

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣海峽震源機制及其應力狀態

Earthquake Focal Mechanisms and
the Inferred Stress Orientations in the Taiwan Strait

The seal of National Taiwan University is a circular emblem. It features a central design with a book and a torch, surrounded by the university's name in Chinese characters. The text '陳硯歆' is superimposed over the seal.

陳硯歆

Yen-Shin Chen

指導教授：喬凌雲博士

趙里博士

Advisor : Ling-Yun Chiao, Ph.D.

Li Zhao, Ph.D.

中華民國 99 年 6 月

June, 2010

國立臺灣大學（碩）博士學位論文 口試委員會審定書

台灣海峽震源機制及其應力狀態

Earthquake Focal Mechanisms and
the Inferred Stress Orientations in the Taiwan Strait

本論文係陳硯歆君(R97241305)在國立臺灣大學理學系、
所完成之碩（博）士學位論文，於民國 99 年 06 月 30 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：

（簽名）

（指導教授）

系主任、所長

（簽名）

致謝

最要感謝我的兩位指導教授—趙里老師和喬凌雲老師，在研究所這兩年來，甚至是大學專題期間細心指導和協助，使得本文能如期完成，於此由衷致上最誠摯的謝意。趙老師總是如此耐心地指導我，以鼓勵代替責備，帶領我認識了地震學的奧妙；喬老師縱使所務繁忙，但對我們學生的關心從沒少過，謝謝老師每次報告前的 meeting 對我們的曉以大義。

感謝口試委員黃柏壽博士、梁文宗博士以及顏宏元博士對學生論文提供了諸多寶貴的意見及指正。謝謝江準熙學長，提供了應力的理論知識與程式使得本研究得以順利完成，特此感謝。

兩年來，謝謝地科系以及海研所的同学、學長姐弟妹們。小班、服雄、志杰、于珊從大學到今天對我的關心和照顧。好室友繹如，一起變胖的夏天和徹夜未眠的談天。青青、圓圓、硯香與你們一起無數個趕作業的夜晚和互相打氣、抱怨的同窗情誼，雅婷和咪咪讓我們報帳無後顧之憂，小馬、阿樹、蓋共、鶴瀚、小塗、云如、眯眯眼、邢博森、映年... 等人，想念那些我們擁有的快樂時光。謝謝辛亥路好吃的早餐，給我活力滿滿的一天。

最後，將此文獻給我最親愛的爸爸、媽媽和妹妹以及從小最關心我的叔叔、外公和外婆，我愛你們，謝謝你們讓我在充滿溫暖和歡笑的家庭裡長大，讓我自由發展，做自己喜歡的事。

摘要

台灣海峽位於歐亞大陸邊緣，屬於被動性大陸邊緣。而由地體構造之觀點切入，其坐落於台灣弧陸碰撞帶和穩定之歐亞大陸板塊之間。雖然主要地震能量釋放發生於板塊邊界，但由過去紀錄顯示，一向被認為板塊內部地區的台灣海峽卻仍有為數不少的地震活動發生。然而，因為觀測資料的不足，有關台灣海峽地殼構造研究的工作和文獻相當有限，缺乏系統性之震源機制解研究。本研究使用海峽兩側區域寬頻和短週期地震測站之波形資料求解出自 1991 年以來 55 筆台灣海峽中小型地震震源機制解，並利用所求得之解進一步估計區域構造應力狀態。

本研究採用 Zhao & Helmberger [1994] 和 Zhu & Helmberger [1996] 所建立之 Cut-and-Paste (CAP) 波形逆推法以求解震源機制解，並應用 Gephart & Forsyth [1984] 所發表之 Focal Mechanism Stress Inversion (FMSI) 法和 Michael [1984, 1987] 的 Linear Stress Inversion with Bootstrapping (LSIB) 法來估計區域應力型態。

本研究斷層型態結果顯示，整個台灣海峽區域地震絕大多數為深度 30 公里內之淺層地震且以走向滑移斷層為主，並伴隨著多處張裂活動，僅在海峽東北部擁有少數逆斷層地震活動。究其原因，也許暗示著此區域是介於台灣地區板塊隱沒與碰撞造山帶之碰撞壓縮環境與中國大陸東南沿海之伸張應力環境的轉換帶。而海峽南部以 1994 年 9 月為首之地震餘震序列，則呈現較為一致之正斷層特性。

應力結果顯示，台灣海峽區域無法視為單一均勻應力場，較為合理的解釋是將海峽區域劃分為四個應力均質區。台中、新竹外海區域由 σ_1 主軸方向顯示，即使位於變形前緣西側，此區仍受到板塊碰撞效應影響。而台南陸上、沿海區域顯示在變形前緣兩側，空間上應力變化十分高頻。整體而言，台灣海峽就應力結果表現出張裂應力狀態，且 σ_3 由南而北呈現由南北向往東西向偏轉之現象。針對兩應力方法結果之比較，認為雖然兩方法所得之應力主軸方向大致相同，但就可信

度範圍和集中程度，本研究區域目前以 LSIB 法較為適用。

關鍵詞:台灣海峽、震源機制、波形逆推、應力逆推。



Abstract

The Taiwan Strait is situated on the Eurasia continental shelf, and, from a tectonic perspective, it sits between the arc-continent collision zone of Taiwan in the east and the stable Eurasian continent in the west. Although the majority of seismic moment release occurs at the plate boundaries, there are still seismic activities in the Taiwan Strait, within the Eurasia Plate. Seismic studies have been very limited in the Taiwan Strait, and the crustal structure and the earthquakes in the strait have been poorly understood. In this study, we determine the depths and focal mechanisms of 55 small and moderate earthquakes in Taiwan Strait since 1991 using regional broadband and short-period waveform records from stations on both sides of the strait, and then estimate orientations of the principle stresses from these focal mechanism solutions.

In this study, the focal mechanisms are inverted by the cut-and-paste (CAP) of Zhao & Helmberger [1994] and Zhu & Helmberger [1996]. The focal mechanism stress inversion (FMSI) method of Gephart & Forsyth [1984] and the linear stress inversion with bootstrapping (LSIB) method of Michael [1984, 1987] are adopted to estimate the stress orientations in the region.

Our result suggests that most events in the Taiwan Strait occurred in the crust above 30-km depth, and strike-slip faulting mechanism dominates in most of the region, although there are some extensional activities and a few thrust events in the northeast of the Taiwan Strait. This may be interpreted as resulting from the transition between extensional and compressional regimes. Focal mechanisms in the south show that strike-slip and normal faulting mechanisms dominate, consistent with the aftershock behavior of the largest event occurred in the region in September, 1994.

Our tests on stress-field orientation estimation indicate that the Taiwan Strait as a

whole cannot be represented by a single homogeneous stress orientation. A more reasonable interpretation of our tests is to divide the region into four stress regimes. For the stress field in the northeastern part of the Taiwan Strait, the azimuth of σ_1 is consistent with that in previous studies carried out on the island that reveals the variation pattern determined mainly by the direction of the plate motion of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasia Plate. Our result also shows a rapid spatial change in stress orientation off the coast near Tainan within a short distance about 30 km, indicating very different tectonic regimes on the two sides of the deformation front. Base on the results of both FMSI and LSIB stress inversion methods, the western part of the Taiwan Strait experiences an extensional stress, and the direction of σ_3 rotates clockwise from north-south direction in the south to east-west direction in the north. Although results for stress orientations from FMSI and LSIB methods are compatible in regions of relatively homogeneous stresses, based on the confidence ranges of the two results, we believe that the LSIB method is more suitable for the stress-field estimation in the Taiwan Strait.

key words: Taiwan Strait 、 focal mechanism 、 waveform inversion 、 stress inversion.

目 錄

口試委員會審定書	I
誌謝	II
中文摘要	III
英文摘要	V
目錄	VII
圖目錄	IX
表目錄	XI
第一章 緒論	1
1.1 台灣海峽構造	1
1.1.1 臺灣海峽之地貌與構造特性	1
1.1.2 臺灣海峽之地震活動情形	2
1.1.3 臺灣海峽之地殼厚度研究	4
1.2 研究動機與目的	5
1.3 本論文內容	6
第二章 台灣海峽內部地震震源機制解	15
2.1 震源機制解	15
2.2 求解震源機制解之方法	15
2.3 Cut And Paste(CAP)方法	20
2.4 一維速度模型與格林函數庫之建立	22
2.5 波形資料來源與處理	23
2.6 震源機制結果	24
2.7 震源機制結果分區討論	25
第三章 台灣海峽內部之應力狀態	47

3.1 區域構造應力型態之估計	47
3.2 圖解法(Graphics Method)	48
3.3 數值逆推法(Numerical Inversion Method)	49
3.3.1 Focal Mechanism Stress Inversion(FMSI)	50
3.3.2 Linear Inversion Method with Bootstrapping(LSIB)	51
3.3.3 可信度範圍	52
3.4 區域應力逆推結果和討論	53
第四章 結論	74
參考文獻	77
附錄 A	81



圖目錄

	頁次
圖 1.1 臺灣周圍海域地形及隱沒系統架構圖.....	7
圖 1.2 臺灣海峽地理位置及地質分區示意圖.....	8
圖 1.3 臺灣海峽裂谷岩漿活動示意圖.....	9
圖 1.4 1604 年泉州地震震央區域斷裂帶構造簡圖.....	10
圖 1.5 大陸東南沿海與臺灣區域地震震源機制解分佈圖.....	11
圖 1.6 臺灣海峽地震分佈圖.....	12
圖 1.7 臺灣海峽地殼厚度分佈結果.....	13
圖 1.8 臺灣海峽莫荷面深度分佈圖.....	14
圖 2.1 點震源之地震矩張量於卡氏座標示意圖.....	28
圖 2.2 震矩可依照其物理特性分解圖.....	29
圖 2.3 斷層幾何面示意圖.....	30
圖 2.4 P-S 波初動與輻射型態推求震源機制原理.....	31
圖 2.5 本研究使用之波段和逆推方法示意圖.....	32
圖 2.6 台灣與南加州一維平均分層地下速度模型.....	33
圖 2.7 地下速度模型測試圖.....	34
圖 2.8 中央氣象局地震觀測網(CWBSN)觀測地殼深度範圍內最小規模地震之 極限分布圖.....	35
圖 2.9 三分量波形展示.....	36
圖 2.10 本研究進行震源機制求解之地震事件、使用之測站分布圖.....	37
圖 2.11 S13 速度型感震器儀器響應曲線圖.....	38
圖 2.12 本次研究所求解出 55 個地震解之分布圖.....	39
圖 2.13 本次研究所求解出地震解依照斷層類型分類之分布圖.....	40

圖 2.14 台灣海峽地震深度剖面圖.....	41
圖 2.15 套疊地形分區圖之台灣海峽震源機制分布圖.....	42
圖 2.16 台灣地區地震帶分區與震源特性示意圖.....	43
圖 2.17 套疊入構造線之台灣海峽震源機制分布圖.....	44
圖 3.1 台灣地區大地應力狀況.....	58
圖 3.2 震源機制與地殼應力之關係示意圖.....	59
圖 3.3 RD 圖解法之震源機制應力分析原理示意圖.....	60
圖 3.4 RT 圖解法之震源機制應力分析原理示意圖.....	61
圖 3.5 Gephart 之數值逆推震源機制之應力分析原理示意圖.....	62
圖 3.6 本研究進行應力逆推時所使用之台灣海峽地區震源機制解.....	63
圖 3.7 台灣海峽格點應力逆推結果.....	64
圖 3.8 本研究所區分之台灣海峽應力分區示意圖.....	65
圖 3.9 台中、新竹外海應力逆推結果.....	66
圖 3.10 台南沿海、陸上應力逆推結果.....	67
圖 3.11 台南沿海應力逆推結果.....	68
圖 3.12 台南陸上應力逆推結果.....	69
圖 3.13 台灣海峽西半部應力逆推結果.....	70
圖 3.14 台灣海峽西北部應力逆力逆推結果.....	71
圖 3.15 台灣海峽南部應力逆推結果.....	72
圖 3.16 台灣海峽應力狀態簡圖.....	73

表目錄

頁次

表 2.1 台灣海峽地震震源機制解參數表.....	45
---------------------------	----



第一章 緒論

1.1 臺灣海峽構造

臺灣海峽地處歐亞板塊與菲律賓海板塊碰撞邊緣之重要地帶，雖然該地區有相當程度的地震活動，但由於長期受限於地理現實環境的觀測條件，故對於海峽之地球物理，特別是地殼構造以及地震學之研究工作相當有限。大部分研究也僅侷限於海峽近陸的兩側，針對臺灣海峽全區域的研究數量並不多。

1.1.1 臺灣海峽之地貌與構造特性

臺灣海峽的地理位置位於東海和南海之間，主要區域屬於南中國海大陸棚的一部份，其以東為活躍的弧陸碰撞帶，以西為穩定的歐亞大陸板塊(圖 1.1)。海峽內部平均海水深度小於一百公尺。其邊界之東、西兩側分別以臺灣西部海岸線和中國大陸東南沿海之海岸線為界，南界為臺灣南端的鵝鑾鼻與廣東南澳島的連線，北界則大致是臺灣北部富貴角和福建平潭的連線。形狀略成東北-西南走向的狹長矩形，南北長約 380 公里，東西寬約 190 公里，總面積約為 80,300 平方公里，約為臺灣島面積的兩倍。

在海峽地貌上，依照產生機制的不同可分為東西兩部分，海峽西岸由喜馬拉雅期大陸邊緣張裂造成一系列陸緣地塹盆地，主要地質走向與中國大陸東南沿海低山丘陵所表現的東北向或北北東向嶺谷相間型態一致(謝以萱, 1983)，表明海峽地貌是中國大陸東南沿海沿岸陸地地貌的延續。在海峽東岸也就是臺灣西側海岸邊緣，因受到歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊擠壓抬升的結果，雖仍舊保持裂谷形貌且亦成東北向分佈，但地形梯度變化較海峽西岸明顯得多。

在地體構造方面，臺灣海峽發育于燕山期東亞陸緣活化帶上，經過新生代早中時期陸緣擴張造成一系列陸緣裂谷和地塹盆地(圖 1.2)。雖歷經新生代中新世晚期，菲律賓海板塊往西北推擠使得呂宋島弧擠壓歐亞板塊，臺灣島受推擠抬升作用並形成臺灣海峽而讓裂谷受到強烈變動，但仍舊在構造、地貌特徵上保留著

裂谷的型態。臺灣海峽由構造分區從北而南可分為三部分，分別是海峽盆地、東沙-澎湖隆起帶與台南盆地(圖 1.2)。海峽盆地位於臺灣島西側，北起觀音隆起南至東沙-澎湖北緣斷裂帶與北港高區，整體亦呈現東北走向，其形成時間可追溯至白堊紀早期，後經古第三紀強烈拉張陷落，於新第三紀受到海侵，並於新第三紀晚期到第四紀時期受到擠壓封閉。此區由許多小型斷裂由北而南可細分為南日島盆地、台西盆地與澎湖盆地(圖 1.2)。海峽中央隆起部分為東沙-澎湖隆起，於中新世中期的張裂時期，臺灣海峽明顯的拉張作用，使得大陸邊緣岩石圈變薄，軟流圈岩漿上湧，引發一系列的玄武岩質岩漿活動(圖 1.3) (Chung et al., 1994)，於是形成了位於裂谷中部一正向構造的澎湖隆起，並由一組西北向斷裂將東沙-澎湖隆起帶從北往南切割為澎湖隆起、北港隆起、臺灣淺灘隆起以及東沙隆起(圖 1.2)。台南盆地位於澎湖群島以南，北以澎湖隆起為界，西南與東沙隆起與珠江口盆地相隔，東南則銜接南中國海盆地，其盆地內部發育一系列的正斷層。台南盆地在盆地類型上，屬於大陸地殼的邊緣帶狀盆地與前期發育的內部張裂盆地。大體而言，海峽地形就是一系列的海底盆地與海底隆起的組合且為海峽兩岸地貌往海底之延伸。

1.1.2 臺灣海峽之地震活動情形

從全球整體來看雖然約有 95%的地震矩能量釋放位於板塊邊界，尤其是擠壓型之板塊邊界，但仍有可觀數量的地震活動發生在板塊邊界之外，稱為板塊內地震，展現出板塊內部之變形特性。這些地震距離板塊邊界超過 100 公里，因為與板塊邊界已有一定之距離，所以目前對於板塊內地震在大地構造中扮演的角色和其動力來源，還無法清楚瞭解。目前對於板塊內地震的解釋是可能與地函物質對流作用有關，對流產生的拉張作用造成位於板塊內部老斷層帶的再次活動，但這一方面的詳細動力學過程仍有待進一步的研究。板塊內地震根據統計，其地震週期較板塊邊界地震長得多，也就是有較高的應力降現象，需較長的時間作應力恢

復。板塊內地震可依地震發生位置細分為兩類，第一種類型是較靠近板塊邊界的，第二種類型則是分佈於板塊內部的。臺灣海峽地震即屬於第一種類型的板塊內地震，其在大地構造上扮演的角色，相對於第二種類型的板塊內地震是較容易瞭解的，其發生原因是雖然板塊擠壓時大部分能量會累積在板塊邊界中，但仍有部分能量會傳達並累積在板塊內部地殼較為破碎的區域，北美西部的 Basin and Range 地區、發生於日本內陸的地震和 2009 發生於中國四川省的汶川大地震皆屬於此一類型。

即使絕大部份的地震能量釋放於板塊邊界，但臺灣海峽在歷史上亦發生過數次規模 6.0 以上的強震，其中能量釋放最大的地震事件發生於 1604 年泉州外海地震，此次地震根據紀載對於華南沿海城市造成很大的災害，依照過去研究顯示其發震位置位於牛山島--兄弟嶼斷裂帶以東且主震發生前後皆伴隨著頻繁的前震和餘震（許振棟, 2006）（圖 1.4）。根據臺灣中央氣象局和中國大陸福建省地震局資料的整理蒐集（林松建 等, 2009）（圖 1.5），可以觀察到發生在臺灣區域的地震型態相當複雜多變，且地震多集中於臺灣東半部以及西南外海，西半部的地震多半規模較小且呈現走滑帶逆衝特性。1994 年 9 月 16 日在台南盆地西側外緣發生有紀錄以來最大規模的地震事件，其規模高達 6.5，且為一東西走向之淺源正斷層。因其最大伸張軸方向和臺灣島長軸方向平行，故判斷其發震原因和臺灣造山運動導致的板塊撓曲伸張無關（Kao & Wu, 1996），但對其強震動力來源，是否是因為菲律賓海板塊向歐亞板塊不均勻的推擠作用，抑或是南中國海板塊再次擴張，因無法就單一淺層地震事件獲得結論，故仍有待進一步的分析探討。中國大陸東南沿海區域的地震其地震矩釋放較臺灣區域小得多，而區域的斷層形態主要以滑移和正斷層型態為主，且越往內陸地震呈現正斷層的性質越是明顯。而夾在兩個區域之間的臺灣海峽，除了少許走滑斷層和 1994 年西南外海的正斷層地震之外，地震事件之震源機制解相對於其他區域而言是明顯缺失的。臺灣海峽難道近乎沒有地震活動嗎？在進一步的地震事件資料整理後（圖 1.6），發現海峽內即使地震規模大

部分為中小型地震，但仍舊有為數不少的地震事件發生，並有三個明顯的地震群集，分別位於台中-新竹外海和台南外海以及 1994 年地震群集。其中台中-新竹外海、台南外海這兩地震群集之間分隔著一相對穩定的北港高區地塊，由島內地震位置分佈也可發現此一區塊的地震活動度相對來言是非常低的，而海峽北端與中央部分相對而言地震活動度亦較低，其原因也有可能是這些地區的地震與海峽兩側之測站相距較遠而不易被紀錄到。海峽西側地震分佈大致均勻且活動度低於海峽東側。整體而言，海峽地震就深度分佈絕大部分屬於淺層地震，根據資料顯示只有五筆地震事件深度超過 40 公里，目前判斷其原因可能是因為網外地震而導致定位誤差過大所致。台南盆地與海峽其他構造分區相比其地震矩能量釋放是大很多的，顯示其構造活動是較活躍的。但該地區絕大部分地震也同樣缺乏有系統之震源機制解。

1.1.3 臺灣海峽之地殼厚度研究

臺灣海峽地處板塊碰撞邊緣之重要地帶，但由於長期受限於地理現實環境的觀測條件，故對於海峽之地殼構造以及地球物理之研究與文獻相當有限，其研究大多局限於海峽近陸的兩側，針對臺灣海峽全區域的研究數量並不多。為了能進一步瞭解臺灣地區受到板塊碰撞下造山運動之模式，於是自一九八零年代，開啟了關於臺灣海峽區域內地質與地球物理的構造解釋。對於海峽莫荷面研究，以重力頻譜分析法，推求得到臺灣海峽莫荷面深度變化為 30~39 公里(陳正泓, 1996)，此結果求得之深度可視為莫荷面平均深度的初步估計。爾後，依據 Pn 地震波的研究指出(Huang et al., 1998)，臺灣海峽下方的莫荷面傾角變化平緩，且由於臺灣海峽的 Pn 波的平均速度大於臺灣地區，於是推測臺灣海峽的地殼厚度較臺灣地區厚，並可將臺灣海峽視為歐亞大陸的一部份。史旻弘(2001)利用重力資料估算臺灣海峽區域六條二維剖面的地殼厚度約 25~30 公里，且大致是呈中間淺薄兩側較厚的分佈情況(圖 1.7)。接著以分析 BATS 測站的遠震接收函數(receiver

function)，進而推得地殼及部分上部地函的一維速度構造，得到金門站的地殼厚度約 28~32 公里(Kim et al., 2004)。之後，以接收函數法推測出金門測站地殼厚度約 29 公里，而馬祖站則為 33~34 公里(廖彥喆, 2005)。此外，謝獻祥(2009)蒐集分析海峽兩側之重力資料進行海底地形效應修正，利用重力與莫荷面深度關係式求得臺灣海峽整體莫荷面起伏平緩且在 30 公里上下，由西南往東北為厚-薄-厚分佈，最淺的莫荷面深度出現在澎湖島下方，約 27~28 公里深(圖 1.8)，可能原因是過去海峽陸沿張裂時，深部岩漿上湧所造成，其成果與過去研究相符，且提供更完整詳細的資訊。

