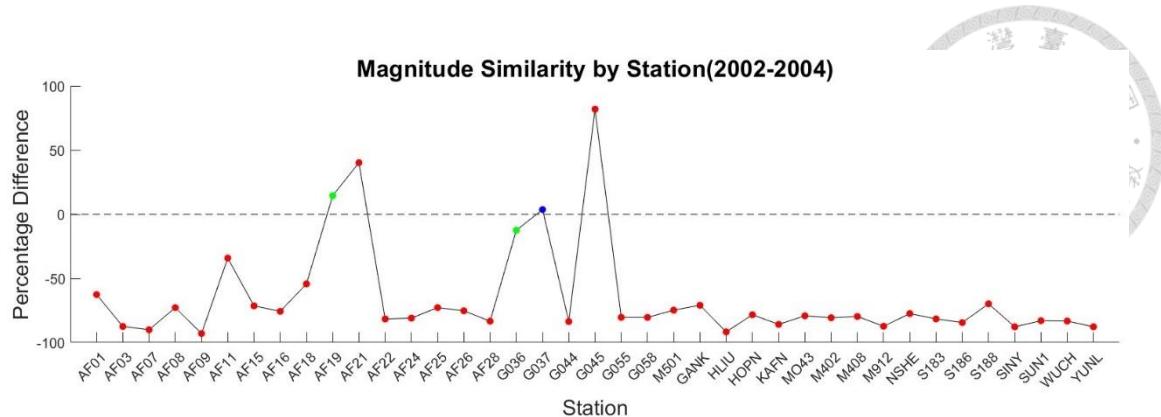


圖 4.46 2002 年-2004 年 GNSS 測站與模型量測量值相似度
(加入重力及北港高地)

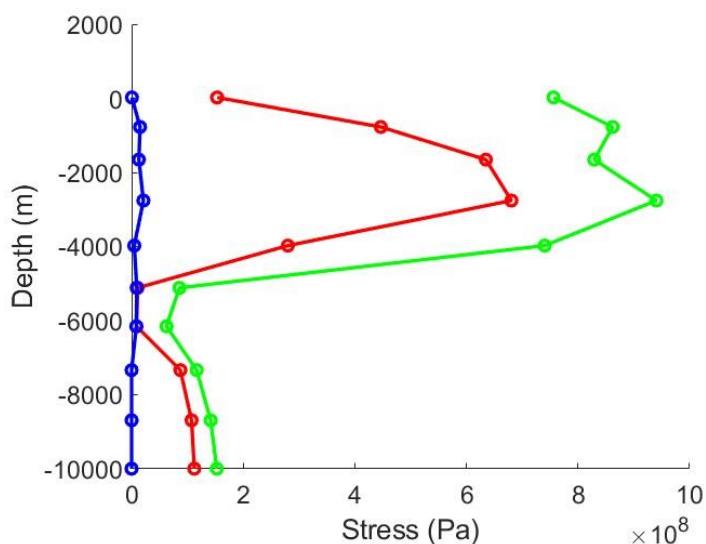


圖 4.47 集集地震後 2002 至 2004 年 ISD 主應力量值隨深度變化
(加入重力及北港高地)

4.4 最終岩石應力模型(FRSM)

依據 4.2.2 的結果，在集集地震發生之前，地表的位移呈現線性分布，這表示斷層材料在破壞前處於均勻的大地應力狀態。然而，當集集地震發生後，斷層發生錯動，導致地表位移的分布不再呈現線性，這反映了地震錯動造成的應力場改變，使得斷層兩側的大地應力不再相同。本研究以集集地震為界，綜合 4.1、4.2、4.3 節，統整現有應力資料並呈現主應力量值不確定性，以 B-B'剖面(圖 3.13)與 Target Location(圖 4.21)為分析對象，發展臺灣中部最終岩石應力模型。



4.4.1 集集地震前(1996 至 1999 年)

圖 4.47 中包含震源機制應力反演(BESM，實心正方點)、FLAC2D 補充現地應力調查(SMM，三角形)、FLAC3D 數值模型(ISD，圓形)，臺灣車籠埔斷層應力整合計畫(TCDP，十字線)，綠色為最大主應力、紅色為中間主應力、藍色為最小主應力。

由於深度 10 公里至深度 15 公里主應力量值相較深度 10 公里至地表主應力量值有數個數量級之差，所以著重討論深度 10 公里以上應力分佈。依據車籠埔斷層上下盤進行震源機制應力反演，探討不同深度主應力量值變化。FLAC2D 模型受重力影響，最大及最小主應力隨深度線性增加，最大主應力量值大約是震源機制反演結果的 0.8 倍，最小主應力量值大約是震源機制反演結果的 1.4 倍。FLAC3D 模型最大主應力大約是震源機制反演結果的 3.8 倍，中間主應力大約是震源機制反演結果的 1.56 倍，而最小主應力大約是震源機制反演結果的 0.57 倍。

本研究使用台灣車籠埔斷層深鑽計畫(Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project)之主應力狀態資料(Yabe et al., 2008)，圖 4.48 重新繪製深度 700 公尺至 1300 公尺之主應力量值分佈，由此應力資料顯示接與本文使用之方法估算出最大主應力量值尚有一個數量級之差，若有更深的應力資料可以再重新校正 BESM、SMM 及 ISD。

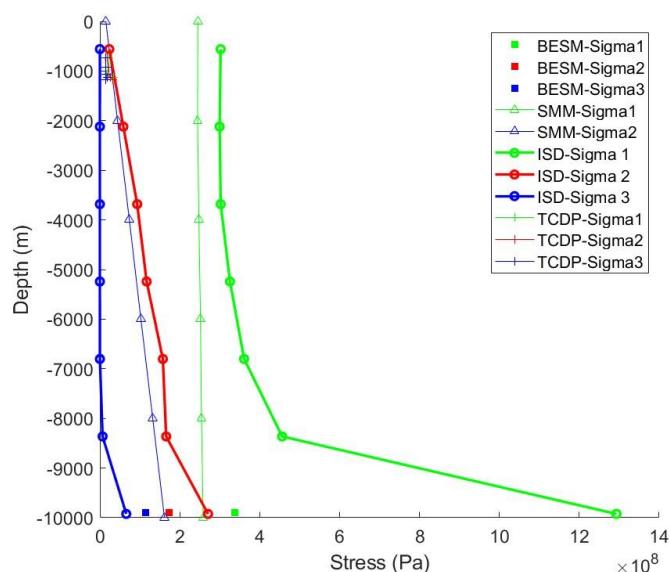


圖 4.48 車籠埔地區 1996-1999 年主應力隨深度變化圖

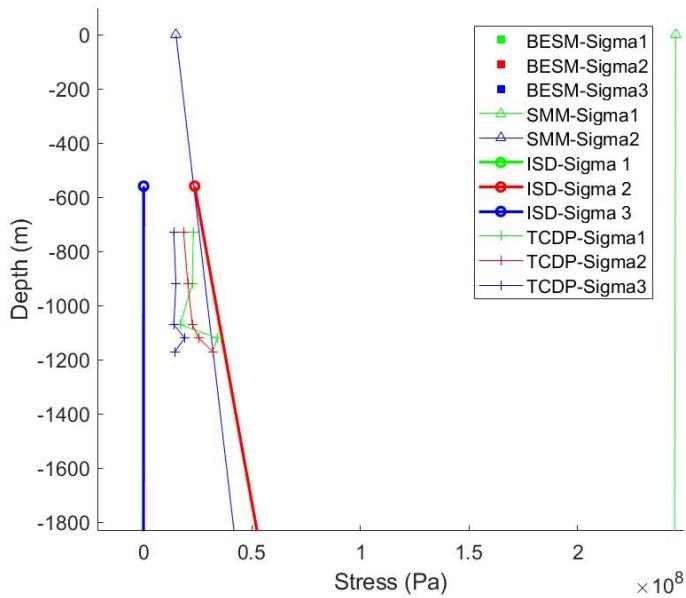


圖 4.49 車籠埔地區 1996-1999 年深度 0m 至深度 1500m 主應力隨深度變化圖
(TCDP 應力資料重繪自 Yabe et al., 2008)

4.4.2 集集地震後(2000 至 2002 年)