1.2 研究動機與目的

臺灣海峽屬於南中國海大陸棚的一部份，從構造的觀點來看，其以東為活躍的弧陸碰撞帶，以西為穩定的歐亞大陸板塊。雖然絕大部分的地震活動和地震矩能量釋放發生於板塊縫合處，而過去豐富的研究和資料，也使得我們對於臺灣地區地震特性和構造有相當程度的瞭解。相反地，礙於臺灣海峽現實環境的限制，無法廣設測站進行紀錄以對於臺灣海峽區域地下構造作足夠探討，導致海峽於區域地質構造解釋上相對於臺灣是缺失的。全區地震活動雖不及臺灣島及其東部外海地區頻繁，但歷史上仍發生若干規模六以上的地震，其中最受人矚目的事件以 1604 年發生在泉州外海規模到達八以上的地震以及 1994 年 9 月 16 日發生於台南盆地外緣規模到達 6.5 的地震，這些事件亦引起相當的注意和討論，但我們至今無法就這些單一事件對於其發震機制得到一致的共識。根據中央氣象局和福建省地震局地震目錄顯示，過去二十年以來，規模 2 以上的海峽地震約有八百起，其中規模三以上的地震亦多達百起以上。而這些地震事件其發震位置已偏離了菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊的交界帶，於是亦引發了我們好奇，到底是甚麼樣的機制驅使這些板塊內地震的發生？此一地區發生強震的動力來源，是否來自菲律賓海板塊向歐亞板塊不均勻推擠的作用，抑或是受到地殼下部或是上部地函物質流

動導致？如果我們能求解出這些海峽地震的震源機制解，這將為我們瞭解海峽地震的發震機制並進一步認識區域地體構造以及區域應力應變型態提供直接的觀測證據。

1.3 本論文內容

本論文之研究內容主要分為四部分：在本章緒論裡回顧了以往與臺灣海峽研究區域相關之研究成果及學術文獻，並對區域地質、地形與構造等背景資料加以介紹，亦提出尚待厘清的問題以闡明本研究之動機與目的。本研究所使用的方法主要有二，包括以地震學方法求解震源機制解以及利用多個震源機制解來估計區域應力場的方法，分別在第二、三章中詳細論述。同時對於兩種方法中使用的數據選取與分析以及所得到的計算結果進行討論。在第四章的結論中，對於本研究所獲得之研究成果，綜合前人研究資料而做出歸納與總結。最終希望於前人的研究基礎上，對於臺灣海峽的地震機制和區域構造活動能有更進一步的認識。



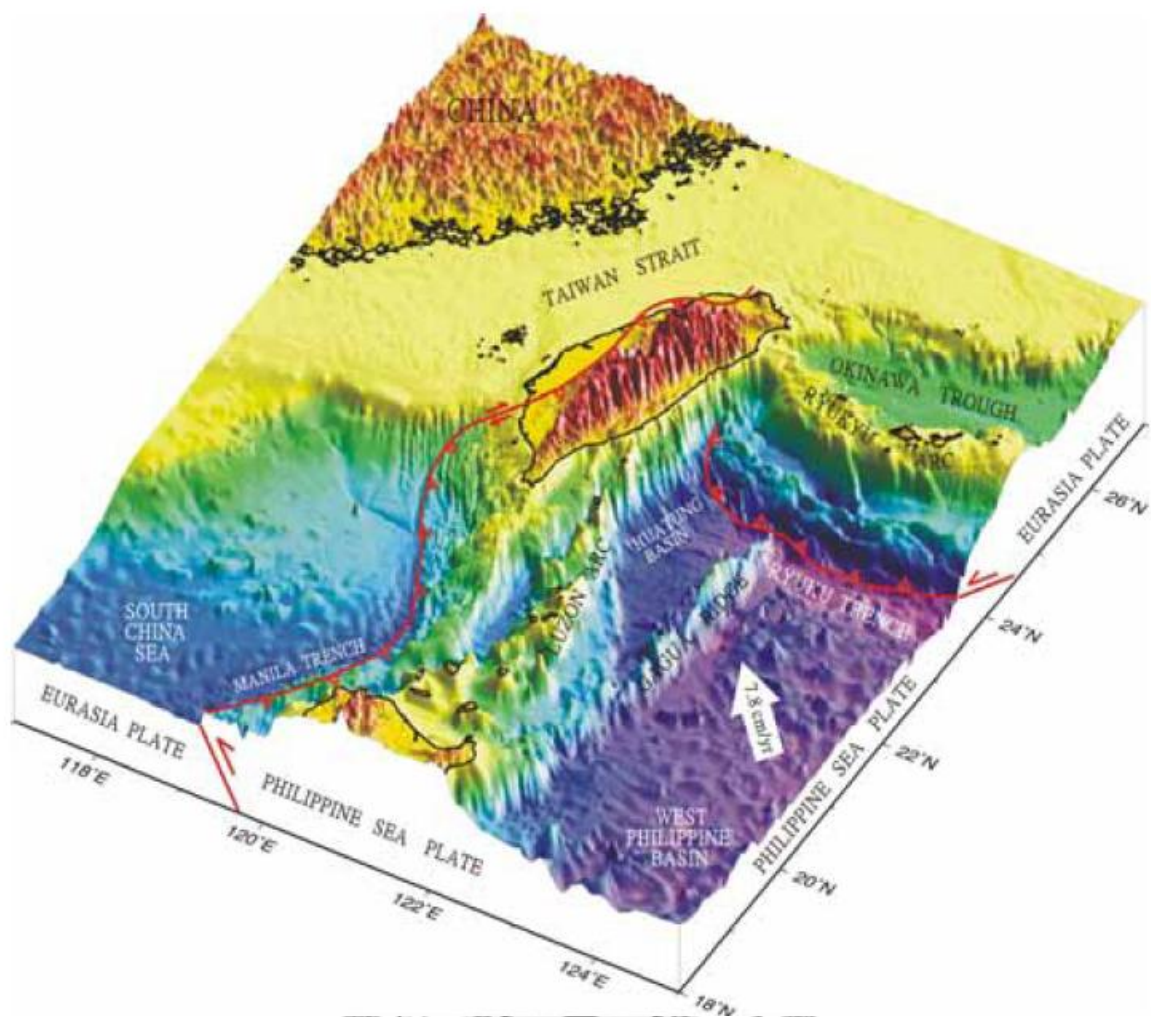


圖 1.1：臺灣周圍海域地形及隱沒系統架構圖(Liu et al., 1998)。臺灣東部的菲律賓海板塊向西北方向隱沒到歐亞大陸板塊邊緣的琉球島弧之下；在臺灣西南部，歐亞板塊則向東隱沒到菲律賓海板塊西緣的呂宋島弧之下。

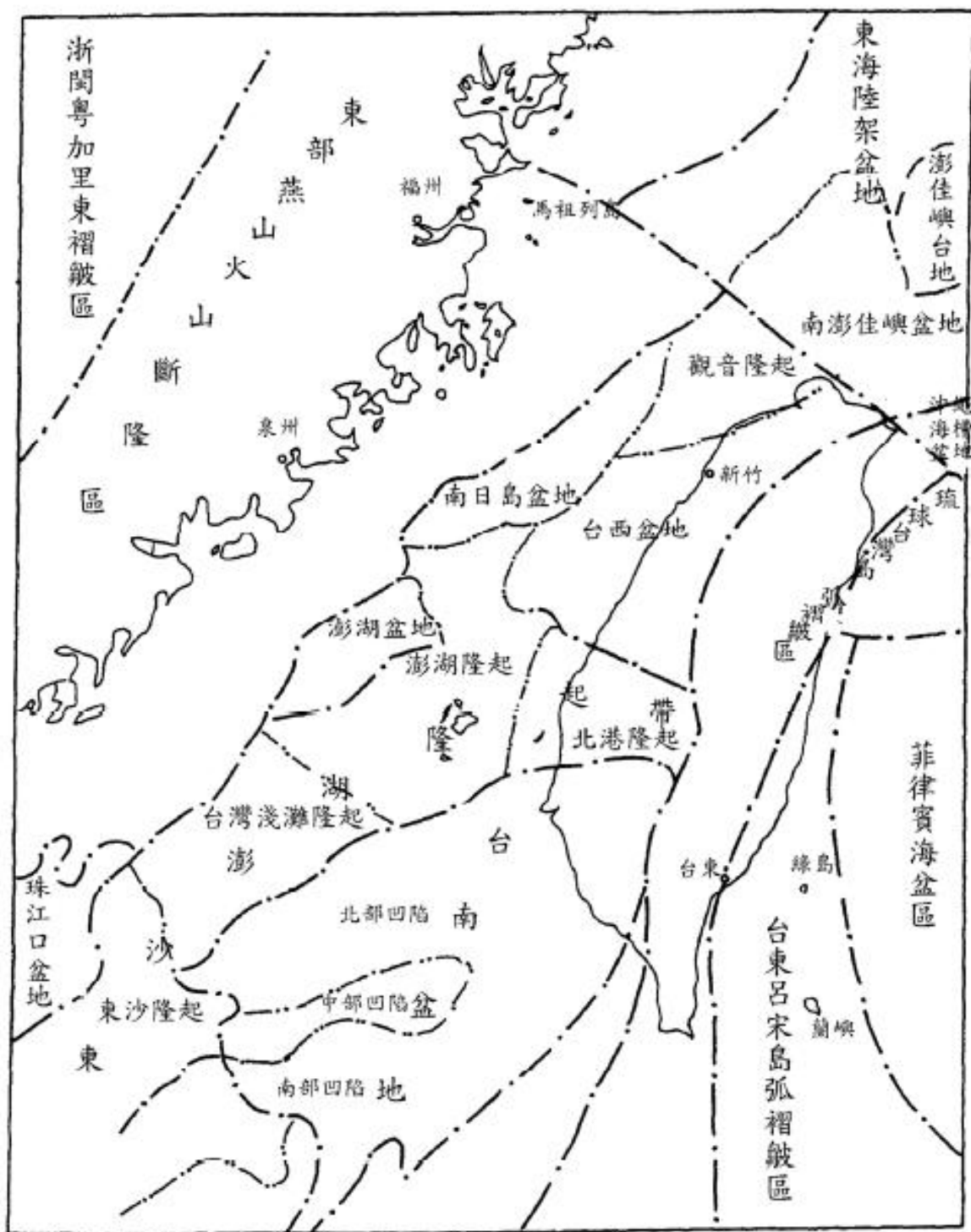


圖 1.2：臺灣海峽構造分區圖(黃慈流等，1997)。 參考臺灣海峽區域地質、地球物理以及地球化學等綜合調查繪製而成。

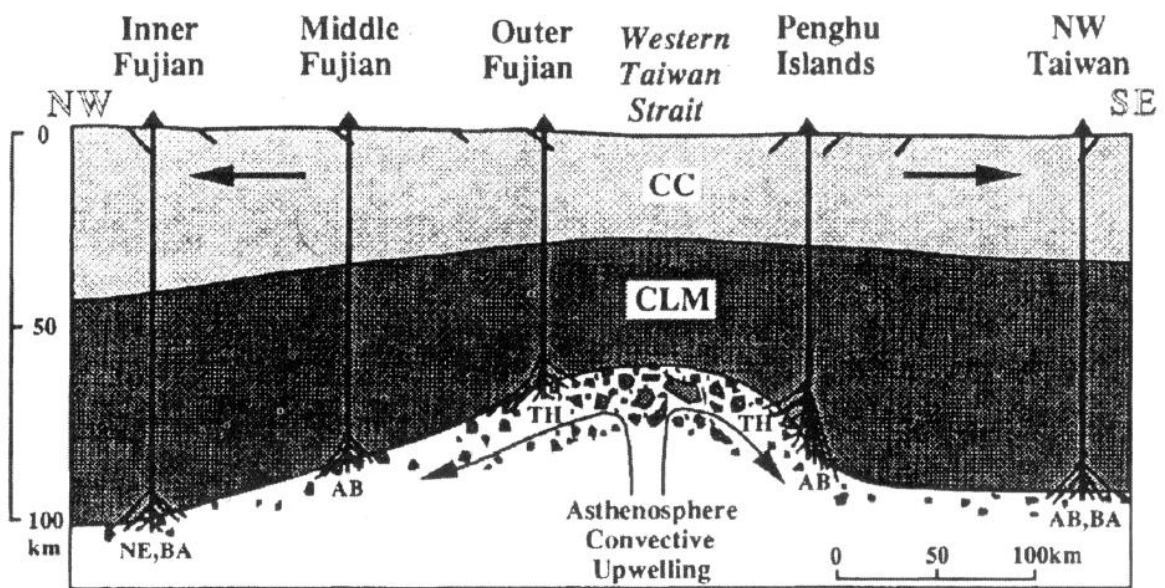
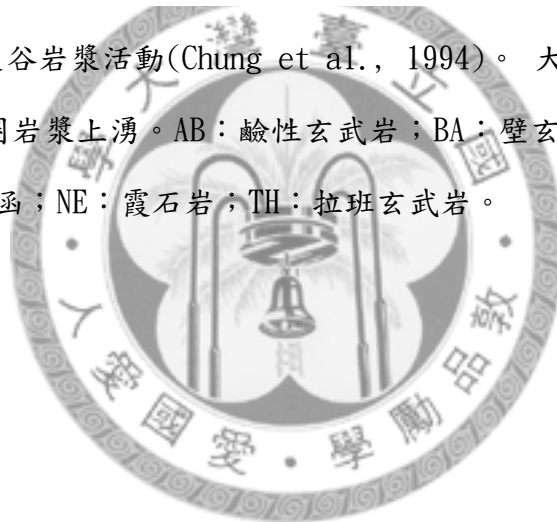


圖 1.3：臺灣海峽裂谷岩漿活動(Chung et al., 1994)。大陸邊緣拉張作用使得岩石圈變薄，軟流圈岩漿上湧。AB：鹼性玄武岩；BA：瑋玄武岩；CC：大陸地殼；CLM：大陸岩石圈地函；NE：霞石岩；TH：拉班玄武岩。



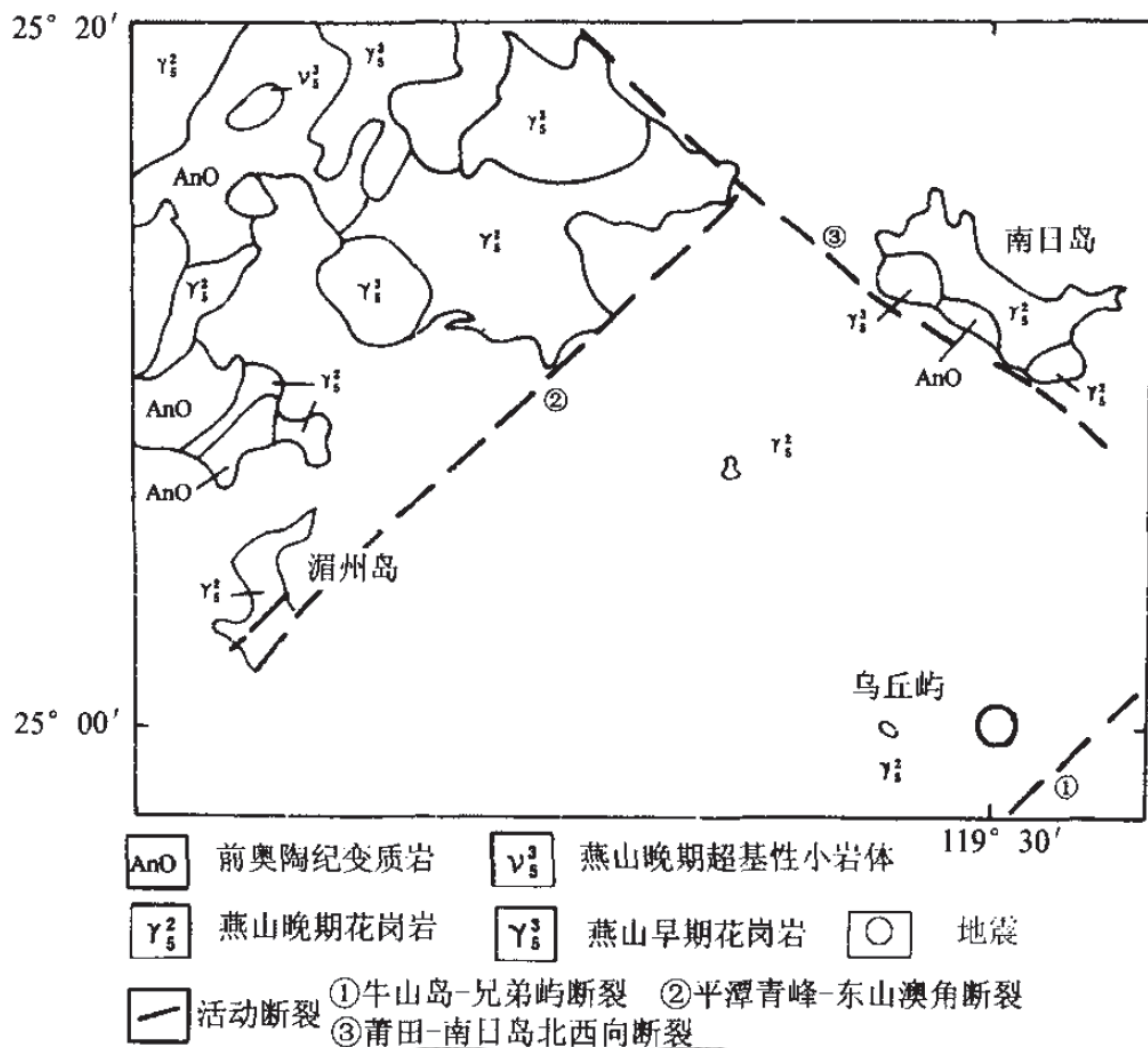


圖 1.4：1604 年泉州地震震央區域斷裂帶構造簡圖(許振棟，2006)。

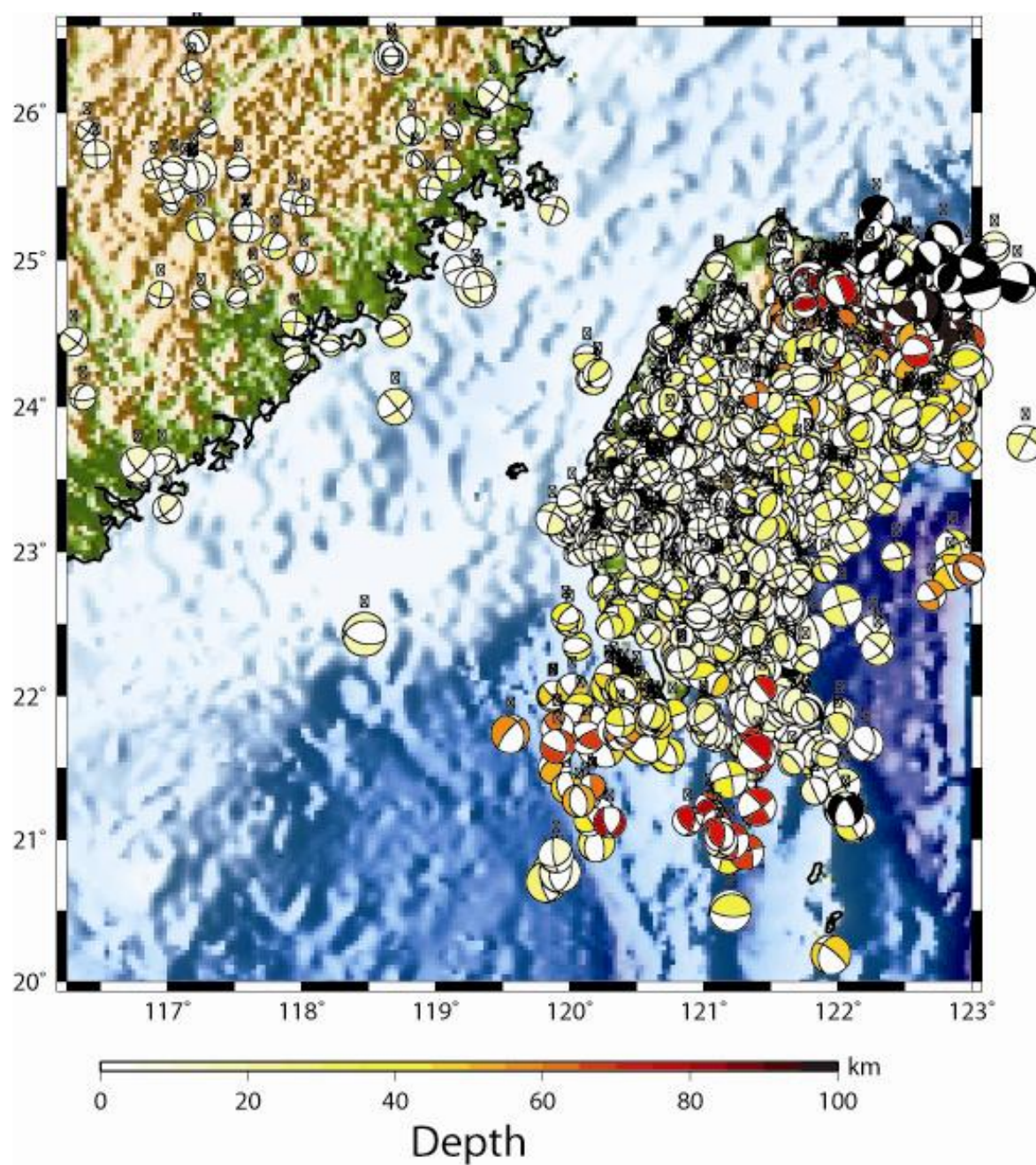


圖 1.5：1991 年到 2009 年中國大陸東南沿海與臺灣區域地震事件震源機制解分佈圖。海灘球顏色變化表示深度變化。（資料取自中央氣象局和福建地震局地震目錄。）

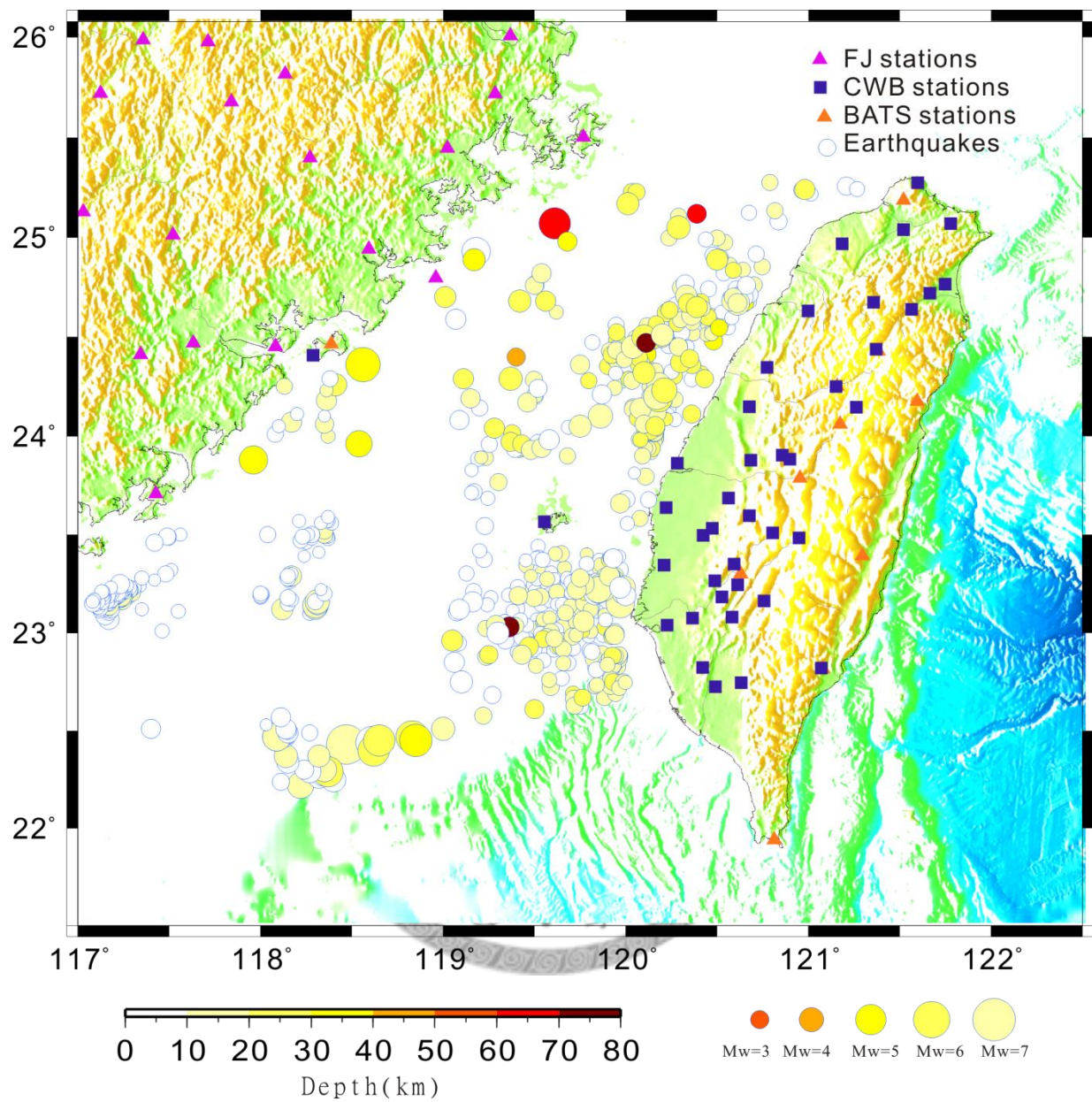


圖 1.6：1991 年到 2009 年間臺灣海峽地震分佈和此研究所使用之地震測站。（資料來源為中央氣象局和福建地震局。）

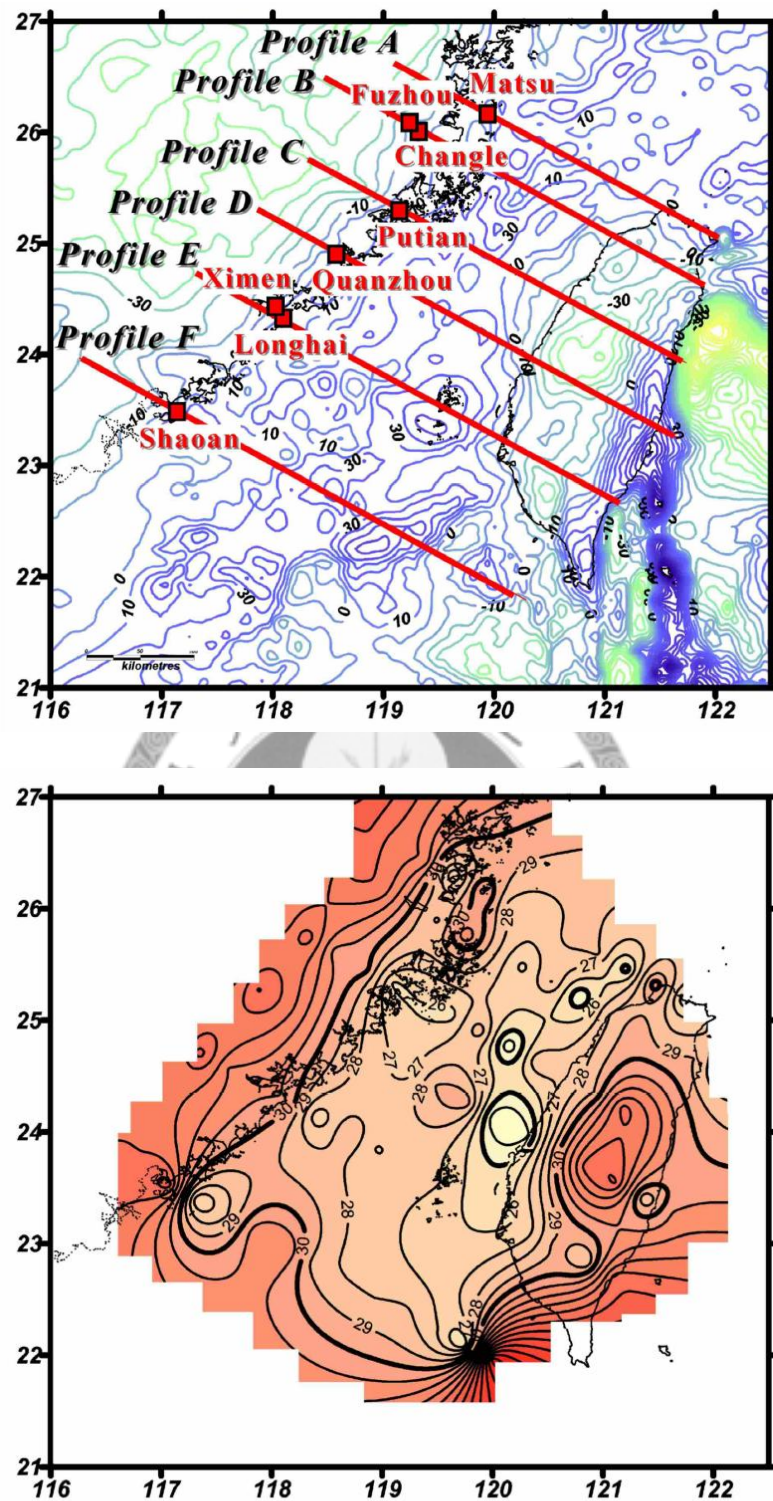


圖 1.7: 上圖為史旻弘(2001)用來估算臺灣海峽莫荷面深度的六條橫跨臺灣海峽剖面位置圖；下圖為求得的臺灣海峽地殼厚度分佈結果。

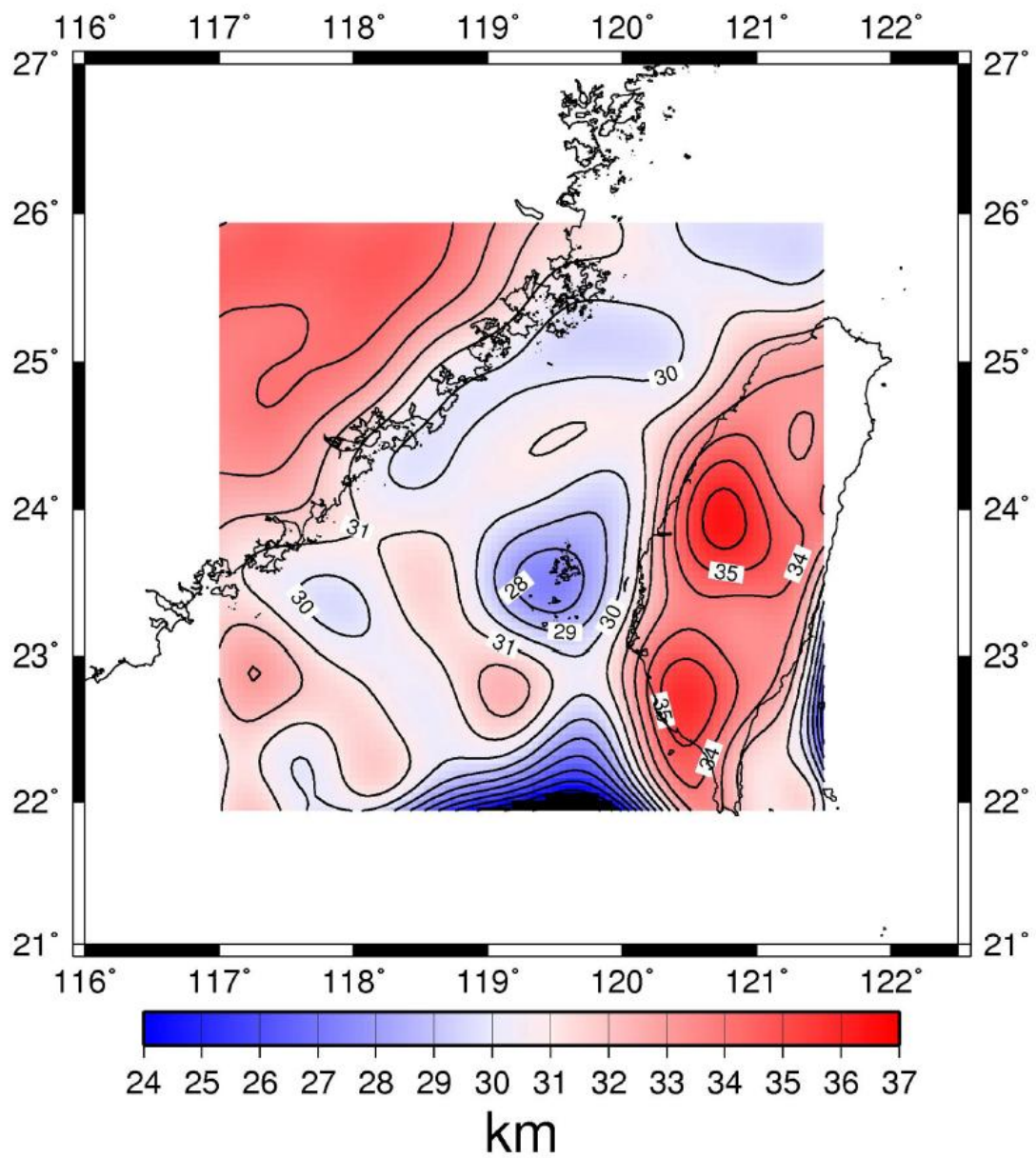


圖 1.8：謝獻祥(2009)利用重力異常值資料並修正海底地形效應與海水層效應所得到的臺灣海峽莫荷面深度分佈圖。

第二章 臺灣海峽內部地震震源機制解

2.1 震源機制解

震源機制解又稱為地震斷層面解，可代表一地震斷層面的方位和其滑動方向。它除了可顯示地震斷層型態(也就是應變形態)，並可反映出震源在地震發生時的應力情形，故可由此推求發震構造的運動機制。震源機制解是根據地表測站所觀測之地震波形紀錄來推測震源破裂型態，在遠場觀測尺度下，可視震源為同步破裂，即忽略震源破裂時間，其所傳遞之訊息為一點震源之地震矩釋放效應，並可由單一對稱的地震矩張量(seismic moment tensor)所表示(Aki and Richards, 2002)，在隨意座標選取下，其具有九個力偶(force couple)的分量(圖 2.1)，但若將座標系旋轉至特徵化主軸作標下，即經過對角化(diagonalization)，地震矩張量成為三個力偶(force dipole)的分量，並可依據地震矩釋放型態之類別，將對角化地震矩張量分解為等軸(isotropic)分量與軸差(deviatoric)分量，而軸差分量可進一步分解為雙力偶(double couple)和 CLVD (Compensated Linear Vector Dipole)分量(圖 2.2)，其矩陣表示式為：

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = \frac{1}{3} \begin{bmatrix} \text{tr}(\mathbf{M}) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(\mathbf{M}) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(\mathbf{M}) \end{bmatrix} + (1-2\varepsilon) \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} + \varepsilon \begin{bmatrix} -M_3 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & 2M_3 \end{bmatrix} \quad (1)$$

(其中 ε 表示 CLVD 分量的強度)

(1) 等軸(isotropic)分量:均向性的震源破裂型態(向外伸張或向內壓縮)，造成體積改變，如爆炸震源(explosion)或塌陷震源(implosion)。

(2) 雙力偶(double couple)分量:發生形變的震源破裂形態。雙力偶分量具有對角元素總和為零的地震矩張量，換句話說，震源構造之體積並不改變。

(3) CLVD (Compensated Linear Vector Dipole)分量:補償線性力偶，用作修正非雙力偶項之震源破裂效應也就是震源破裂並非純粹延一斷面產生錯動，代表由某一主軸方向所主導之壓縮或伸張作用，而於另二主軸方向，則為均向性之伸張或壓縮作用。

基於長期地震觀測發現，地震震源破裂型態大都符合雙力偶(double couple)的斷層錯動機制。就遠場雙力偶點震源錯動機制之震矩釋放效應而言，震矩張量可分解為標量震矩 M_0 (Scalar seismic moment)與規一化(Normalized)震矩張量 m_{ij} ，標量震矩 M_0 表示震源釋放強度，用以量化一地震之規模大小：

$$M_{ij} = M_0 \cdot m_{ij} \quad (2)$$

$$M_0 = \mu \cdot \bar{s} \cdot A \quad (3)$$

而規一化的震矩張量 m_{ij} 所展示的就是震源機制解也就是震源錯動之幾何型態，包括其所呈現之斷層面幾何(fault plane geometry)形貌(圖 2.3)，包括三個正交面，即斷層面(fault plane)、輔助面(auxiliary plane)與 P-T 面，以及斷面滑移方向(slip)。其中規一化的震矩張量 m_{ij} 可表示為三個常用之斷層面幾何參數也就是斷層走向(strike, ϕ)、斷層傾角(dip, δ)和斷層面滑移角(rake, λ)的函數(Aki & Richards, 2002):

$$M_{xx} = -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{xy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{xz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{yy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos 2\phi)$$

$$M_{yz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi)$$

$$M_{zz} = M_0 \sin 2\delta \sin \lambda \quad (4)$$

其中 μ : 剪切模量 (shear modulus) \bar{s} : 平均錯動量 (average slip) A : 斷層面積 (fault area)。

2.2 求解震源機制之方法

震源機制 (focal mechanism) 是根據地表測站所觀測之地震波紀錄以推測震源破裂形態。求取地震斷層面解有三種常見的方法：

(1) 初達波相極性法 (first motion polarity): 其基本原理是根據遠場震波傳遞之輻射形態 (radiation pattern)，將地表各個測站所紀錄到的 P 波極性依震源與各測站間之相對位置藉由下半球等面積投影方式將極性之象限分布投影於震源面 (focal plane) 來推求空間幾何中斷層面錯動的走向與傾角 (圖 2.4)。以初動法而言，其優點是資料處理的步驟迅速且方便，可在短時間內推求出震源機制解，但缺點是其求解之正確性相當受限於測站數量及分布、人為主觀波相的挑選以及地震定位品質之好壞，對於地震網分布範圍不夠周密以及震央位於地震網以外等情形都會大幅降低結果之可信度，故於本研究之地震網外區域，此一方法並不適用。

如果測站在方位角和距離上呈現均勻且密集的分布，則使用初達波相極性法就能得到品質良好的震源機制解。但通常這種良好的觀測環境並不出現在每次的地震事件中，於是我們從地震波紀錄讀取更多資訊來求解用以補償測站分布不足的缺點。

(2) S/P 振幅比值法 (S/P amplitude ratio): 比較觀測波形和理論波形之 P，SV 或是 SH 波相藉由震波傳遞之輻射形態 (radiation pattern)，觀察波相間振幅比值系統性之變化 (Kisslinger et al., 1982) 或是以 P 和 S 波的絕對振幅來求解震源機制解 (Ebel & Bonjer, 1990)。此法的優點除增加了波形更多可用的觀測資訊外，其較初達波相極性法不僅只是簡單地提供初達波的上、下動，更是提供了數值來做更為細緻的求解。但利用絕對振幅資料進行求解須考慮震波在傳遞過程中

將受到種種因素而影響了我們對真實振幅大小的預測，包括了地震規模之正確性、幾何擴散(geometrical spreading)、衰減效應(attenuation)和場址效應之估計。倘若只使用 S/P 振幅比值將會簡化以上的問題(Hardebeck, 2003)，而只需要考慮衰減和場址效應所造成的振幅值誤差。最早應用此法時，地震紀錄多採用 Z 方向的波形資料，使用 SV/P 振幅比以應用震源機制的求解(Kisslinger, 1980)。在假設無限大地均勻介質中，某一點發生剪切錯動而造成之震波，其 SV/P 振幅比為(Kisslinger, 1980):

$$\left(\frac{SV}{P}\right) = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 \cot i_h \times \left[2 - \frac{(\cot\delta - \tan\delta)\sin\lambda \tan i_h \sin A + 2\sin\lambda + \csc\delta \cos\lambda \tan i_h \cos A}{D} \right] \quad (5)$$

其中，

$$D = \cos\lambda \cos A \sin i_h \left[-\sin i_h \sin A \sec\delta + \cos i_h \csc\delta \right] + \sin\lambda \sin i_h \cos i_h \sin A (\cos\delta - \tan\delta) + \sin\lambda (\cos^2 i_h - \sin^2 i_h \sin^2 A)$$

δ = 斷層面傾角(dip of fault),

λ = 錯動滑移方向(direction of slip),

A = 測站方位角(azimuth of station),

i_h = 震波由震源向測站傳遞之出射角(take-off angle),

V_p = P 波波速,

V_s = S 波波速,

但 SV 振幅的波相辨識，在垂直向的地震波易受到 S-to-P 轉換能量干擾影響，相對而言，SH 振幅則較無上述問題，因此應用 SH/P 振幅比將能求出較可信的震源機制解(Ran, et al., 1996b)。

S/P 振幅比值法和初達波相極性法同樣面臨人工挑選波相和振幅值的讀取可

能造成的錯誤且無法針對較為複雜的地震事件作更進一步的討論，例如有限斷震面解，震源時間函數等，隨著地震儀器的進步，尤其是三分量寬頻地震儀的發明，使得地震波資訊之利用又更上一層樓，在 1990 年代開始發展了使用地震波形來進行對震源機制的求解。

(3) 波形逆推法(waveform inversion):由於地震儀器、區域地下速度模型、理論地震圖計算技術和電腦硬體設備大幅地發展和進步，利用地震波形資訊來求解震源機制解因能獲得品質較好的解且能解決更為複雜的問題而漸成主流。對於規模較大的地震、震央距較遠的測站，使用低頻波段因相對於高頻波段對於場址效應、衰減和震源時間函數較不敏感，故能獲得較穩定的地震解。但近來由於對地下速度模型的掌握，針對中小規模地震的求解也大量地被應用。理論格林函數建立使用了包括 normal-mode theory (Dziewonski & Woodhouse, 1983)、WKBJ theory (Sipkin, 1982)和 generalized ray theory (Langston et al., 1983)。利用波形求解主要可分為兩種不同的逆推方法，分別是 construction method 和 appraisal method (Sipkin, 1982)。而我們於此研究使用的是 construction method。其基本原理是利用波動理論計算體波或是表面波之理論合成波形與測站實際接收到之觀測波形作比對，藉由重複修正震矩各分量之相對權重且同時地對於各測站、各分量進行地震波形的擬合，以尋找出最小擬合誤差(misfit)之理論震矩視為最佳之震源機制解。而重複修正解的方法包括了系統化之格點搜尋法(grid search)、最小平方差逆推法(least-squares inversion)或是這兩種方法的組合。在這次的研究中，我們採用了格點搜尋法來進行台灣海峽地震震源機制的求解。

理論上，已知的雙力偶震源作用於任一點之位移場是唯一的，因此可藉由單一點的位移場逆推震源之錯動型態，也就是震源參數可藉由單一三分量地震站之波形而逆推出其解。但在實際應用上，因為格林函數(反映地下構造速度模型)、

震源時間函數之不確定性、儀器頻寬限制以及雜訊的影響增加了由單站求解的困難，但相較之下，比起 P 波極性法，此法可藉由較稀疏的地震網逆推出地震事件之震源參數，故於本研究範圍尤屬地震網外區域，此一求解方法較為適用。

由於求解震源機制解之方法眾多，其各有其優劣與適用條件，於是我們須考量研究區域、資料特性以了解不同的誤差來源，評估最適用之求解方法以獲得客觀且可信的結果。由於此次研究區域位於台灣海峽，除了少數佈於離島的測站，絕大部分的測站皆分布於台灣本島，缺乏西邊之測站，故屬於地震網外區域，於是相當受限於測站數量與分布的初動法並不適用於本研究。反之，相較於初動法只運用了初達波極性訊息求得震源破裂的初始運動行為，而波形逆推法可說是考慮了地震波多種波段的資訊，獲得的是整個斷層破裂過程之平均運動行為，且可依較稀疏之地震測站求解震源參數，故於本研究主旨為探討地震構造之整體行為且又為一地震網外區域，波形逆推法於此是較為適用的。

2.3 Cut And Paste (CAP)方法

此次研究所採取之波形逆推震源機制解的方法，全名為 Cut And Paste (CAP) (Zhao & Helmberger, 1994)，由(Zhu & Helmberger, 1996)所發展的一套包括合成理論地震圖以及應用格點搜尋逆推最佳震源機制解和震源深度來擬合多個震相波形的計算程序。該程序已在美國南加州地震中心(SCEC)和美國地調所(USGS)等機構投入實際應用。此方法最大之特點是將地震全波形切成五個波段分別是 P 波(Z、R 分量)、S 波(T 分量)以及表面波(Z、R 分量)並獨立地通過這些波段的波形擬合來尋找最佳震源機制解(圖 2.5)。理論上，雙力偶地震波產生的位移場 $s(t)$ 可表示為：

$$s(t) = M_0 \sum_{i=1}^3 A_i(\phi, \delta, \lambda) * G_i(t) \quad (6)$$

其中， $i=1, 2, 3$ 對應三種基本斷層形態(vertical strike-slip、vertical dip-slip

和 45° dip-slip), M_0 表示地震矩釋放強度, 影響地震波絕對震幅之大小, $A_i(t)$ 表示輻射型態(radiation pattern), ϕ 、 δ 、 λ 為表示斷層面錯動幾何型態之三參數, 亦為本次研究之所求, $G_i(t)$ 為代表路徑效應之格林函數(Green' s function)。

因此, 雙力偶地震波位移場 $s(t)$ 可視為由震源輻射效應 $A_i(t)$ 以及震波傳遞效應 $G_i(t)$ 經卷積(convolution)而成的。且位移量可視為是三種基本斷層形態所各自產生位移場之線性組合。