本研究嘗試推展集集地震後(2000 年至 2002 年)最終岩石應力模型(圖 4.49)。FLAC2D 模型受重力影響，最大及最小主應力隨深度線性增加，其中在大約深度 5 至 6 公里處最大主應力量值與最小主應力量值出現明顯下降，即為車籠埔斷層位置。在深度 5000m 處最大主應力量值大約是震源機制反演結果的 1.1 倍，最小主應力量值大約是震源機制反演結果的 1.3 倍。在深度 10000m 處最大主應力量值大約是震源機制反演結果的 1.03 倍，最小主應力量值大約是震源機制反演結果的 0.67 倍。

FLAC3D 模型中可以發現大約深度 5 至 6 公里處也有主應力下降情形。FLAC3D 模型在深度 5000m 最大主應力大約是震源機制反演結果的 0.23 倍，中間主應力大約是震源機制反演結果的 0.10 倍，而最小主應力大約是震源機制反演結果的 0.12 倍。在深度 10000m 最大主應力大約是震源機制反演結果的 0.61 倍，中間主應力大約是震源機制反演結果的 0.37 倍，而最小主應力大約是震源機制反演結果的 0.02 倍。圖 4.50 表示地表至深度 3000m 主應力隨深度變化圖。

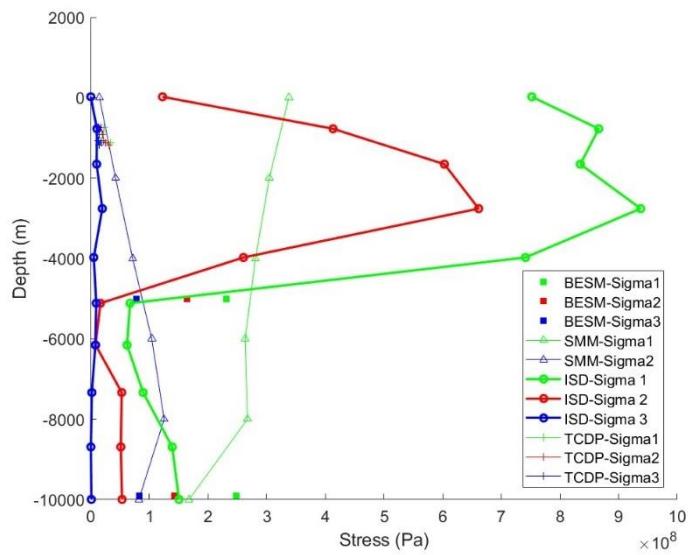


圖 4.50 車籠埔地區 2000-2002 年主應力隨深度變化圖

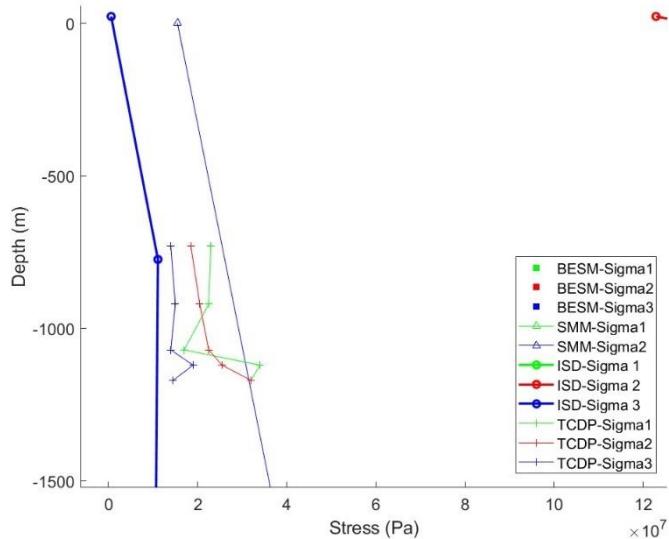


圖 4.51 車籠埔地區 2000-2002 年深度 0m 至深度 2500m 主應力隨深度變化圖

(TCDP 應力資料重繪自 Yabe et al., 2008)

4.4.3 集集地震後(2002 至 2004 年)

本研究嘗試推展集集地震後(2002 年至 2004 年)最終岩石應力模型(圖 4.51)。

FLAC2D 模型受重力影響，最大及最小主應力隨深度線性增加，其中在大約深度 5 至 6 公里處最大主應力量值與最小主應力量值出現明顯下降，即為車籠埔斷層位置。在深度 5000m 處最大主應力量值大約是震源機制反演結果的 1.1 倍，最小主