在本次研究中, θ 和 $G_i(t)$ 也就是地震震源經緯度和地下構造速度模型皆視為已知, M_0 、 ϕ 、 δ 、 λ 和震源深度是本研究所欲求得之未知數。在逆推求解過程中, 在此採用非線性全域之逆推方法-格點搜尋法(Grid Search)(圖 2.6), 搜尋有限範圍之未知參數空間(strike($0 \leq \phi \leq \pi$))、dip($0 \leq \delta \leq \pi/2$)和 rake($0 \leq \lambda \leq 2\pi$), 將參數空間內每一個格點視為一斷層面模型, 並以重複正演(forward modeling)運算計算每一震源模型對應之理論地震圖, 並藉由對應之理論波形與觀測波形之間不擬合之程度(misfit):

$$e = \left\| \left(\frac{r}{r_0} \right)^p \right\| \cdot \|u - s\| \quad (7)$$

(r : 測站與震源之距離, r_0 : 參考距離, p : Distance scaling factor)

搜尋出 misfit 值最小的理論波形, 並將其所對應之最佳斷層面模型視為最佳解。而在 misfit 值的計算上, 於此考慮了以同一地震事件而言, 較近震測站之波形, 由於振幅衰減效應較低, 故較易主導逆推結果, 於是為了避免這種情況, 加入了 distance scaling factor (p) 作調整, 使得在逆推的過程之中, 可將測站視為是位於與震源同樣距離的基準點上去做震源參數之估算。

而在震源深度的估算上, 所採取的方式為計算每一深度格點內之最佳斷層面解, 並藉拋物線將誤差值最小之對應深度與其周圍兩點深度來推求一近似深度(圖

2.5)。於本研究先驗地考慮台灣海峽地震屬淺層地殼內地震，故震源深度格點從 1 公里到 39 公里，並以 2 公里為格點間距。

2.4 一維速度模型與格林函數庫之建立

地下速度模型表現出地震波傳遞時，因上覆岩壓與地溫梯度之影響和岩石物理化學成分之差異所導致之地震波速度之變化現象。最簡單的速度模型為一維速度模型，即波速僅在深度上變化(圖 2.6)。由於地殼結構側向變化之存在，故地震學家亦開始進一步推算地下速度構造在三維空間上的變化。雖然一維速度模型在不考慮側向變化下將會對波形的模擬造成誤差，進而影響震源機制解的可靠性，但對於本研究區域的台灣海峽屬一穩定歐亞大陸板塊內區塊，其構造環境比較單純，地殼側向變化對於結果可靠性之影響相較於台灣本島大幅降低。而本研究所採取之 CAP 法對於波相段的絕對到時在一定的範圍內容許些許誤差，因為地下速度模型影響地震波最深的地方是在波相的到時而非地震波形，於是地下速度模型對於震源機制解的不確定性影響不大，故於此採用一維速度模型。此外，因本研究區域的台灣海峽，就目前為止並無該地區的地下速度模型，故在本研究中，我們決定採用台灣地區三維速度模型(Wu et al., 2007)並將該模型中西部沿海地區三維速度結構簡化為一維平均分層速度模型作為台灣海峽地下速度模型的替代。為了檢驗速度模型對於震源機制解的影響，我們亦使用了南加州地下速度模型與台灣地區速度模型(圖 2.6)進行測試(圖 2.7)。測試結果顯示，針對同一地震事件，雖然使用了不同的速度模型對於各自所得到之震源機制最佳解仍有差異，但客觀來說，兩個結果差異並不大。於是透過針對不同速度模型的測試，我們確立了本研究中所使用的地下速度模型對於震源機制解結果沒有顯著影響的假設。

於此，在求解震源機制解前，我們首先使用台灣一維速度模型建立一格林函數庫。格林函數庫的建立是基於頻率波數法(frequency-wavenumber integration method)，又稱 F-K 法(Zhu & Rivera, 2002)。其格林函數庫中包含不同震央距和

震源深度之格林函數。本研究中震央距範圍是 30 公里到 400 公里，並以 5 公里為震央格點間距；而震源深度範圍是 1 公里到 39 公里並以 2 公里為深度格點間距。一維模型之格林函數資料庫之建立對於進行逆推求解之過程能有效地提高震源機制求解之效率，且與三維模型之格林函數庫相比只需極少量之儲存空間。

2.5 波形資料來源與處理

本研究區域台灣海峽被三個區域地震網所包圍(圖 1.6)，分別是福建地震觀測網(FJN)、中研院地球所台灣寬頻地震網(BATS)和中央氣象局地震觀測網(CWBSN)。於此，我們蒐集了從 1991 年 1 月 1 日到 2009 年 6 月 30 日之海峽地震規模 3.0 以上之波形資料，包含了 114 筆從 1991 年到 2009 年之氣象局短週期資料(S13)、76 筆 1997 年到 2009 年寬頻地震網資料和 40 筆 2001 年到 2004 年間福建地震網資料。

(1) 中央氣象局地震觀測網：從 1991 年，地震學界將 TTSN(遙記式地震觀測網)、中正大學嘉南區域網和氣象局之地震網進行整併，形成一遍佈在台灣地區高密度之地震即時監測網(簡稱 CWBSN)，且此地震網之觀測效能亦進入了微震觀測程度(圖 2.8)。此一觀測網包括了 70 個配置高靈敏度的短週期速度型地震感應器(型號為 S13)的測站和 86 個配置加速度型強震儀(型號為 A900A)的測站。其分布如圖 2.8 所示。因本次研究區域台灣海峽其地震多屬中小規模之地震事件，又位於島外(震央距較大)，故其地動訊號多半較微弱。於此，具高敏感度、高密度分布且紀錄年代較長之速度型儀器(S13)對於本研究之地震波形而言為最佳紀錄儀器。且根據我們對於波形資料之觀察，相較於寬頻資料，S13 儀器紀錄之波形其訊號整體而言品質較高，波形清楚，雜訊較低。但由於儀器本身設計原理的限制，對於規模較大的地震，S13 儀器會有訊號飽和產生失真之缺點(圖 2.9)，無法真實反映出各測站地表振動情形，故針對研究區域內少數規模較大之地震，在訊號飽和的情形下，則使用寬頻地震網之資料進行震源機制之求解。

(2) 台灣地區寬頻地震網:寬頻地震波觀測代表當代最先進地震觀測科技，因寬頻地震儀能紀錄到較低頻率之地震波，故對於分析中大尺度之地體構造較有利且同時也是國際間地震觀測之主要交流資料。根據我們對於海峽地震資料之分析，因海峽地震多屬於中小規模之地震，且寬頻資料紀錄是從 1997 年開啟，無論資料紀錄之雜訊比、紀錄年代完整性和測站密度針對台灣海峽區域地震事件在我們的觀察統計下，其紀錄不若 S13 儀器，故於此在海峽地震之求解時，使用的地震波形資料以 S13 短週期儀器為主，若遇規模較大之事件，則以寬頻測站紀錄分析之。

(3) 福建地震觀測網:為補足對於海峽西側地震資料之缺失，我們蒐集到了福建台網 2001 到 2004 年地震寬頻波形資料，並進行海峽西側震源機制求解。

本研究區域內總數共 155 筆地震資料，在經過(a)具備 3 個以上的測站清晰收到震波訊號、(b)地震規模(M_w)大於 3.0 的條件篩選後，共計有 55 筆資料符合要求，包含了 50 筆氣象局短週期地震紀錄、1 筆台灣寬頻地震紀錄以及 4 筆福建寬頻地震紀錄(圖 2.10)，此即為本研究進行震源機制求解之地震數目。

我們針對體波進行 0.1-0.3Hz 的帶通濾波，對於表面波進行 0.05-0.1Hz 帶通濾波，所用的波段屬於較低之頻段，其目的是為了避免地殼側向速度變化之影響，且較高頻的地震波形對於波段的時間差非常敏感，且因所使用之地震儀器於本次研究中使用之地震頻段其在儀器響應頻譜分布並非呈現一均勻分布情形(圖 2.12)，故於此，地震紀錄在進行逆推求解之前，皆去除了儀器響應。

2.6 震源機制結果

此次研究結合福建地震觀測網(FJN)、台灣地區寬頻地震網(BATS)和中央氣象局地震觀測網(CWBSN)波形資料解計算出台灣海峽地區震源機制解，共計五十五筆。表 2.1 中詳細列出了這五十五筆地震的震源機制解中的其一可能的斷層面，圖 2.12 將這些震源機制解在地圖上以海灘球顯示，其中深度變化以顏色漸層表示，海灘

球相對大小示意規模。我們觀察出台灣海峽地震多屬於淺層的地殼內地震，我們並進一步將震源機制依斷層型態分類為正斷層、走向滑移斷層和逆斷層三種斷層型態(Zoback, 1992)，並分別以藍色、綠色和紅色表示之(圖 2.13)。由圖可觀察出整個台灣海峽區域主要是以走向滑移方式在活動並分布著多處張裂活動，僅有在海峽東北區域有少數逆斷層地震活動。而台灣海峽主要呈現走向滑移運動型態，其可能暗示此區域為一擠壓伸張轉換的過渡帶，是介於台灣地區板塊隱沒與碰撞造山帶之碰撞壓縮環境和中國大陸東南沿海之伸張應力環境(由圖 1.5 顯示此區地震活動多以正斷層為主，且越往內陸越明顯)中間的一轉換帶走向斷層系統。在地震深度的探討，我們以平行和垂直海峽走向切了 N-S 和 E-W 兩剖面，欲觀測震源機制在深度上的變化(圖 2.14)，但從結果來看，海峽之地震不管是在東西向亦或是南北向的剖面皆未在深度上觀察出特性來。推測其原因可能是所研究區域，並沒有特別的構造存在，且其地震多屬於淺層的地殼內地震，深度範圍較小其變化亦不容易觀察出。再來可能是在資料處理上，選用的波段較為低頻，於是在深度上的解析度較低之緣故。

2.7 震源機制結果分區討論

由過去的研究和地震分布統計，台灣中西部地震帶地震活動主要分布於北港高區的邊緣(圖 2.15)，而此一現象亦延伸入海。我們在海峽內北港高區南北兩側皆觀察到兩個明顯地震群集分布(圖 2.16)。在海峽南部(台南海盆區域)亦觀察出以海峽觀察紀錄史上最大地震(1994 年 9 月 16 日)為首之一系列時間相近的地震序列，而於海峽西側(中國大陸沿海地區)其地震分布較為零散，並未觀察出明顯群集。

於此，我們將台灣海峽地震事件依照震央分布區分成五個區塊，分別是靠近台中、新竹外海-A 區，台灣西南沿海-B 區，海峽中央 - C 區、台灣海峽西側-D 區和台灣海峽南部-E 區，以下就各區之震源機制結果分別加以討論。

台中、新竹外海-A 區：此區是海峽地震中最靠近變形前緣的地震群集，其規模大小多屬 3-4 之間的中小型地震，而在深度上的發散度最大。若從震源機制型態分布上觀察，我們發現此區域之震源型態相較於別區顯得較為雜亂無章。此區域之地殼活動於古新世、始新世與大陸棚發生斷裂作用，而形成一種東西向的半地塹構造，其斷層多為張裂型的正斷層。至漸新統，受斷層活動的影響漸小(蕭承龍 et al., 1993)。弧陸碰撞晚期，擠壓作用在台灣海峽與海岸間區域(如新竹近岸)使得斷層滑移方向逆轉，上新世的正斷層成為現今的高角度逆衝斷層(Chou, 2002)。若於此區套疊入構造線來觀察(圖 2.17)，此區座落於北港高區和觀音高區之間的台西盆地，並分布著許多早第三紀時期東西走向之正斷層(Lu et al., 2009)。所以，我們較傾向的地震斷層面是沿著原有的東西向地層弱面破裂的。但若單就震源機制型態則無法直接地判定此區屬於伸張亦或擠壓的應力狀態。

台灣西南沿海-B 區：此區位於台南盆地內，其地震型態多屬於走向滑移斷層和正斷層之分布，故由應變形態初估此區域傾向於張裂之應力環境。令人注意的是，緊鄰西南沿海之陸上，由過去資料顯示此區震源型態多屬於走向滑移斷層和逆斷層之分布(圖 2.17)。距離如此相近的兩區域，台灣西南陸上與海上在應變形態上我們觀察出其變化是非常高頻的。這顯示著在變形前緣邊緣(西南陸上)和變形前緣西側(西南沿海)，其所受到之構造力已有相當劇烈之轉變。而根據過往中油震測資料顯示，此區和 A 區同樣佈滿著早第三紀時期東西走向之正斷層(Lu et al., 2009)，所以我們所傾向的斷層面同樣為東西走向之斷層弱面。

海峽中央-C 區：由海峽中部所蒐集到的地震分布資料顯示此區為海峽內地震活動度最低的區域(地震矩能量釋放最低)，其原因亦有可能是因為發生地震規模較小，且和測站距離較遠而導致海峽兩側測站紀錄不到其地動訊號。而此一區域其震源形態和 A 區一致，同樣是顯得較為雜亂無章，也許同樣暗示著此區域受到的構造力作用較為複雜，我們亦無法單就震源機制形態直接來判定此區之應力狀

態。

台灣海峽西側-D區：此一區域並未觀察到明顯之地震群集，而我們所求解出的地震型態多屬正斷層和走向斷層。此一區域正斷層之走向大部分呈現南北方向。針對走向斷層地震事件，因缺乏對大陸沿海之斷層系統資料，故無法判斷其可能之斷層弱面，僅能初步由所求得之震源型態推估此區域應屬於張裂之應力環境。

台灣海峽南部-E區：此區為觀測紀錄以來，台灣海峽最大規模地震(1994年9月16日)所處區域，觀察我們所得到的結果，皆為最大規模地震發生後半年內發震，且除了1994年12月22日呈現走向滑移斷層之外，地震震源機制皆呈現正斷層型態，且和最大地震相同多為東西走向之地震。於此，我們認為這一序列之地震應屬於9月16日地震之餘震序列。令人好奇的是，1994年12月21日發生一規模5.19的地震，不到24小時之內隨即發生規模亦超過5.0的一走向滑移斷層，也許值得後續研究探討。

為何我們所求解出的震源機制解型態顯得如此多變？這是因為震源機制解所展現的為應變並非應力狀態，假若地層強度是均質，則震源錯動會沿著最大剪切應力方向而發生，震源機制解之P、B、T軸可視為 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 (最大、中間、最小壓縮應力主軸)方向；但實際觀測發現，震源錯動通常沿著先存的斷層弱面而發生，故P、B、T軸方向通常和 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 不相符。因此為了進一步了解區域所受之應力狀態以了解區域地體構造概況，於是我們接著利用所求之震源機制解進行區域應力逆推之工作。

Moment tensor M_{ij} ,
 where ($M_{ij} \equiv M_{ji}$) is defined as:

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix}$$

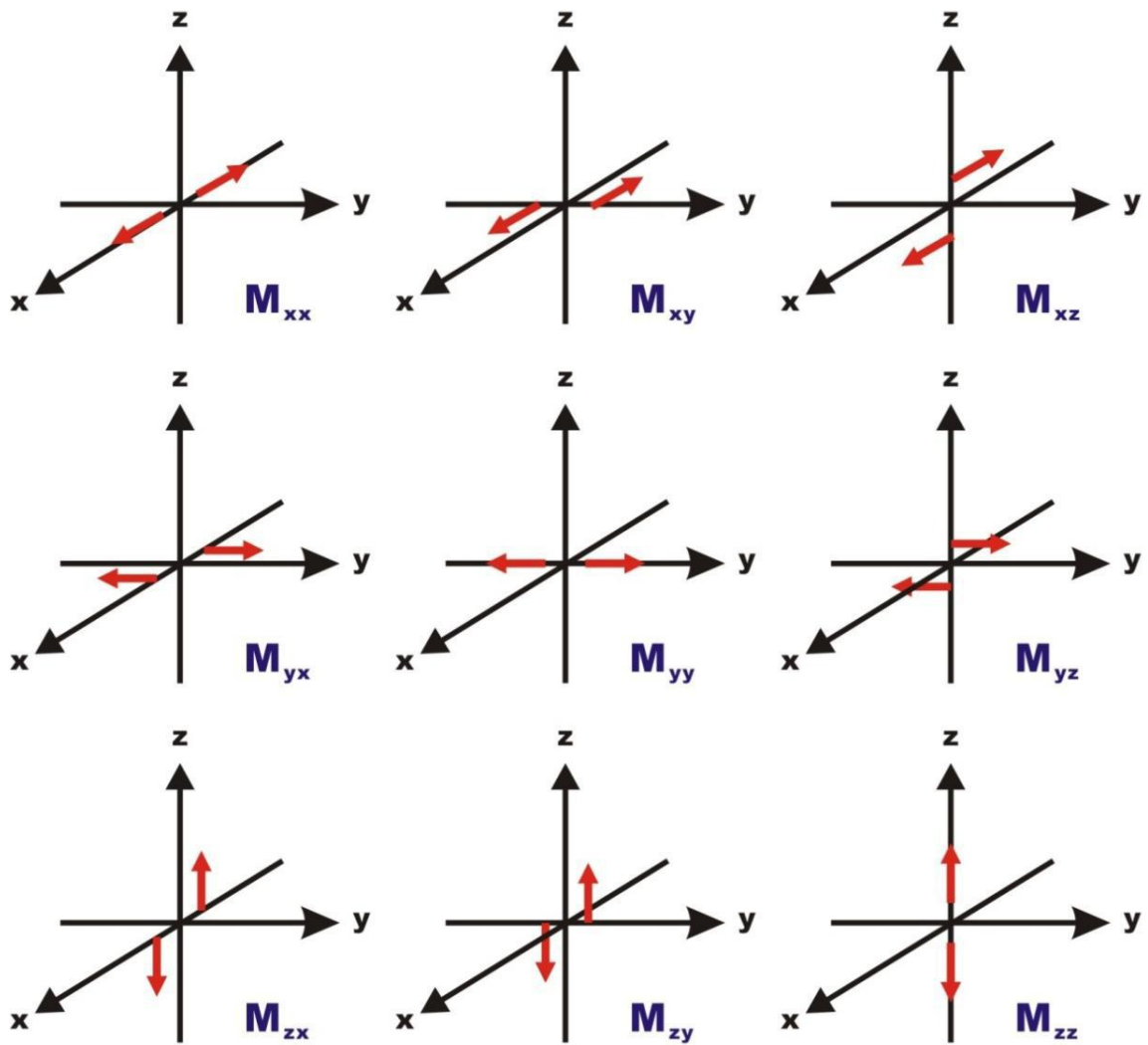


圖 2.1：點震源之地震矩張量於卡氏座標示意圖。此震矩張量包含九個分量，倘若旋轉至特徵化主軸作標方向上，即經過對角化的震矩張量，則將只剩下三個偶極的分量(摘自 Aki & Richards, 2002)。

$$M = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} = \frac{1}{3} \begin{bmatrix} \text{tr}(M) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(M) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(M) \end{bmatrix} + (1-2\varepsilon) \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix} + \varepsilon \begin{bmatrix} -M_3 & 0 & 0 \\ 0 & -M_3 & 0 \\ 0 & 0 & 2M_3 \end{bmatrix}$$

Full
Isotropic (ISO)
Double-couple (DC)
Compensated linear vector dipoles (CLVD)



ε : the strength of CLVD component

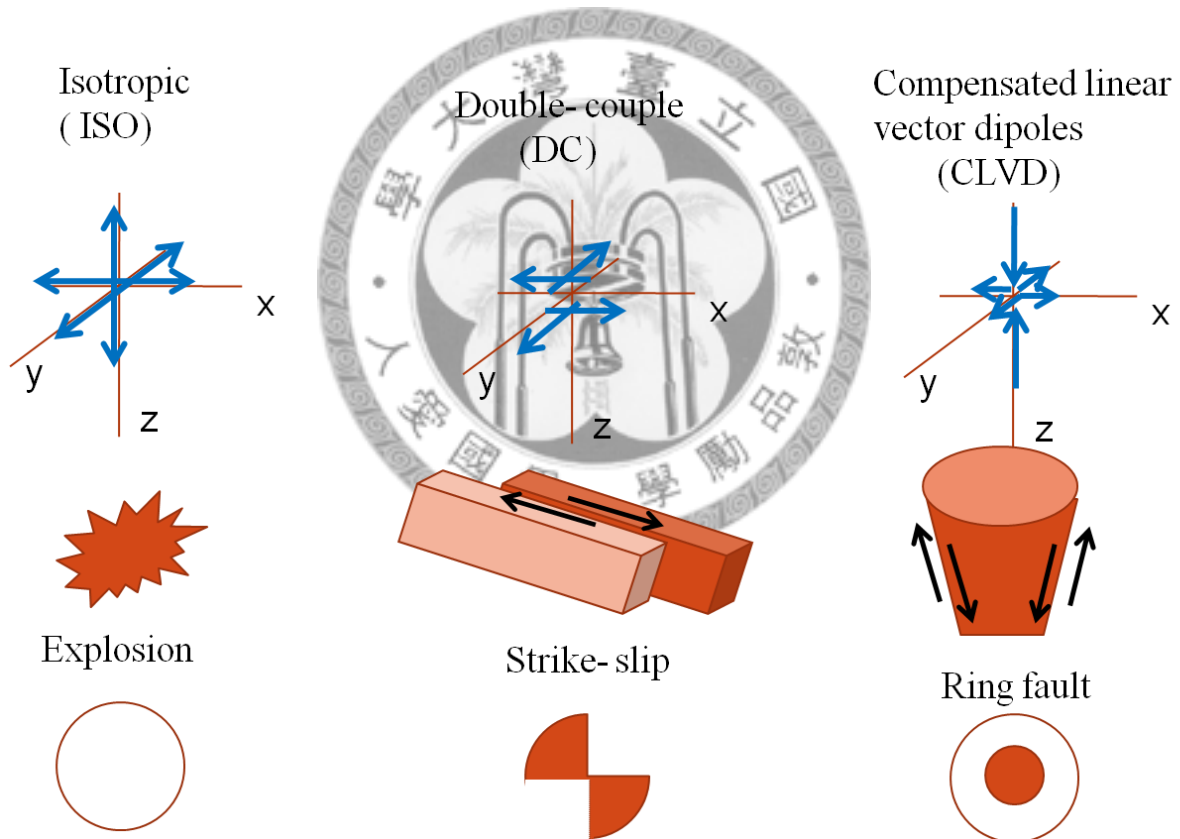


圖 2.2：震矩可依照其物理特性分解成 Isotropic、Double- couple 和 CLVD 三個部分，圖式表示其分別代表之破裂型態，以及下半球等面積投影分別表示。