應力量值大約是震源機制反演結果的 1.5 倍。在深度 10000m 處最大主應力量值大約是震源機制反演結果的 0.45 倍，最小主應力量值大約是震源機制反演結果的 0.74 倍。

FLAC3D 模型中可以發現大約深度 5 至 6 公里處也有主應力下降情形。FLAC3D 模型在深度 5000m 最大主應力大約是震源機制反演結果的 0.37 倍，中間主應力大約是震源機制反演結果的 0.06 倍，而最小主應力大約是震源機制反演結果的 0.12 倍。在深度 10000m 最大主應力大約是震源機制反演結果的 0.45 倍，中間主應力大約是震源機制反演結果的 0.67 倍，而最小主應力大約是震源機制反演結果的 0.04 倍。圖 4.50 表示地表至深度 3000m 主應力隨深度變化圖。

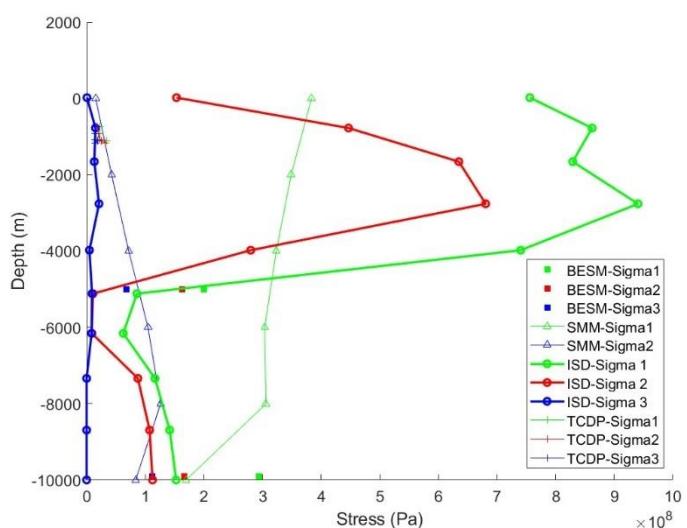


圖 4.52 車籠埔地區 2002-2004 年主應力隨深度

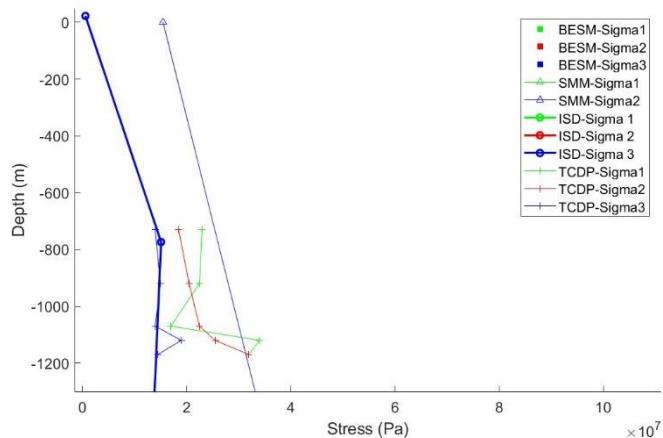


圖 4.53 車籠埔地區 2002-2004 年深度 0m 至深度 1500m 主應力隨深度變化圖

第五章 結論與建議



本研究依據 Zang and Stephansson(2009)提出最終岩石應力模型框架，以臺灣中部車籠埔鄰近地區依據最佳估算應力模式、現地應力量測方法、整合測定模式，統整不同來源之應力資料，估計應力量值不確定性據以發展最終岩石應力模型。針對前述主要方法，統整本研究結論與建議。

5.1 結論

5.1.1 最佳估算應力模式(BESM)

本研究以臺灣中部車籠埔鄰近地區作為研究區域，考慮以集集地震、應力回復時間、GNSS 地表位移鬆弛時間作為時間序，採用震源機制應力反演法，在合理的假設下求得研究區域主應力方向與量值。

5.1.2 補充現地應力量測方法(SMM)

本研究使用位移勢函數差分法，嘗試透過位移邊界及應力邊界計算域內位移場及應力場，建立邊界條件與位移勢矩陣關係，並以一案例說明此方法與 FLAC2D 差異。

選擇地表位移向量自東至西一致性較佳的 3 個剖面，透過 FLAC2D 模擬二維應力場，作為補充現地應力資料。

5.1.3 整合測定模式(ISD)

本研究使用 FLAC3D 分別建立集集地震前後真實尺度數值模型，簡化研究區域內地質構造，透過推動邊界模擬遠域應力，經迭代調整後以地表位移接近 GNSS 測站觀測值的模擬成果，推求地殼應力量值。

5.1.4 最終岩石應力模型(FRSM)

本研究綜合前述方法統整不同來源的應力資料，除了主應力量值之外，嘗試推求研究區域內應力量值不確定性，透過真實應力資料重新修正 BESM、SMM、ISD。



5.2 建議

5.2.1 最佳估算應力模式(BESM)

1. 集集地震後地殼應力方向改變，建議需考慮應力回復時間點作為不同最終岩石應力模型的依據。
2. 透過一些假設及修改，使用 Vavryčuk (2014)迭代反演法可以快速計算主應力量值及不確定性。
3. 可以依據震源機制解的深度及地震來源分析不同深度之主應力狀態。

5.2.2 現地應力量測方法(SMM)

1. 使用位移勢函數建立位移與應力關係，若考慮體積力，可以提供一種二維補充現地應力量測方法。
2. 對於地震後可以採用含有 interface 的位移勢函數差分法，將模擬區域視為兩種彈性材料。
3. 使用差分法解算位移勢函數矩陣時，可以採用 GMRES 法，透過設定最小容許誤差使得奇異矩陣較容易收斂。

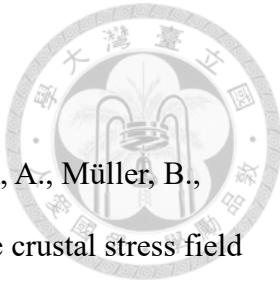
5.2.3 整合測定模式(ISD)

1. 為完善臺灣中部最終岩石應力模型，應考慮包含車籠埔斷層、雙冬斷層、彰化斷層、北港高地等地質構造，使模擬結果更貼近事實。
2. 斷層及構造參數會直接影響地表速度分布，進行敏感度分析律定各構造參數。

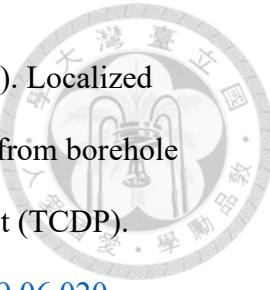
5.2.4 最終岩石應力模型(FRSM)

1. 若有現地量測應力資料，可以一併加入最終岩石應力模型。
2. 最終岩石應力模型包含不同來源應力資料，依據不同資料品質調整的權重，可以降低應力量值不確定性。

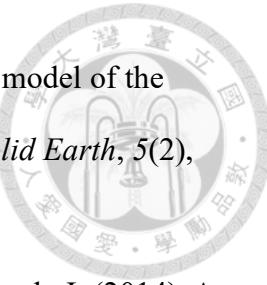
參考文獻



1. Ahlers, S., Röckel, L., Hergert, T., Reiter, K., Heidbach, O., Henk, A., Müller, B., Morawietz, S., Scheck-Wenderoth, M., & Anikiev, D. (2022). The crustal stress field of Germany: A refined prediction. *Geothermal Energy*, 10(1), 10. <https://doi.org/10.1186/s40517-022-00222-6>
2. Bhuiyan, M. Y. (2013). *Interface stress analysis of two bonded isotropic materials by finite difference method*.
3. Heidbach, O., Liang, W.-T., Morawietz, S., von Specht, S., & Ma, K.-F. (2022). *Stress Map of Taiwan 2022*. <https://doi.org/10.5880/WSM.Taiwan2022>
4. Hu, J.-C., Yu, S.-B., Angelier, J., & Chu, H.-T. (2001). Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2), 2265–2280. <https://doi.org/10.1029/2000JB900196>
5. Hyett, A. J., Dyke, C. G., & Hudson, J. A. (n.d.). *A Critical Examination of Basic Concepts Associated With the Existence And Measurement of In Situ Stress*. Retrieved 17 June 2024, from <https://dx.doi.org/>
6. Kruszewski, M., Hofmann, H., Alvarez, F. G., Bianco, C., Haro, A. J., Garduño, V. H., Liotta, D., Trumpy, E., Brogi, A., Wheeler, W., Bastesen, E., Parisio, F., & Saenger, E. H. (2021). Integrated Stress Field Estimation and Implications for Enhanced Geothermal System Development in Acoculco, Mexico. *Geothermics*, 89, 101931. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101931>
7. Li, X., Gao, K., Feng, Y., & Zhang, C. (2022). 3D geomechanical modeling of the Xianshuihe fault zone, SE Tibetan Plateau: Implications for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 839, 229546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229546>