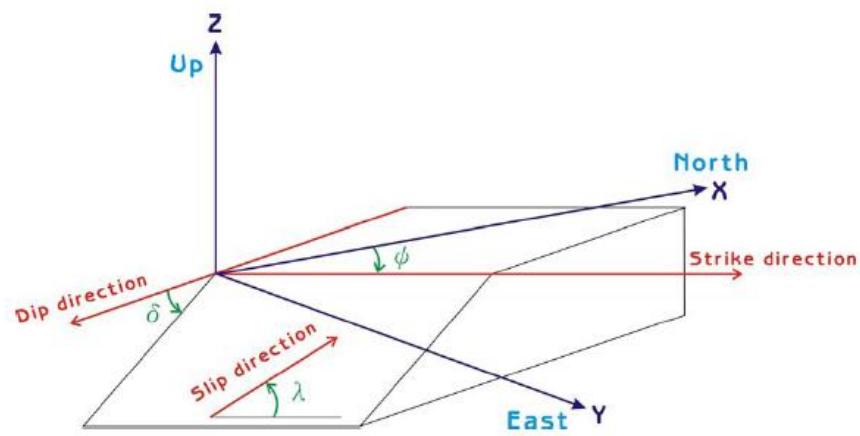


圖 2.3：斷層幾何面示意圖。 ϕ 為斷層面走向、 δ 為斷層傾角、 λ 為滑移角(呂玉菀, 2004)。

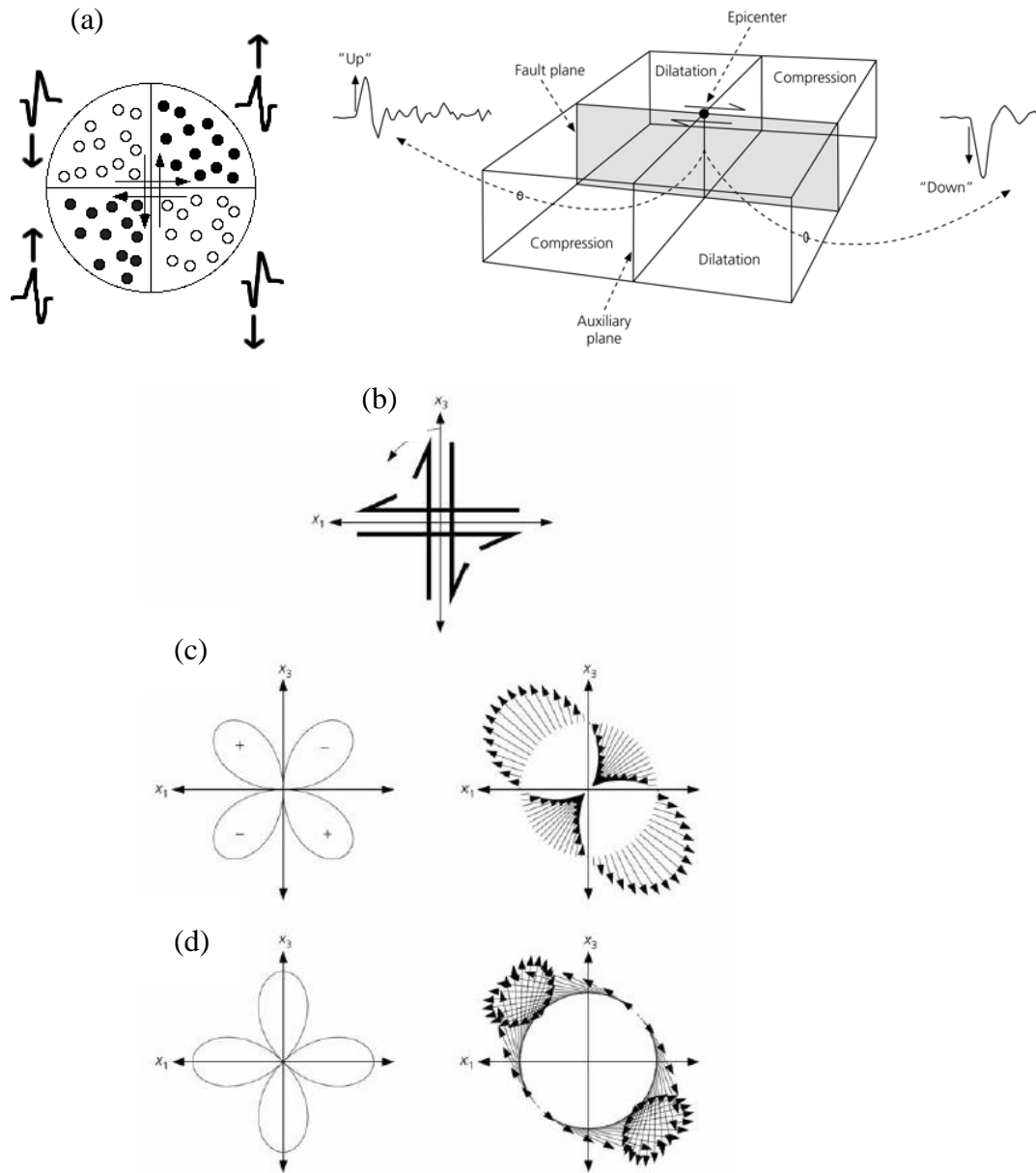


圖 2.4：由 P 波和 S 波初動極性與輻射型態推求震源機制之基本原理。(a)將地表各測站所紀錄之 P 波初動極性，藉由波線追跡與下半球等面積投影方式，分割成伸張(compression)以及壓縮(dilatation)兩組四個象限，其分割的兩個互相垂直的節面，即斷層面(fault plane)和輔助面(auxiliary plane)。(b)震源機制為對稱的雙力偶機制。(c) P 波的輻射型態與初動極性。(d) S 波的輻射型態與初動極性(Stein and Wyssession, 2003)。

(a)

Waveform inversion:

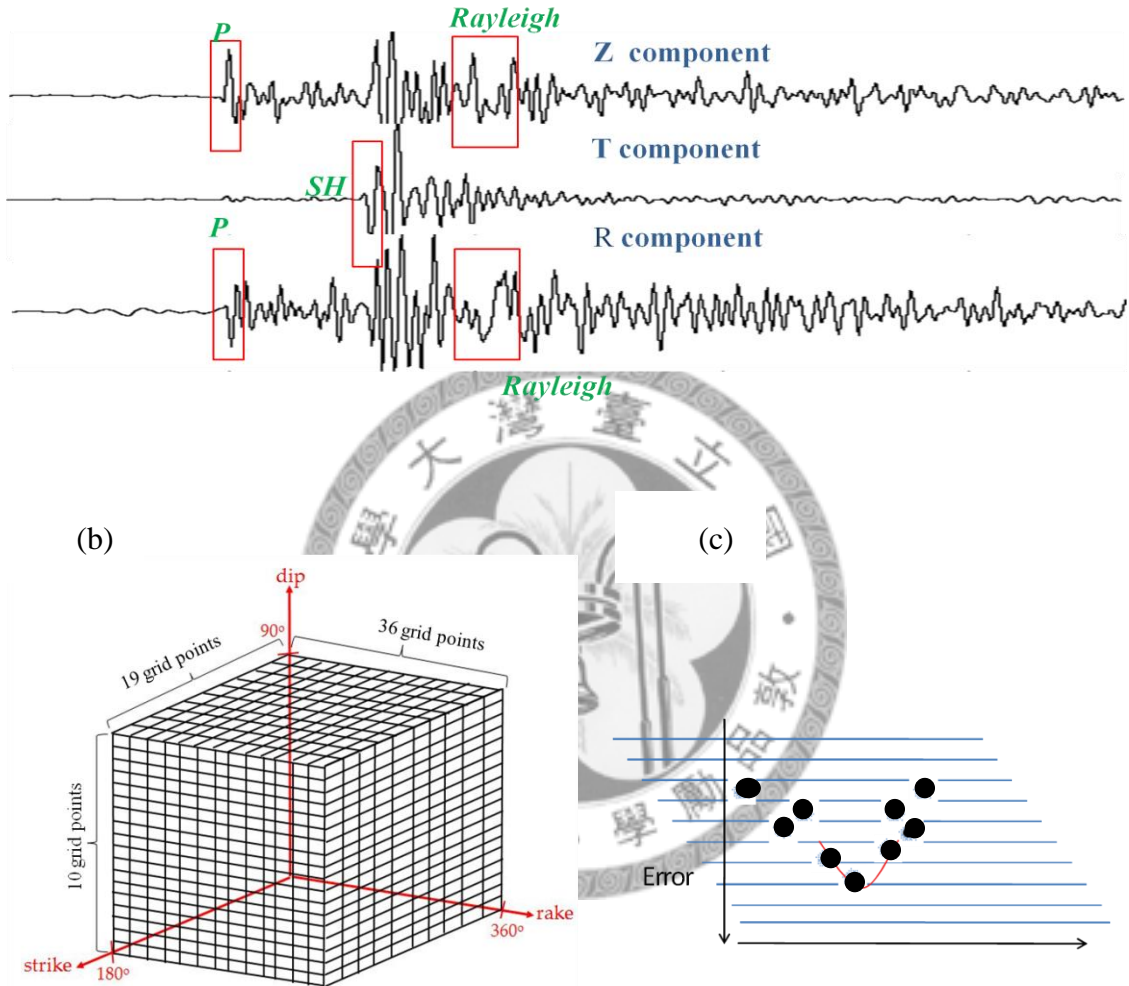


圖 2.5：(a)紅框展示此研究中波形逆推所使用之五種波段。(b)此研究採用非線性全域之逆推方法-格點搜尋法(grid search)來搜尋有限範圍之未知參數空間 (strike: $0 \leq \phi \leq \pi$ 、dip: $0 \leq \delta \leq \pi/2$ 和 rake: $0 \leq \lambda \leq 2\pi$)之最佳解，其方法將參數空間內每一個格點視為一斷層破裂模型。(c)計算每一深度格點內之最佳斷層解，並將誤差值最小之對應深度與其周圍兩點深度以拋物線作擬合，並以最低點視為最佳深度解。

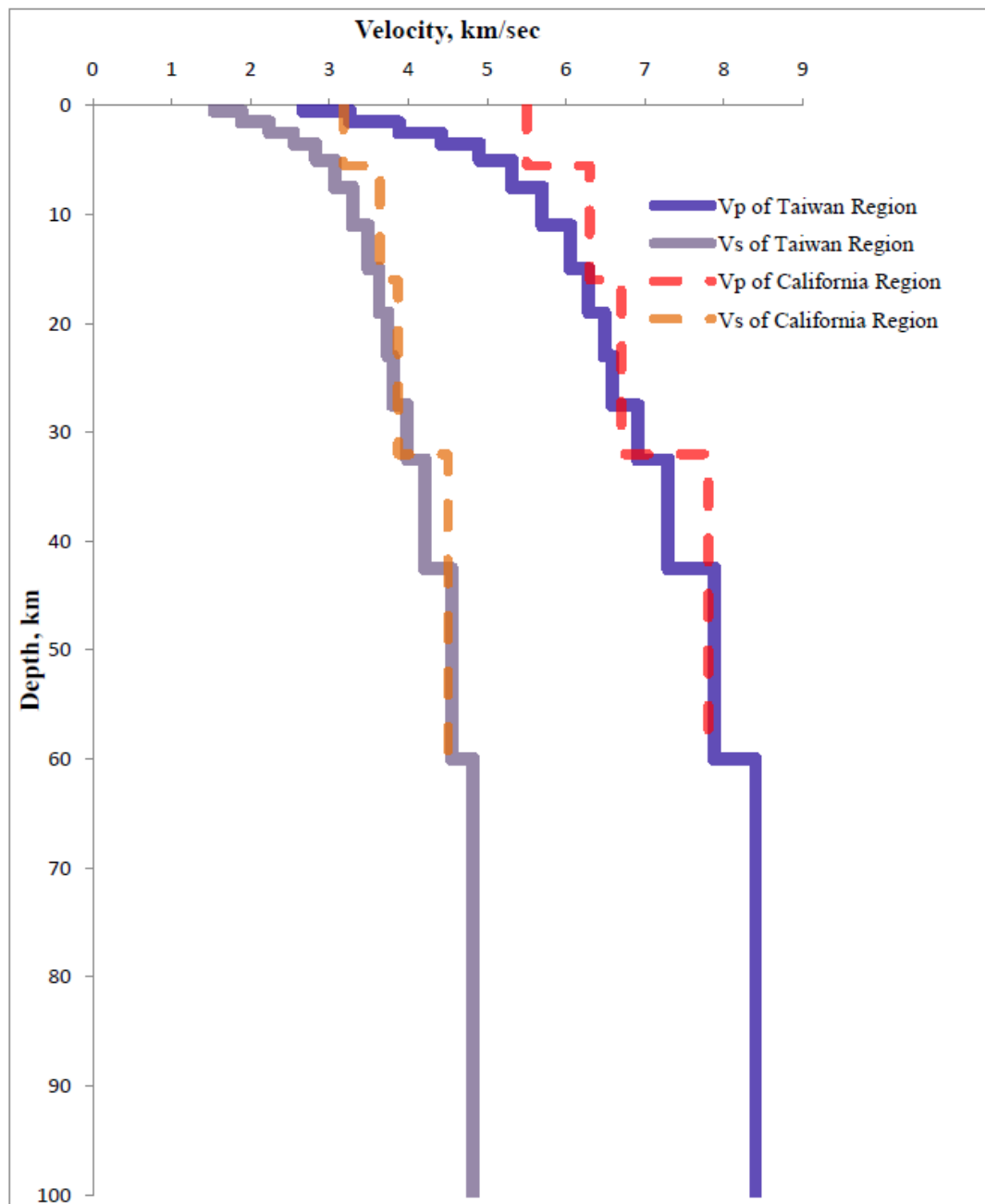


圖 2.6：此次研究所採用台灣地區一維平均分層地下速度模型(實線)(改自 Wu et al. 2007)和南加州地區一維平均分層地下速度模型(虛線)(Dreger and Helmberger, 1993)作為測試之用。

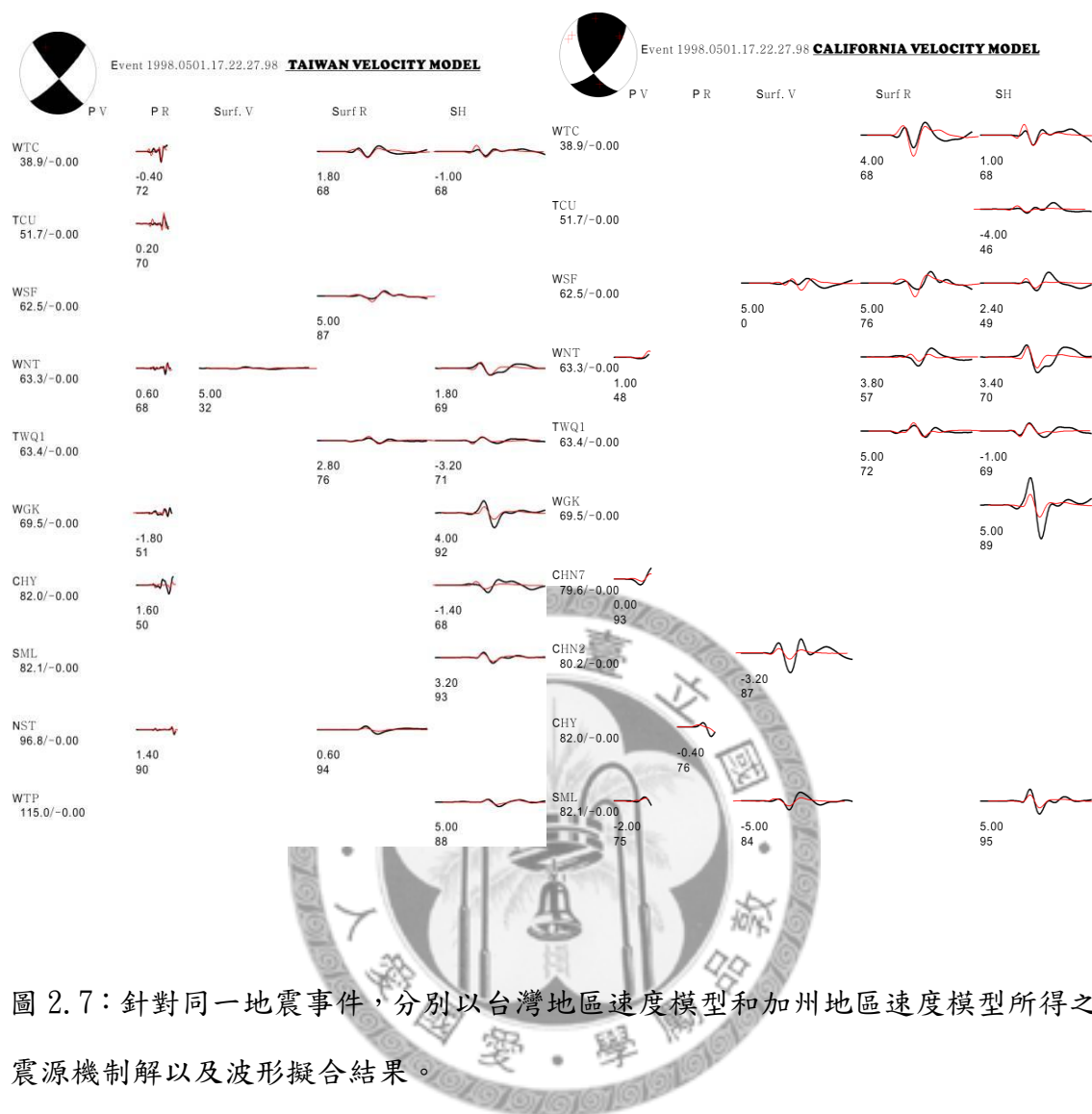


圖 2.7：針對同一地震事件，分別以台灣地區速度模型和加州地區速度模型所得之震源機制解以及波形擬合結果。

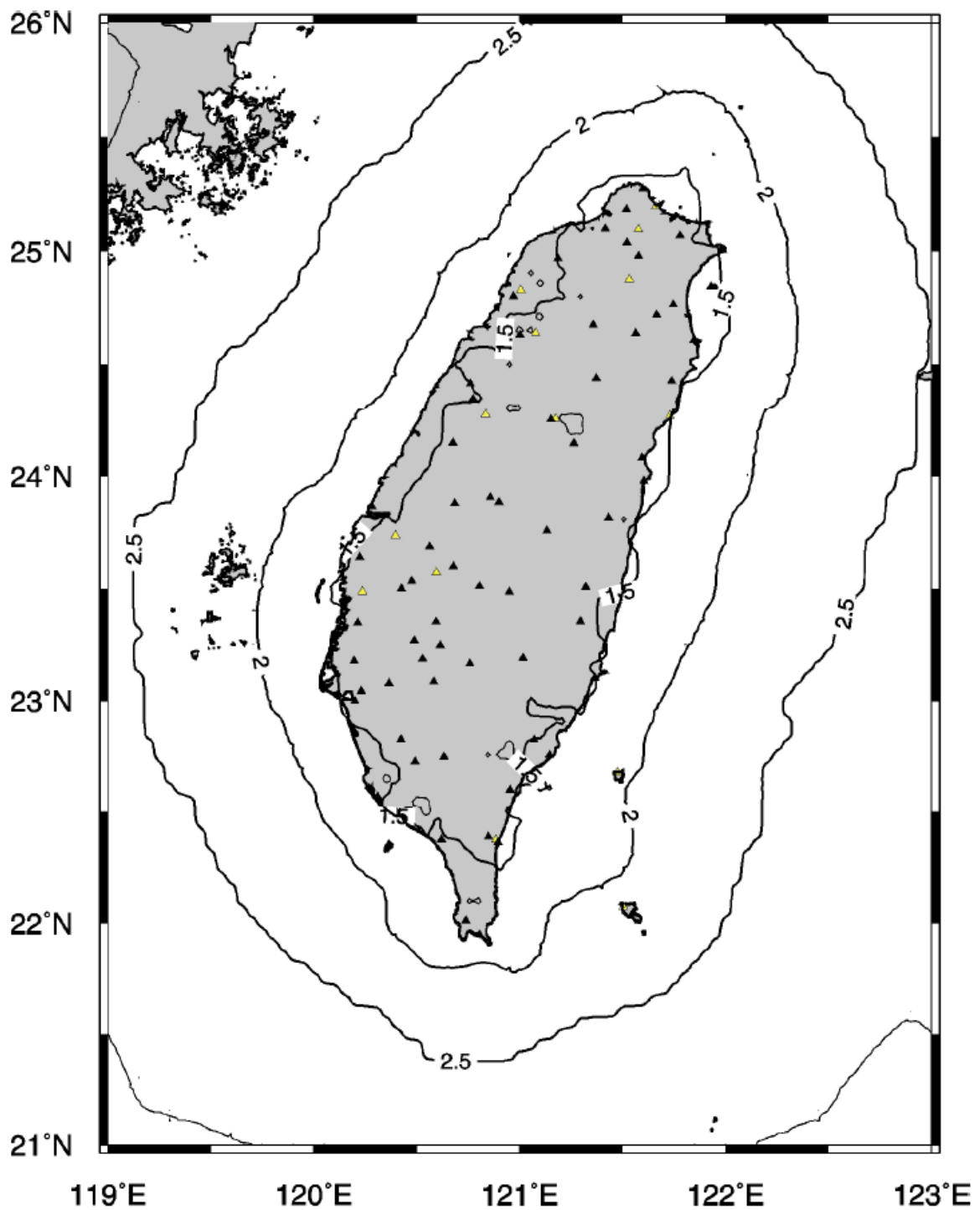


圖 2.8：中央氣象局地震觀測網(CWBSN)觀測地殼深度範圍內最小規模地震之極限分布圖。規模等值線包含區域為觀測地震規模之下限，規模極線數值是以 CWBSN 速度型地震儀觀測分析所得之結果。圖中三角形符號表現 CWBSN 配置速度型地震儀測站之分布，空心標示之測站已停止觀測(張建興，2004)。