8. Lin, W., Yeh, E.-C., Hung, J.-H., Haimson, B., & Hirono, T. (2010). Localized rotation of principal stress around faults and fractures determined from borehole breakouts in hole B of the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project (TCDP). *Tectonophysics*, 482(1), 82–91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.020>
9. Liu, C., Zhu, B., Yang, X., & Shi, Y. (2016). Geodynamic background of the 2008 Wenchuan earthquake based on 3D visco-elastic numerical modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 252, 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.01.003>
10. Martínez-Garzón, P., Heidbach, O., & Bohnhoff, M. (2020). Contemporary stress and strain field in the Mediterranean from stress inversion of focal mechanisms and GPS data. *Tectonophysics*, 774, 228286. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228286>
11. Michael, A. J. (1984). Determination of stress from slip data: Faults and folds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B13), 11517–11526. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>
12. Nath, S. K. D., Ahmed, S. R., & Kim, S.-G. (2010). On the displacement potential solution of plane problems of structural mechanics with mixed boundary conditions. *Archive of Applied Mechanics*, 80(10), 1125–1147. <https://doi.org/10.1007/s00419-010-0428-5>
13. Peña Clavijo, S., Dash, A., Baby, G., Alafifi, A. M., & Finkbeiner, T. (2024). Modelling principal stress orientations in the Arabian Plate using plate velocities. *Geological Society, London, Special Publications*, 546(1), SP546-2022–2327. <https://doi.org/10.1144/SP546-2022-327>
14. Rajabi, M., Heidbach, O., Tingay, M., & Reiter, K. (2017). Prediction of the present-day stress field in the Australian continental crust using 3D geomechanical–numerical models. *Australian Journal of Earth Sciences*, 64(4), 435–454. <https://doi.org/10.1080/08120099.2017.1294109>



15. Reiter, K., & Heidbach, O. (2014). 3-D geomechanical–numerical model of the contemporary crustal stress state in the Alberta Basin (Canada). *Solid Earth*, 5(2), 1123–1149. <https://doi.org/10.5194/se-5-1123-2014>
16. Reiter, K., Heidbach, O., Schmitt, D., Haug, K., Ziegler, M., & Moeck, I. (2014). A revised crustal stress orientation database for Canada. *Tectonophysics*, 636, 111–124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.006>
17. Rousset, Baptiste, Sylvain Barbot, Jean-Philippe Avouac, and Ya-Ju Hsu. 2012. ‘Postseismic Deformation Following the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan: Implication for Lower-Crust Rheology’. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117(B12). doi: [10.1029/2012JB009571](https://doi.org/10.1029/2012JB009571).
18. Talukdar, M., Sone, H., & Kuo, L.-W. (2022). Lithology and Fault-Related Stress Variations Along the TCDP Boreholes: The Stress State Before and After the 1999 Chi-Chi Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(2), e2021JB023290. <https://doi.org/10.1029/2021JB023290>
19. Vavryčuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 199(1), 69–77. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu224>
20. Wu, Y.-M., Hsu, Y.-J., Chang, C.-H., Teng, L. S., & Nakamura, M. (2010). Temporal and spatial variation of stress field in Taiwan from 1991 to 2007: Insights from comprehensive first motion focal mechanism catalog. *Earth and Planetary Science Letters*, 298, 306–316. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.047>
21. Yabe, Y., Song, S.-R., & Wang, C.-Y. (2008). In-situ stress at the northern portion of the Chelungpu fault, Taiwan, estimated on boring cores recovered from a 2-km-deep hole of TCDP. *Earth, Planets and Space*, 60(8), 809–819. <https://doi.org/10.1186/BF03352832>



22. Yang, Y.-R., & Johnson, K. M. (2020). Crustal Stress State in Taiwan: Moderately Strong Crust Supporting Gravitational and Flexural Loading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(11), e2020JB019530. <https://doi.org/10.1029/2020JB019530>
23. Zang, A., & Stephansson, O. (2009). *Stress Field of the Earth's Crust*. Springer Science & Business Media.
24. Ziegler, M. O., & Heidbach, O. (2020). The 3D stress state from geomechanical–numerical modelling and its uncertainties: A case study in the Bavarian Molasse Basin. *Geothermal Energy*, 8(1), 11. <https://doi.org/10.1186/s40517-020-00162-z>
25. 石作珉、鄧博維、劉振維、蕭富元 (1994)。利用套鑽法量測現地應力之研究。地工技術, 46 卷, 23-34。
26. 陳錦清、俞旗文 (1994)。坪林隧道沿線水力破裂法現地應力量測。地工技術, (46), 35-46。<https://doi.org/10.30140/SG.199406.0003>
27. 侯進雄 (2007)。台灣活動斷層構造相關地殼變形監測研究〔博士論文，國立臺灣大學〕。華藝線上圖書館。<https://doi.org/10.6342/NTU.2007.03004>
28. 柯明淳、林義凱、湯宜瑾、賴奕修、葉柏逸、陳文山、楊耿明、吳逸民、柯孝勳 (2017)。活動斷層地下三維資料建置與應用規劃。國家災害防救科技中, 105-T07。

附錄 口試紀錄暨回覆表



口試委員	Question	Answer
葉恩肇副教授	斷層上下盤的震源機制 解應力反演應分開考慮。	P37 中，以車籠埔斷層分為上下盤分別進行震源機制應力反演。
	GNSS 的 reference site 在哪裡？	本研究採用 GNSS 測站原點以澎湖白沙連續追蹤站 S01R 作為原點。
	p29 結果的主應力量值 太大，不合常理。	本研究所採用 Vavryčuk (2014)的迭代反演法，其中假設以土層平均單位重影響最大，應調整至合理的土壤單位重(2.7 t/m^3)。
	材料參數的設定是如何 依據？	本研究依據地表測站速度作為標準，調整模型材料參數及邊界速度至模型量測結果與真實測站趨勢相同。



口試委員	Question	Answer
黃信樺博士	不施加重力的原因是什麼？	本研究為簡化模型，推動階段為施加重力，已在後續補上施加重力的結果。
	結果顯示研究區域內受北港高地影響很大，應加入北港高地至數值模型中。	閱讀北港高地相關文獻後，已在後續補上增設北港高地的結果。
	SMM 的二維補充應力資料應作為 ISD 三維數值模型的應力量值基礎。	本研究應修改此方法論的連接性，將前面所得的應力結果作為下個方法的應力量值基礎。
	是否有考慮震源機制解的誤差以及品質？	本研究使用 Wu et al.(2008) 的震源機制解資料庫，且未考慮震源機制解的誤差。
	建議可以在研究區域選擇一個測站作為原點，將其餘測站量值扣除原點測站數值。	謝謝老師建議，目前以澎湖白沙當作量測原點，輸入模型邊界的速度會以各邊界的相對速度推動。



口試委員	Question	Answer
楊宜蓉博士	為何其他文獻都使用 Abaqus，你使用 FLAC3D，有何特點？	本研究未來發展會與 PFC3D 耦合，因此採用 FLAC3D。
	現在數值模型有考慮水壓嗎？	本研究目前尚未考慮水壓。
	數值模型在深度 10 公里處設為 Maxwell 組成律有任何依據嗎？	本研究依據 Rousset et al.(2012)中，其中一個數值模型設定。
	有量測斷層滑動量嗎	本研究依據地表位移反算速度作為與真實量測測站比較的依據。
張國楨教授	研究區域內有三條斷層，但在模型中只有加入車籠埔斷層，未考慮的要在論文中說明。	本研究依據集集地震作為主要事件，雙冬斷層及彰化斷層在本研究中視為不錯動，因此在數值模型中未考慮此構造。
	建議在斷層上下的材料參數，應設置為不同參數。	考量到模型以正猜模式收斂地表位移至觀測結果，未來可以考慮斷層上下盤不同材料參數，使模擬條件與真實情況一致。
	在數值模型中，數值模型中 10 公里界面形狀並不精確。	待閱讀相關文獻之後，未來可以嘗試建立不同深度不同位置的形狀。
	應多加強調在研究中求取應力量值的特色。	謝謝老師建議，已在本文中修改。