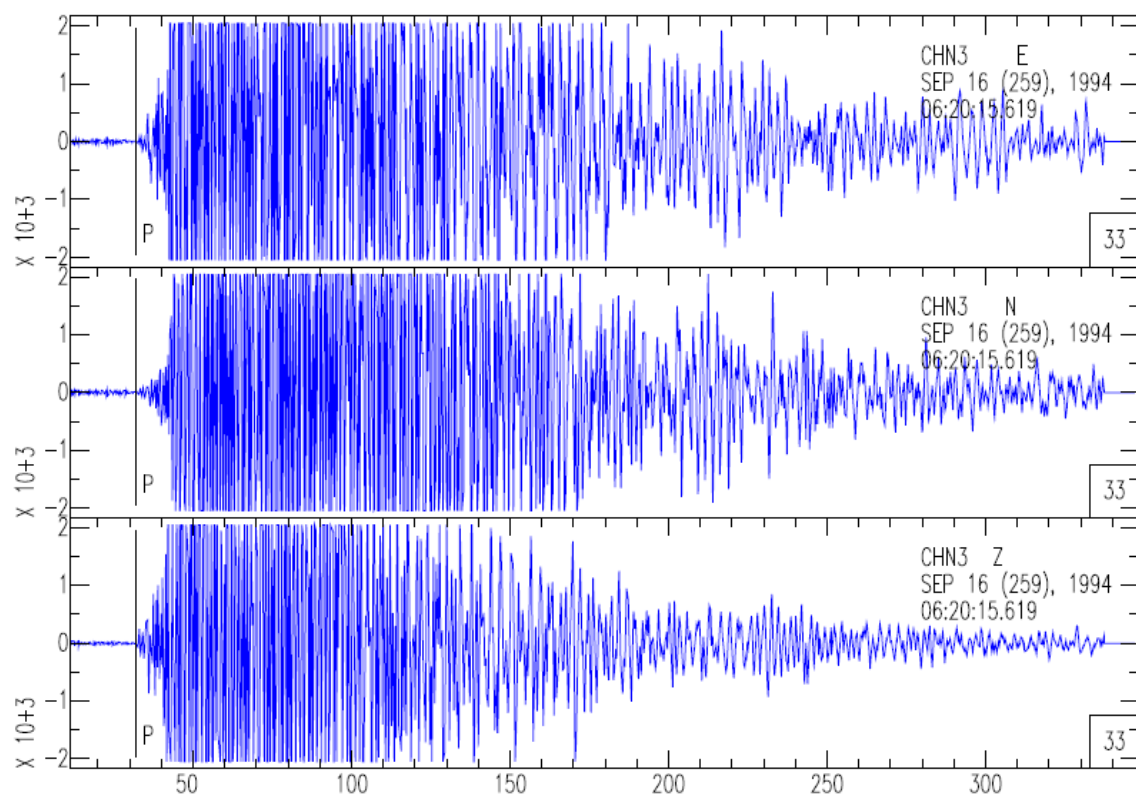


圖 2.9：三分量波形展示。S13 儀器當地震規模太大時，便會產生紀錄破格現象。



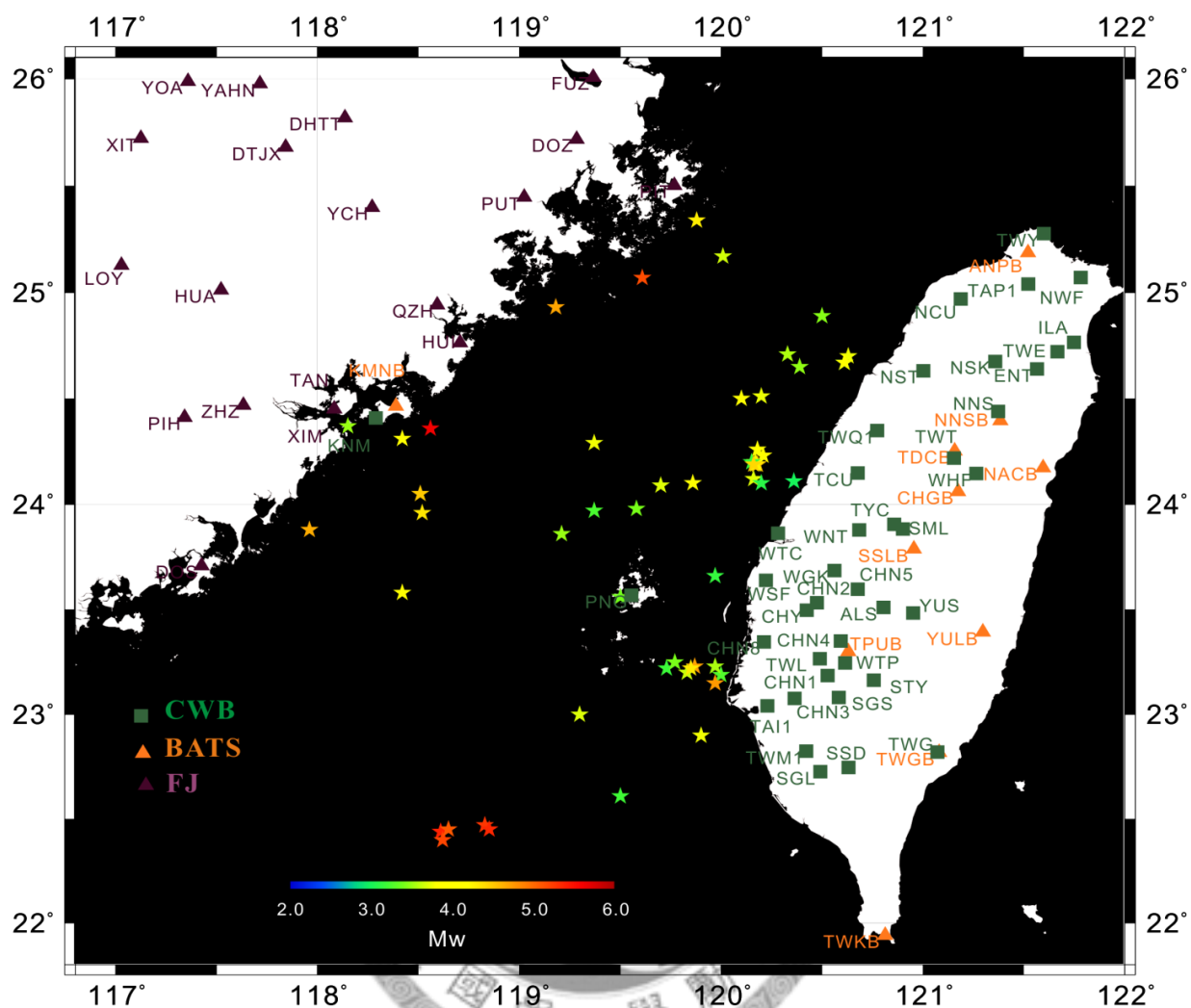


圖 2.10：經由條件篩選後，此次研究進行震源機制求解之地震事件分布圖以及所使用測站之位置分布圖。由圖可見地震事件多屬中小型地震。

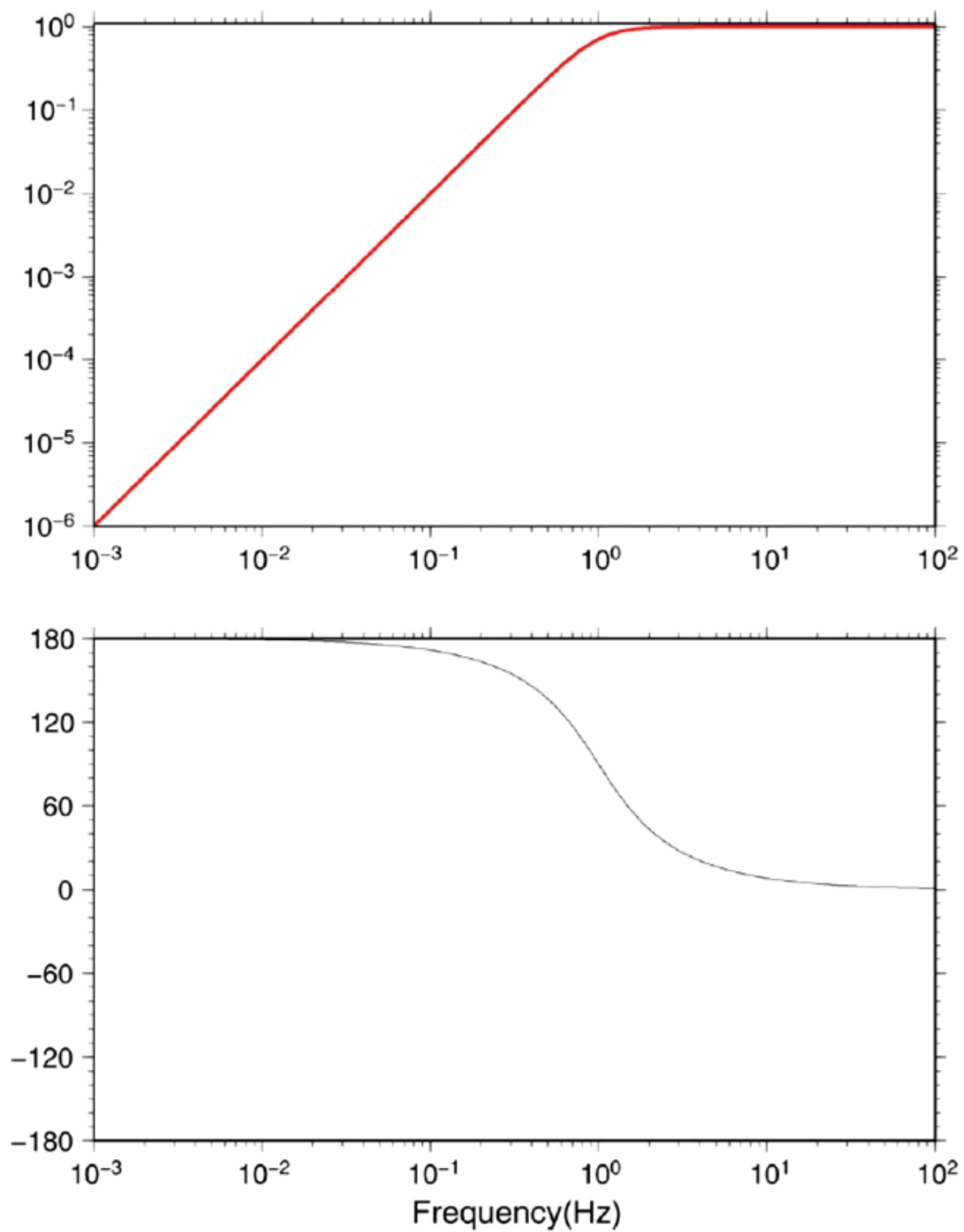


圖 2.11：S13 速度型感震器儀器響應曲線圖。上圖為各頻率所對應之響應振幅，
下圖則為各頻率所對應之響應相位。

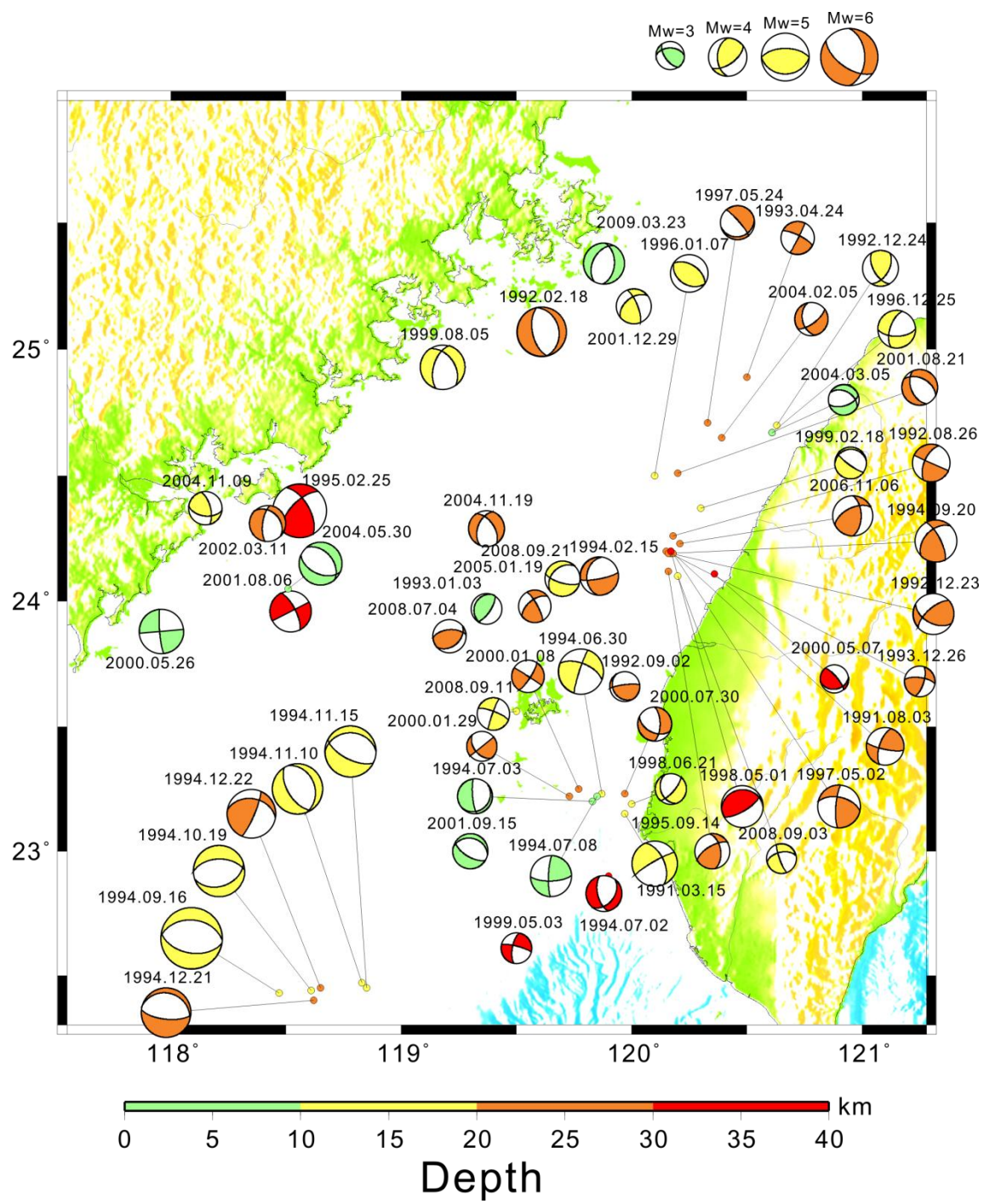


圖 2.12：本次研究所求解出 55 個地震解之分布圖。

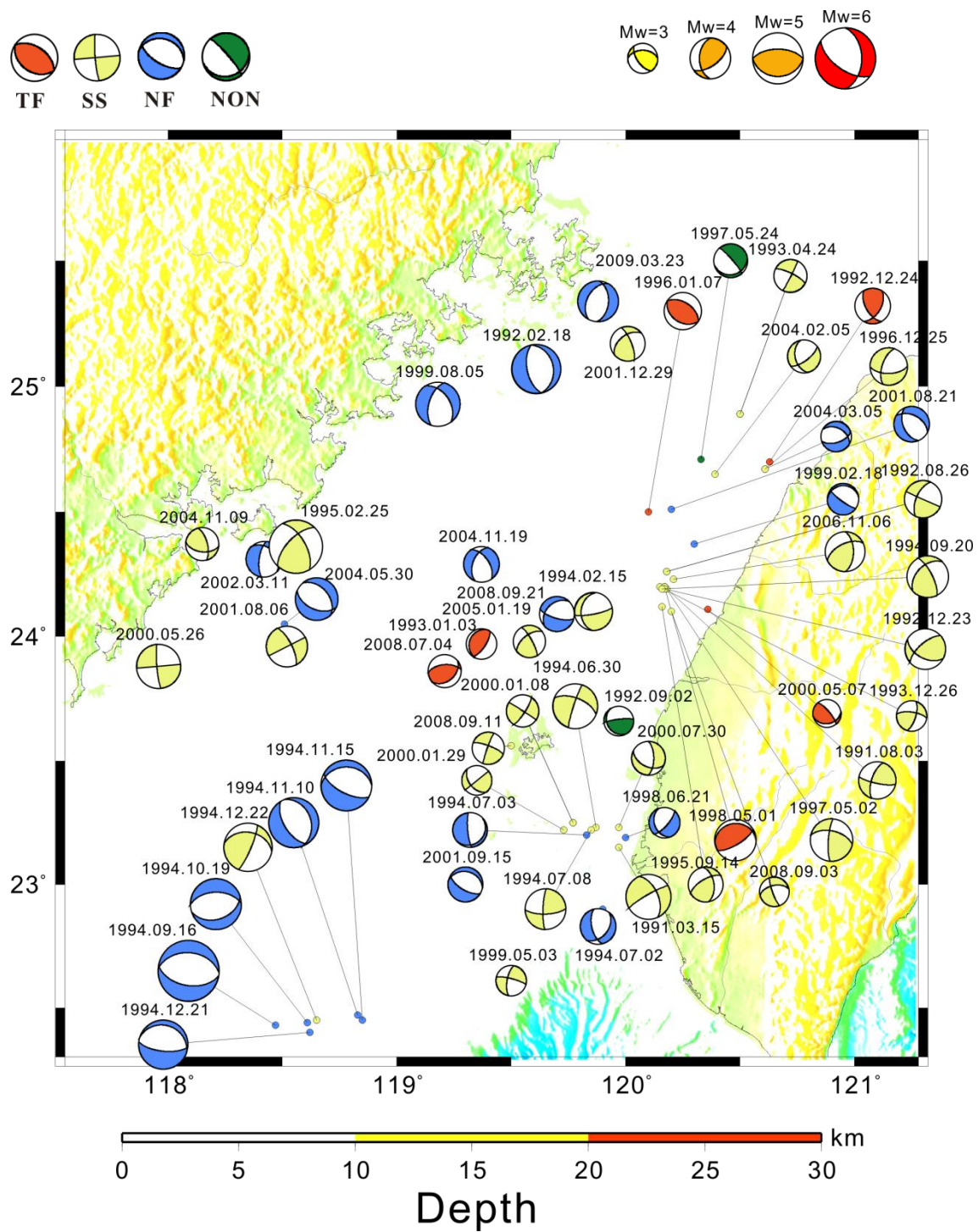


圖 2.13：本次研究所求解出地震解依照斷層類型分類之分布圖。

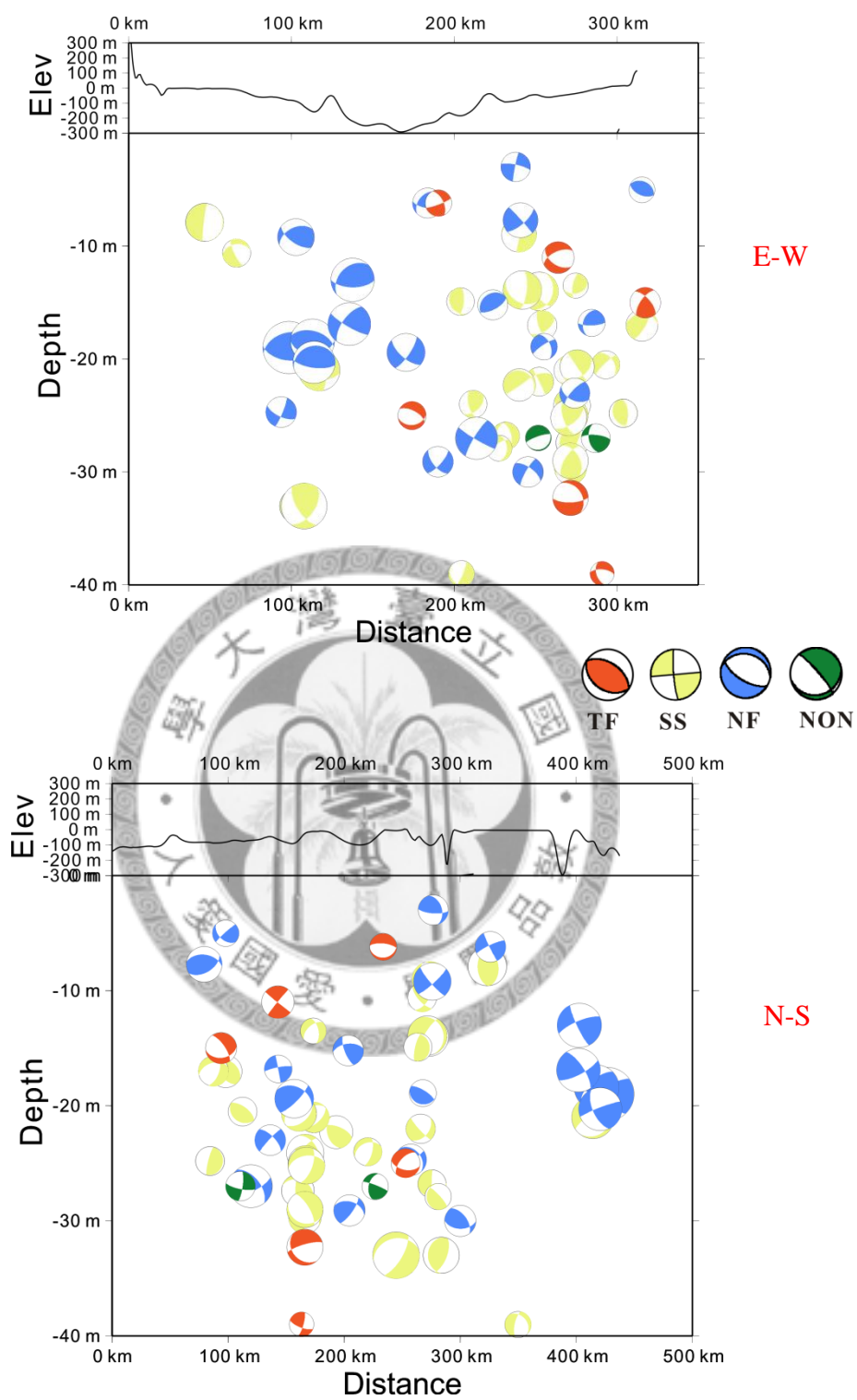


圖 2.14：台灣海峽地震深度剖面圖。上圖為東西向剖面，下圖為南北向剖面。

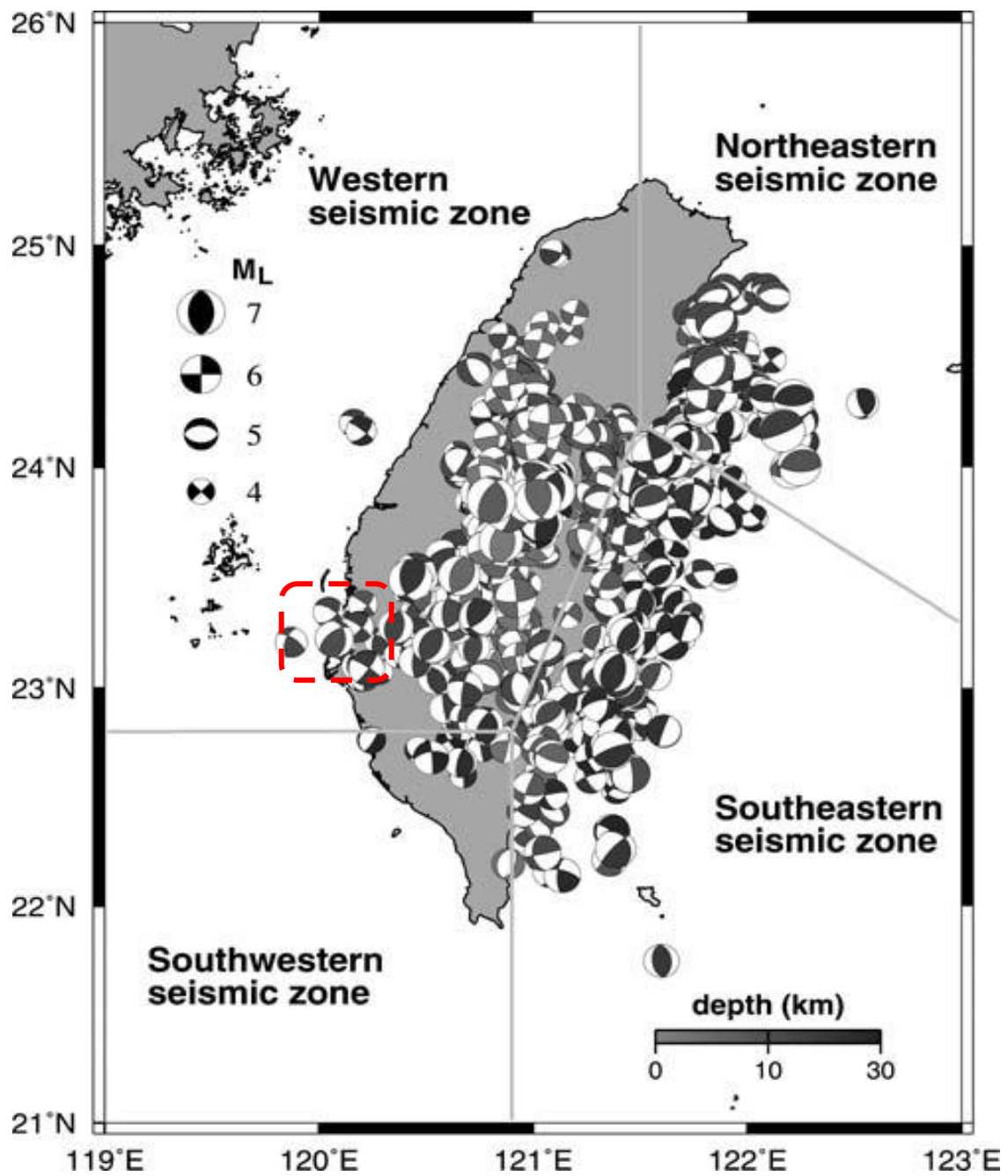


圖 2.15：台灣地區地震帶分區與震源特性示意圖(Wu et al., 2007)。

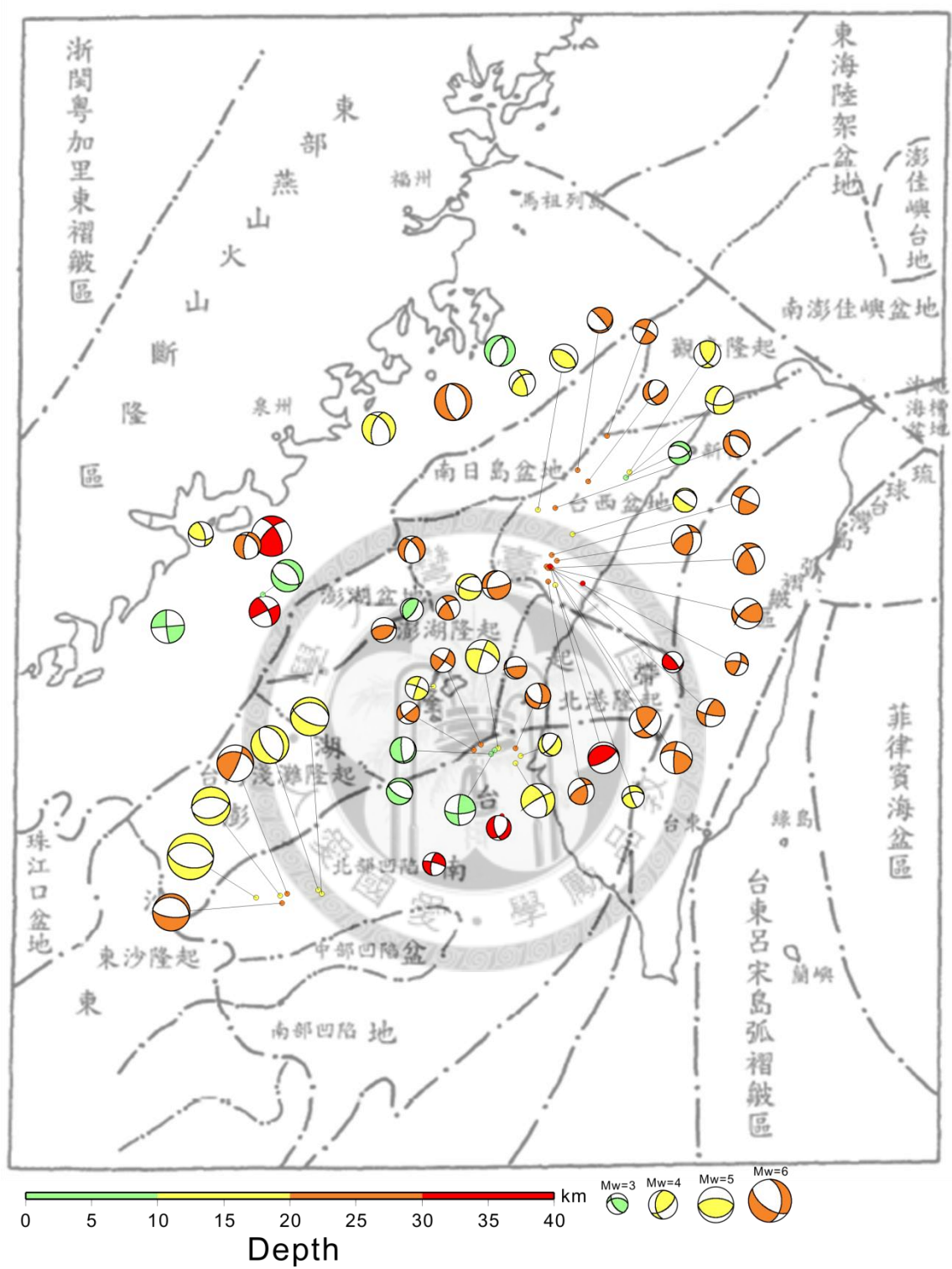


圖 2.16：套疊地形分區圖之台灣海峽震源機制分布圖。

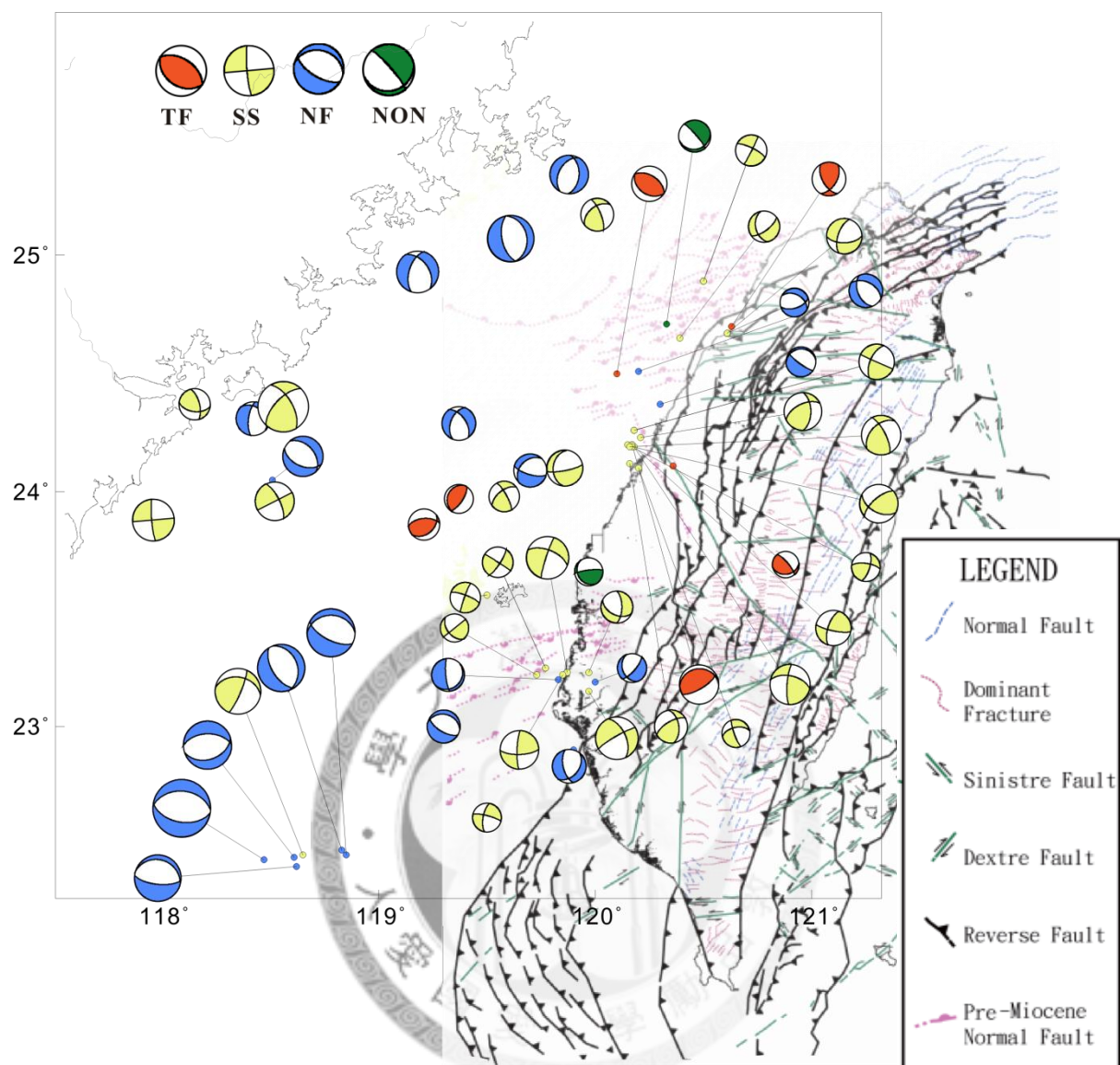


圖 2.17：套疊入構造線之台灣海峽震源機制分布圖(修改自 Lu et al., 2009)。

表 2.1 台灣海峽地震震源機制解參數表

發震日期	經度	緯度	深度	走向	傾角	滑移角	規模	波段	波相	測站
1991. 03. 15	119. 97	23. 15	14	240	82	-35	4. 75	12	5	5
1991. 08. 03	120. 17	24. 2	29. 7	198	65	14	3. 94	16	5	6
1992. 02. 18	119. 61	25. 07	27	168	59	-90	5. 16	16	5	7
1992. 08. 26	120. 18	24. 26	27. 4	294	90	30	3. 95	15	4	5
1992. 09. 02	119. 97	23. 66	27	263	80	70	3. 15	18	5	5
1992. 12. 23	120. 17	24. 19	25	229	66	43	4. 27	19	4	6
1992. 12. 24	120. 63	24. 7	15	150	58	46	3. 75	10	5	3
1993. 01. 03	119. 37	23. 97	6. 2	202	22	79	3. 24	13	4	6
1993. 04. 24	120. 5	24. 89	24. 8	296	76	-3	3. 45	13	4	4
1993. 12. 26	120. 15	24. 2	25. 3	17	68	23	3. 19	14	4	6
1994. 02. 15	119. 86	24. 1	22. 3	79	79	-57	3. 99	10	4	6
1994. 06. 30	119. 87	23. 23	13. 9	198	84	-30	4. 71	25	4	8
1994. 07. 02	119. 9	22. 9	30	38	42	-47	3. 76	9	4	4
1994. 07. 03	119. 83	23. 2	3	48	18	-38	3. 64	18	5	6
1994. 07. 08	119. 85	23. 22	9	182	80	20	4. 31	22	3	12
1994. 09. 16	118. 47	22. 43	19	100	50	-86	6. 43	50	5	10
1994. 09. 20	120. 16	24. 19	25. 2	333	72	47	4. 42	15	4	7
1994. 10. 19	118. 61	22. 44	18. 4	269	51	-79	5. 38	16	5	7
1994. 11. 10	118. 83	22. 47	16. 9	339	32	-81	5. 27	9	3	7
1994. 11. 15	118. 85	22. 45	13	108	61	-63	5. 35	19	4	8
1994. 12. 21	118. 62	22. 4	20. 3	288	22	-79	5. 19	15	5	6
1994. 12. 22	118. 65	22. 45	21	23	80	54	5. 09	21	5	7
1995. 02. 25	118. 56	24. 36	23	351	51	32	5. 62	31	5	9
1995. 09. 14	120. 16	24. 12	21	312	60	63	3. 71	25	5	7
1996. 01. 07	120. 1	24. 5	11	123	39	90	3. 92	18	4	8
1996. 12. 25	120. 61	24. 67	17	31	90	19	3. 96	11	3	6
1997. 05. 02	120. 18	24. 19	24. 1	283	55	15	4. 5	17	5	4
1997. 05. 24	120. 33	24. 71	27. 8	319	82	-73	3. 56	16	4	7
1998. 05. 01	120. 17	24. 2	35. 5	138	84	10	4. 35	21	5	13
1998. 06. 21	120	23. 19	18. 9	41	72	-59	3. 27	20	5	6
1999. 02. 18	120. 3	24. 37	16. 8	126	79	-80	3. 34	20	5	8
1999. 05. 03	119. 5	22. 61	29	249	36	-90	3. 2	11	5	4
1999. 08. 05	119. 18	24. 93	19. 4	197	57	-55	4. 69	13	5	6

2000. 01. 08	119. 77	23. 25	26. 8	33	78	1	3. 42	14	5	4
2000. 01. 29	119. 73	23. 22	27. 9	231	90	42	3. 18	16	5	5
2000. 05. 07	120. 36	24. 11	39	80	29	34	3	12	5	6
2000. 05. 26	117. 96	23. 88	7. 9	85	90	-7	4. 65	15	5	7
2000. 07. 30	119. 97	23. 23	22	0	64	-48	3. 55	21	5	7
2001. 08. 06	118. 52	23. 96	29	138	82	-11	4. 34	12	5	5
2001. 08. 21	120. 2	24. 51	23	157	50	-62	3. 74	32	5	12
2001. 09. 15	119. 3	23	6. 2	121	64	-82	3. 69	9	4	3
2001. 12. 29	120. 01	25. 17	17	338	73	44	3. 66	11	5	3
2002. 03. 11	118. 42	24. 31	29	319	83	-1	3. 8	9	5	4
2004. 02. 05	120. 39	24. 65	20. 5	53	68	-50	3. 48	7	4	5
2004. 03. 05	120. 61	24. 67	5	299	42	-52	3. 19	11	5	4
2004. 05. 30	118. 51	24. 05	29	280	67	-78	4. 5	17	5	6
2004. 11. 09	118. 15	24. 37	10. 6	97	52	33	3. 5	9	4	6
2004. 11. 19	119. 37	24. 29	29. 3	207	57	-46	3. 76	10	4	6
2005. 01. 19	119. 58	23. 98	24	331	77	34	3. 41	11	4	5
2006. 11. 06	120. 21	24. 23	20. 7	360	56	41	4. 21	23	5	8
2008. 07. 04	119. 21	23. 86	25	50	39	61	3. 5	13	4	5
2008. 09. 03	120. 2	24. 1	13. 5	160	80	-37	3. 1	11	3	7
2008. 09. 11	119. 5	23. 56	14. 9	291	77	5	3. 4	9	3	3
2008. 09. 21	119. 7	24. 09	15. 2	106	70	-58	3. 7	10	4	5
2009. 03. 23	119. 88	25. 339	7. 7	208	45	-72	4. 3	14	5	7

第三章 台灣海峽內部之應力狀態

根據目前板塊運動模式，現今經各項研究工作的努力，已大致掌握台灣地區之背景地殼應力的基本分布型態。由 GPS 測量結果(Yu et al., 1997)得知，菲律賓海板塊相對於澎湖以每年 8.1cm 的速度朝 306° 方向(以正北為 0° ，順時針為正)移動。李錫堤(1986)用台灣地區斷層面與斷層面上滑動方向來逆推應力狀態(圖 3.1)。其研究結果顯示台灣地區應力場的最大主應力軸分布，大致平行於板塊移動方向，且由南而北呈現一順時針旋轉現象。而過往研究結果也和此一結論相符(Kao & Angelier, 2001; Rau & Wu, 1998; Wu et al., 2008; 呂玉菀, 2004; 廖哲緯, 2008)。而台灣海峽由於現實觀察條件之限制，無法藉由野外斷層面滑動之測量以及廣佈 GPS 測站來獲得台灣海峽區域應力狀態之估算，於是地震震源機制成為目前唯一可獲得台灣海峽區域平均應力狀態分布之觀測手段。過去因缺乏此一區域內有系統之震源機制研究，無法進行此一工作。以本研究成功有效求取此一區域之震源機制解後，進一步綜合研判區域構造應力和特徵也具有可行性了。

3.1 區域構造應力型態之估計

地震震源錯動型態受控於地殼應力與構造環境之綜合效應(圖 3.2)，當地殼應力超越地層強度便產生斷層錯動。若地層構造強度為均質時，震源錯動會沿著最大剪切應力方向發生，故 P、B、T 軸即為 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 (最大、中間、最小壓縮主應力軸)方向；當地層構造強度不為均質時，震源錯動通常會沿著先存的斷層脆弱帶而發生，故 P、B、T 軸則與 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 方向並不相符。這就是為什麼區域構造應力第一、第三主壓力軸與單一地震的 P、T 軸的位置通常會有極大的落差的原因。根據斷層面應具有構造應力張量之剪力分量的約束條件， σ_1 、 σ_3 方向應分別位於含 P、T 軸的伸張與壓縮象限的任何一個位置(Mckenzie, 1969)。利用地震震源機制綜合研判背景地殼應力是地球物理研究的重要課題，由於區域內地質背景及構造活動的歧異度不同，使得區域性平均地殼應力型態之推求必須考慮區域特性而

更顯複雜。

應用群集之震源機制解估計區域構造之應力型態，是透過震源錯動為構造應力張量在錯動面上的剪切分量此一約束條件來建立應力張量與震源機制之幾何關係，來搜尋出所選取空間、時間內一相容的應力模型。地殼應力為一對稱張量，具有 6 個獨立參數，而影響斷層錯動面上剪切分量的參數是應力主軸方向(σ_1 、 σ_2 、 σ_3)和軸差應力比值(mean/deviatoric stress ratio)。也就是若利用震源機制進行的應力逆推方法將只能推求此四個參數，無法獲得其他兩個參數，分別是均向應力和軸差應力的絕對大小。因此，我們通常將應力張量分解為等軸分量($\sigma_1 I$)與軸差應力比值，而軸差分量再提出($\sigma_3 - \sigma_1$)，成一簡化應力張量(reduced stress tensor)，此一簡化應力張量便包含了應力主軸方向與軸差應力比值四個參數。而逆推構造應力的方法就是透過剪力錯動之約束條件外，加入合理的構造假設條件(進行應力分區)來估計此一簡化應力張量。

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} ; (0 \leq R \leq 1) \quad (1)$$

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} = (\sigma_3 - \sigma_1) \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} + \sigma_1 I \quad (2)$$

其中R是用以描述三個主應力的相對大小，當 $R = 1$ 時($\sigma_2 = \sigma_3$)，表示構造應力屬於純粹的單軸軸差壓縮(uniaxial deviatoric compression)，也就是 σ_1 主導此一區域；當 $R = 0$ 時($\sigma_2 = \sigma_1$)，表示應力屬於純粹的單軸軸差伸張(uniaxial deviatoric dilatation)，也就是 σ_3 主導此一區域。

以下幾節對一些常用的求解應力主軸方法分別說明之。

3.2 圖解法(Graphics Method)

由震源機制解進行構造應力分析的逆推方法中，剪力錯動為基本約束條件，也就是斷層滑動方向必須存在應力張量之剪切應力分量，故 σ_1 、 σ_3 方向應分別位於含 P、T 軸的伸張與壓縮象限內 (McKenzie, 1969)。因此重疊相同應力區內

所有震源機制解之伸張及壓縮象限，其所得之伸張以及壓縮相容區，即為 σ_1 、 σ_3 之概略方位(Lisle, 1988) (圖 3.3)。斷層滑移(slip)指示出該面的最大剪應力方向(Bott, 1959)，稱為解析剪應力(resolved shear stress)。基於斷層滑向(slip)為解析剪應力之約束條件認為 σ_1 、 σ_3 應分別位於輔助面與 P-T 面所構成之不同組的象限內，由此一控制條件則可進一步縮小相容區的範圍進而得到較為精確的 σ_1 、 σ_3 方位(Lisle, 1988)(圖 3.4)。圖解法可迅速求得群集震源機制解之應力相容區的統計結果，但僅能得到 σ_1 、 σ_3 的相容區範圍，無法估計軸差應力比值 R。

3.3 數值逆推法(Numerical Inversion Method)

應力逆推的技術大多根據斷層滑移(fault slip)的資料而來，包括了運用斷層差痕與滑移向量。這些技術的基本假設是相近的，其主要的差別來自對誤差值(misfit)的描述、趨近最佳應力模型的方式不同(Angelier, 1979, 1984, 1989, 1994; Gephart, 1990; Gephart & Forsyth, 1984; Michael, 1984, 1987)。

所有只應用震源機制資料來逆推應力軸方向的方法均無需採用斷層面野外資料(Gephart & Forsyth, 1984; Michael, 1984)。依據斷層面滑移向量(slip)和解析剪應力(resolved shear stress)方向一致且在選取之空間、時間內其應力狀態為均勻分布的兩個基本假設來獲得區域平均應力狀態。應力逆推的目標是對所有使用的地震資料搜尋出一應力模型(σ_1 、 σ_2 、 σ_3 和軸差應力比值 R)，使其斷層面滑移向量(slip)和解析剪應力(resolved shear stress)方向之間的差異角度最小。

3.3.1 Focal Mechanism Stress Inversion (FMSI)方法

Focal Mechanism Stress Inversion (FMSI)方法是由 Gephart & Forsyth (1984) 提出的。該方法使用非線性格點搜尋法於未知應力參數空間(σ_1 、 σ_2 、 σ_3 和軸差

應力比值， $R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3}$ 藉由最小化理論模型和資料之間的平均誤差值尋找格點內最佳應力模型(best-fitting model)。依應力模型與震源機制解之觀測資料間誤差(misfit)度量方式，Gephart & Forsyth (1984)將 FMSI 法分成三種，分別是極軸旋轉法(pole-rotation method)、趨近法(approximation method)和極小旋轉法(minimization method or exact method，圖 3.5)。

(1)極軸旋轉法(pole-rotation method):

搜尋最佳應力模型時，利用各斷層面所得之預期剪應力方向，與所有震源機制解之觀測滑動方向搜尋出最小化差值。量取差值方式為此兩向量繞著斷層面極軸(N 軸)之旋轉角

$$misfit = \text{Min} \sum_{x=1}^n \theta_x^N \quad (3)$$

(2)趨近法(approximation method):

和極軸旋轉法使用相同之約束條件，只是進一步加入斷層面資訊，計算斷層面幾何之三個正交面之法向軸(即斷層面、P-T 面和輔助面之法向軸 N、B、S 軸)，分別計算最小化應力模型與三極軸之旋轉角誤差以搜尋最佳應力模型。

$$misfit = \text{Min} \sum_{x=1}^n (\theta_x^N + \theta_x^B + \theta_x^S) \quad (4)$$

(3)極小旋轉法(minimization method or exact method):

在旋轉角誤差計算時，改良趨近法分別計算應力模型與三極軸之誤差角，改以搜尋一廣義旋轉角，同時計算應力模型與三極軸之間的誤差(圖 3.5)。

$$misfit = \text{Min} \sum_{x=1}^n \sum_p |\theta_x^p| \quad (5)$$

其中，P=N, B, S。

本研究使用 Gephart (1984)方法之流程為：先使用趨近法(approximation method)，並以 10° 為一格點間隔進行格點搜尋，接著以趨近法之所得作為初始模

型，進一步以極小旋轉法(minimization method or exact method)，並用 5° 較小的格點間隔再次進行格點搜尋求得最佳應力解。

根據研究顯示(Gillard & Wyss, 1995; Wyss et al., 1992)，當 misfit 值小於 6 時，則所選取之空間、時間內可視為一均勻應力狀態；當其值介於 6 到 9 之間，則選取之格點雖然區域內有些許異質性存在，但整體而言，其應力結果是可接受的；倘若 misfit 值大於 9，則區域內無法視為一均勻應力狀態，而其所求得之應力軸方向，意義不大，進行下一步應力分區是有其必要性的。而本研究便主要根據此一數值作為判定區域應力均值狀態和分區必要性之依據。

3.3.2 Linear Stress Inversion with Bootstrapping (LSIB)方法

Linear Stress Inversion with Bootstrapping 是 Michael (1984)提出的。該方法將非線性問題線性化以進行應力逆推，由線性(linear)和最小平方逆推法(least-squares inversion)所綜合的線性逆推法求得應力張量。雖然實際上應力逆推為非線性問題，但若假設同一區域內每一個斷層面上所承受的解析剪應力大小一致，且反應相同之應力張量(stress tensor)，則逆推問題可被線性化：

$$\begin{bmatrix} n_1 - n_1^3 + n_1 n_3^2 & n_2 - 2n_2 n_1^2 & n_3 - 2n_3 n_1^2 & -n_1 n_2^2 + n_1 n_3^2 & -2n_1 n_2 n_3 \\ -n_2 n_1^2 + n_2 n_3^2 & n_1 - 2n_1 n_2^2 & -2n_1 n_2 n_3 & n_2 - n_2^3 + n_2 n_3^2 & n_3 - 2n_3 n_2^2 \\ -n_3 n_1^2 - n_3 + n_3^3 & -2n_1 n_2 n_3 & n_1 - 2n_1 n_3^2 & -n_2^2 n_3 - n_3 + n_3^3 & n_2 - 2n_2 n_3^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{12} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \end{bmatrix} \quad (6)$$

其中， n_i 單位法向量， σ_{ij} = 應力張量單元(stress tensor elements)， s_i = 斷層滑移向量單元(element of the slip direction vector)。

若加入應力張量體積不改變的特性 $\sigma_{33} = -(\sigma_{11} + \sigma_{22})$ ，可進一步將(Eq. 3.6)改寫為：

$$\begin{pmatrix} A^1 \\ A^2 \\ \vdots \\ A^m \end{pmatrix} \vec{\Sigma} = \begin{pmatrix} \hat{s}^1 \\ \hat{s}^2 \\ \vdots \\ \hat{s}^m \end{pmatrix} \quad (7)$$

其中， A^j = 第 j 個斷層面方位所定義之矩陣， $\vec{\Sigma}$ = 應力張量單元(stress tensor elements)， \hat{s}^j = 第 j 個斷層面滑移方向之單位向量。

接著利用最小平方法求得 \hat{s}^j 和觀測值所得第 i 個斷層面上之應力向量之最小值來求得最佳應力張量以 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 三軸方向與軸差應力比值($R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3}$)表示。

Michael (1984)方法所定義之軸差應力比值 ψ 和 Gephart (1984)使用之軸差應力比值 R 不同。在意義上，當 $R=1$ 、 $\psi=0$ 時，表示構造應力屬於純粹的單軸軸差壓縮 (uniaxial deviatoric compression)，也就是 σ_1 主導此一區域；當 $R=0$ 、 $\psi=1$ 時，表示應力屬於純粹的單軸軸差伸張 (uniaxial deviatoric dilatation)，也就是 σ_3 主導此一區域。

3.3.3 可信度範圍

Gephart & Forsyth (1984)使用統計方法獲得 95%信心區間：

$$\Sigma_{95} = \left(\frac{1.96 \left(\frac{\pi}{2} - 4 \right)^{0.5} n^{0.5+n}}{n-k} \right) \Sigma_{\min} \quad (8)$$

其中， Σ_{\min} 計算出最小之 misfit 值， n 為資料數， k 為自由度。也就是使用 Gephart & Forsyth (1984)方法所計算出的 misfit 值，小於 Σ_{95} 值皆可認定為在 95%可信度範圍內。而 Michael (1987a, b)則採用 bootstrap 方法(Efron et al., 1993)。

此法主要精神是以重覆取樣(resampling)方式，製作樣本，並計算每一樣本的應力張量結果和最佳應力張量之相似程度：

$$\frac{\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 M_{ij} N_{ij}}{\left(\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 M_{ij}^2 \right)^{0.5} \left(\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 N_{ij}^2 \right)^{0.5}} \quad (9)$$

其中， M 、 N 為兩相異應力張量。以 95%信心區間為例，當重複取樣 2000 個樣本，其中最接近最佳解的 1900 個樣本所組成的範圍，就是 95%可信度範圍，而本研究也就使用 2000 個重複取樣之樣本進行 95%信心區間範圍估計。

本研究將使用格點搜尋法(以下簡稱為 FMSI)和線性逆推法(以下簡稱為 LSIB)來進行台灣海峽區域應力狀態之估算。

3.4 區域應力逆推結果和討論

由本研究利用第二章所求解之台灣海峽震源機制解(55 筆地震資料，圖 3.6)分別使用 FMSI 和 LSIB 兩種應力逆推方法作應力狀態分析，以進一步了解台灣海峽區域應力型態，並企圖藉由所得之應力結果觀察與構造活動之關聯性。

我們首先將整個台灣海峽地區作為一格點，求解應力方向(圖 3.7)，而由 Gephart & Forsyth (1984)方法所得之 misfit 值大於 9，表示此一地區的應力狀態為高異質狀態，無法將之視為一均勻應力場，而其所得之應力軸方向即無特別意義。基於此一結果，我們進一步依照地震分佈將台灣海峽簡略區分成四個區塊(圖 3.8)，分別是台中、新竹外海- A 區，台灣西南沿海- B 區、台灣海峽西北部- C 區和台灣海峽南部- D 區。以下就各區由格點搜尋(Gephart, 1984)和線性應力矩逆推(Michael, 1984)之應力逆推結果，分述加以討論。

(1) 台中、新竹外海- A 區(圖 3.9):

此區是海峽地震中最靠近變形前緣的地震群集，位於北港高區以北。其規模大小多屬 3-4 之間的中小型地震，且地震震源機制型態最為多變。由應力逆推結

果顯示，兩種方法所得之 σ_1 方向皆和變形前緣垂直且符合菲律賓海板塊與歐亞板塊互相作用之方向，此一結果暗示著即使在變形前緣西側，板塊擠壓碰撞之效應仍舊影響著此一區塊。此區域應力結果也和過去研究(李錫堤, 1986)在台灣西北部陸上所求得之 σ_1 應力主軸方向一致。而兩種方法所得之應力主軸方向結果相當一致，但 LSIB 方法其 95%信心區間解範圍較 FMSI 方法有非常好的收斂。在 FMSI 表現之 R 值顯示 σ_1 和 σ_3 其值大小相當(但 σ_3 值略大於 σ_1)，而 σ_1 比起 σ_3 ，傾角近乎水平，由此判斷此一區域壓應力作用略大於張應力作用之走向滑移機制；在 LISM 雖然表現之 R 值顯示為 σ_3 主導此一區域，但 σ_3 主軸傾角為 62.5° 而 σ_1 主軸傾角為 3.9° ，近乎水平，我們無法就這兩資訊判斷此一區域應力軸投影在水平面上， σ_1 軸和 σ_3 軸之相對大小，但我們綜合 FMSI 方法和此區震源機制表現之形態，認為此區域為走向滑移形態且仍受到板塊碰撞效應之影響。

(2) 台灣西南沿海- B 區(圖 3.10、圖 3.11、圖 3.12):

此一區域位於台南盆地、北港高區以南，震源機制型態顯示此區多為走向滑移和正斷層為主。在台灣地區地震分佈圖(圖 2.15)上，我們觀察在台南陸上、沿海有一明顯之地震群集，但其陸上和沿海所展現之震源機制解特性有很大的轉變，從陸地往海上，是走向滑移、逆斷層到走向滑移、正斷層型態的轉換，其震源型態變化相對是高頻的，令人關注。首先，我們將整個台南陸上、沿海整個區域視為一格點去估計應力型態，發現透過 FMSI 方法所得之 misfit 值超過 9，表示即使在範圍如此小的區塊，由應力逆推結果顯示此區無法視為均勻應力場，需作進一步應力分區。於此，根據地震分布和震源型態，粗略切分成西南陸上、沿海兩格點進行下一步應力逆推。由沿海格點之應力結果，FMSI 顯示 σ_1 軸為南北向、 σ_3 軸為東西向，且兩軸傾角皆近乎水平，接著通過 $R=0.4$ 進一步顯示，此區域屬於走向滑移機制且伸張應力投影於水平面時略大於壓縮應力。LSIB 應力結果， σ_3 軸相對於 FMSI 逆時針旋轉 20° ，為北東北-西南西向， σ_1 軸傾角 71.5° ，接近垂直，

因此 LSIB 結果顯示此區域顯現張裂應力型態。兩種應力逆推方法所得之結果比較， σ_1 軸、 σ_2 軸有互換的現象而 σ_3 軸的方向略為一致。在陸上格點部分，運用兩種逆推方法所得之 σ_1 方向和菲律賓海板塊與歐亞板塊互相作用之方向一致，顯示此區域受到板塊碰撞之構造力影響。將台南陸上所得之應力結果和台中、新竹外海區域所得之應力結果相比， σ_1 軸由南而北觀察出具有順時針旋轉之狀態，此一現象和在台灣西部陸上應力之扇狀分佈現象相符合(李錫堤, 1986)。而由台南沿海、陸上的應力結果比較，發現 FMSI 和 LSIB 結果顯示 σ_1 軸和 σ_3 軸皆有約 90° 的偏轉，應力狀態亦已呈現截然不同的型態，顯示著由西南陸地往海上，不僅由震源機制型態，甚至進一步之應力結果，都能觀察出在這四十公里不到之距離內，區域內應力變化是非常劇烈的。探究其原因，發現變形前緣正通過台南陸上，而此一構造說明了在變形前緣兩側，陸上、沿海(距離變形前緣西緣已有一段距離)呈現如此迥異應力型態。

(3) 台灣海峽西半部- C 區和 D 區(圖 3.13):

根據對於震源機制形態之觀察，此區域主要呈現走向滑移和正斷層形態分布，基於此一特性，首先將台灣海峽西半部視為一格點進行應力逆推，由 FMSI 結果之 misfit 值顯示整個台灣海峽西半部處於一均勻應力狀態。但比較 FMSI 和 LSIB 結果， σ_2 主軸和 σ_3 主軸其方向有對調之現象，兩主軸方向有接近 90° 的偏差，由此認為所得應力結果並不穩定，於是進行下一步之應力分區。根據地震分佈，將此區域細分為台灣海峽西北部- C 區和台灣海峽南部- D 區來分別進行討論。

(4) 台灣海峽西北部- C 區(圖 3.14):

此一區域 FMSI 和 LSIB 所求之應力結果相當一致，根據 σ_1 主軸傾角接近垂直、 σ_3 主軸傾角較接近水平，並通過 R 值判斷此一區域展現張裂機制且 σ_3 主軸方向為東北東-西南西向。兩種應力方法結果比較，於此，LSIB 方法其 95% 信心區間解範圍較 FMSI 方法有較好的收斂，且在 σ_2 主軸和 σ_3 主軸方位的判別上亦能得到較好

的區分。

(5) 台灣海峽南部-D區(圖 3.15):

此區域地震為一 94 年海峽強震為首之地震序列，台灣海峽內，地震規模平均最大之序列，且震源機制幾乎呈現 pure normal faulting 的特性。根據 FMSI 和 LSIB 所得之應力結果， σ_1 主軸傾角接近垂直、 σ_3 主軸傾角近乎水平向，並通過 R 值判斷此一區域同樣表現出強烈的張裂機制，但 σ_3 主軸方向相較於海峽西北半部有明顯往逆時針偏轉之現象。

綜合以上各分區結果，整個台灣海峽區域無法視為一應力均質區域，應力分區有其必要性。根據地震分布和應力逆推結果，本研究將台灣海峽劃分為四個應力均質區。在台灣海峽區域(圖 3.16)，除了在台中、新竹外海區域依舊受到板塊碰撞擠壓應力影響，其他區域皆表現張裂機制，而 σ_3 主軸亦觀察到由南而北呈現由南北向往東西向偏轉之狀態。而海峽西部東西向張裂應力特性是否暗示著台灣海峽 forebulge 的存在(Yu & Chou, 2001)值得後續討論。而由 FMSI 和 LSIB 兩種應力逆推結果之比較，除台南沿海區域，其他區域皆顯示 LSIB 所得之結果較 FMSI 之所得其 95% 可信度範圍較為集中理想，尤以在地震事件數較多時，此一現象特別明顯。探究其原因，過去研究利用合成資料方法測試 FMSI 和 LSIB 此二應力逆推方法(Hardebeck & Hauksson, 2001)，歸納出 FMSI 相較於 LSIB 在地震品質較好的情況下，精確度較高，但信心區間在大部分的情況下範圍過大；反之，在雜訊較大的資料群中，LSIB 方法通常能提供較正確的應力結果，且信心區間範圍也被認為是較理想的。換句話說，FMSI 比 LSIB 能提供解析度較高的解，但缺點是易受到資料雜訊影響。此一現象在本次研究台南陸上、沿海區域之應力結果特別顯著，比較 FMSI 和 LSIB 兩方法在陸上、沿海聯合區塊逆推結果和兩區域個別之應力逆推結果可發現 LSIB 法在陸海格點和陸上格點之結果十分相近，其原因是因為對於陸海格點而言，地震資料大部分來源仍是陸上，相對來說海上資料因為震源特性

截然不同，故可視為雜訊，於是在 FMSI 法的應力結果，我們可觀察出此法在三格點之應力結果皆不一致，也就是對於雜訊相當敏感，這樣的觀察也和 Hardebeck & Hauksson(2001)對於兩方法比較之結果一致。於 FMSI 和 LSIB 兩方法在本次研究台灣海峽區域的應用，其應力逆推結果在大部分的情況下相當一致，但是本研究區域屬於地震網外，震源機制資料品質相對於地震網內所求之解，其雜訊相對較高，且根據可信度範圍和集中程度，目前針對台灣海峽區域之應力狀態估計應屬 LSIB 應力逆推方法較能獲得穩定之解。



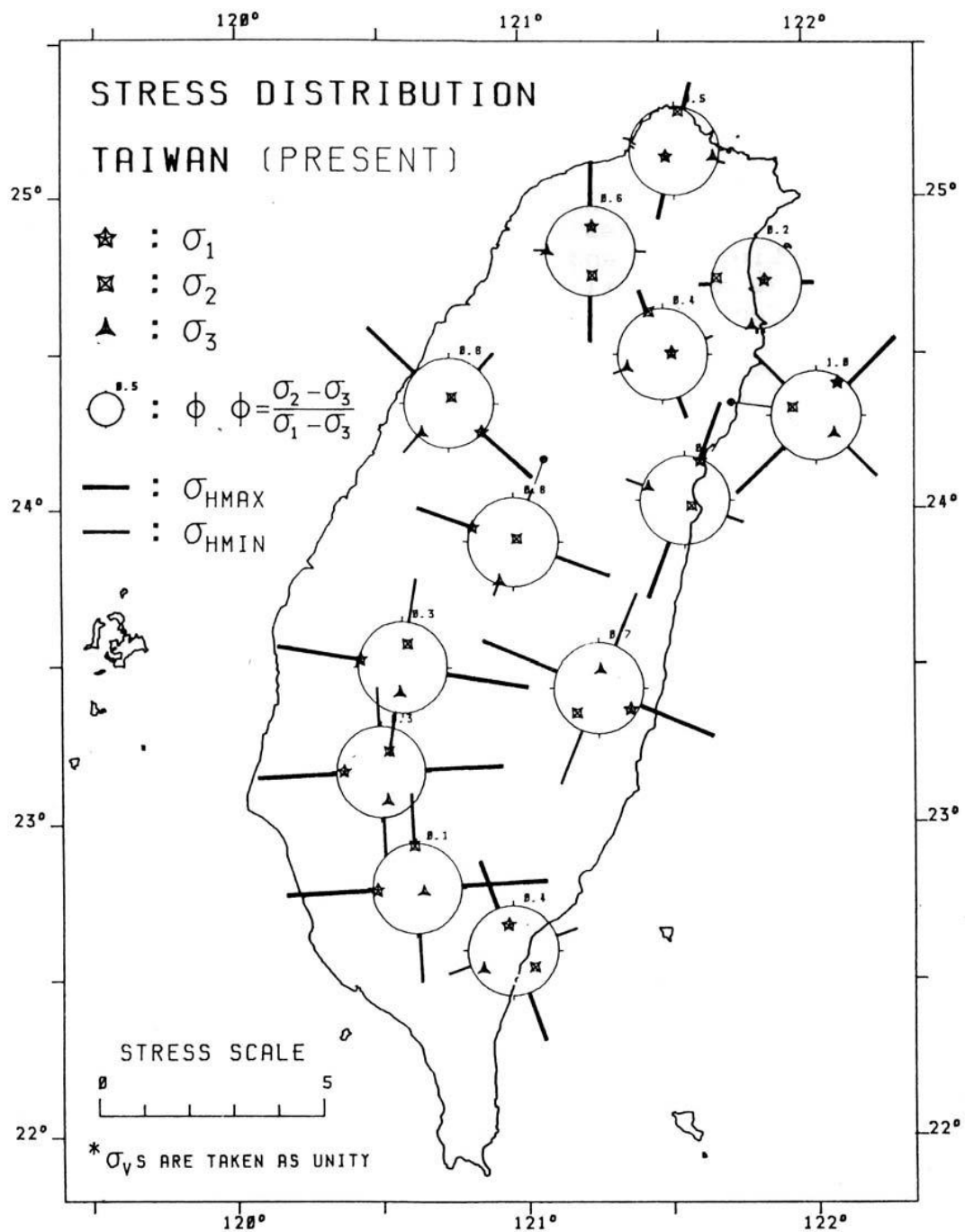


圖 3.1 台灣地區大地應力狀況(李錫堤, 1986)

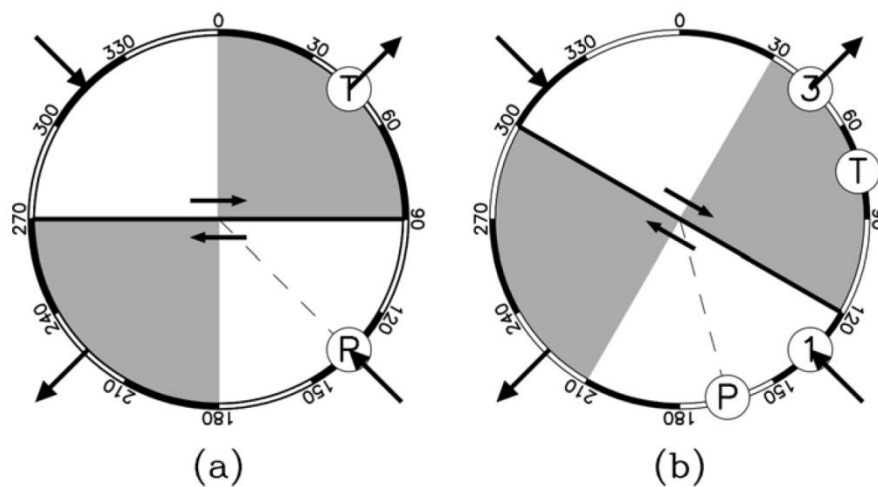


圖 3.2：震源機制與地殼應力之關係。(a)當地層構造強度為均值時，震源錯動應沿著最大剪切應力方向發生，故 P、B、T 軸即為 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 方向。(b)當地層構造強度不為均質時，震源錯動常沿著先存的斷層脆弱帶發生，故 P、B、T 軸與 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 方向並不相符(江準熙，2005)。

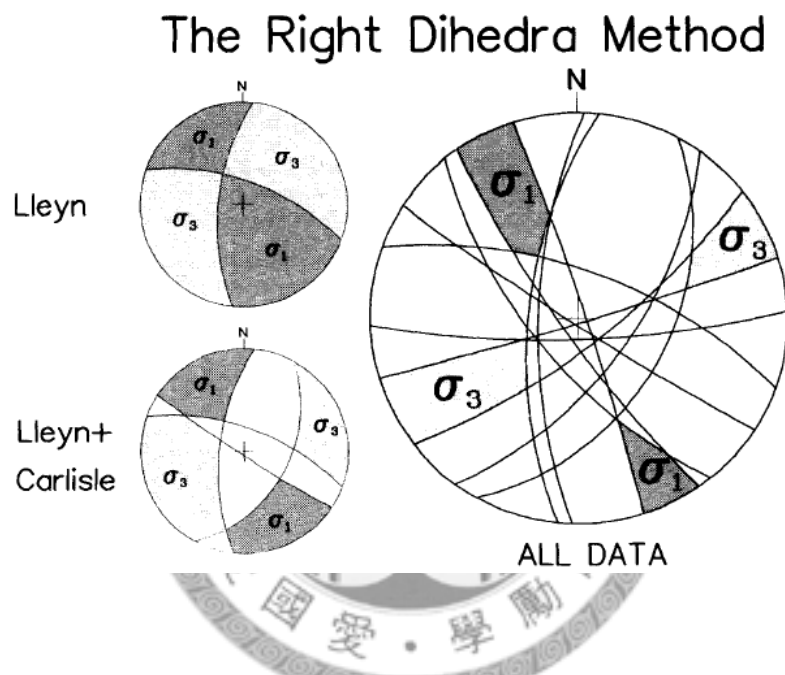


圖 3.3：RD 圖解法之震源機制應力分析原理(Lisle, 1988)。重疊伸張與壓縮相容區得到 σ_1 和 σ_3 之概略方位。

The Right Trihedra Method

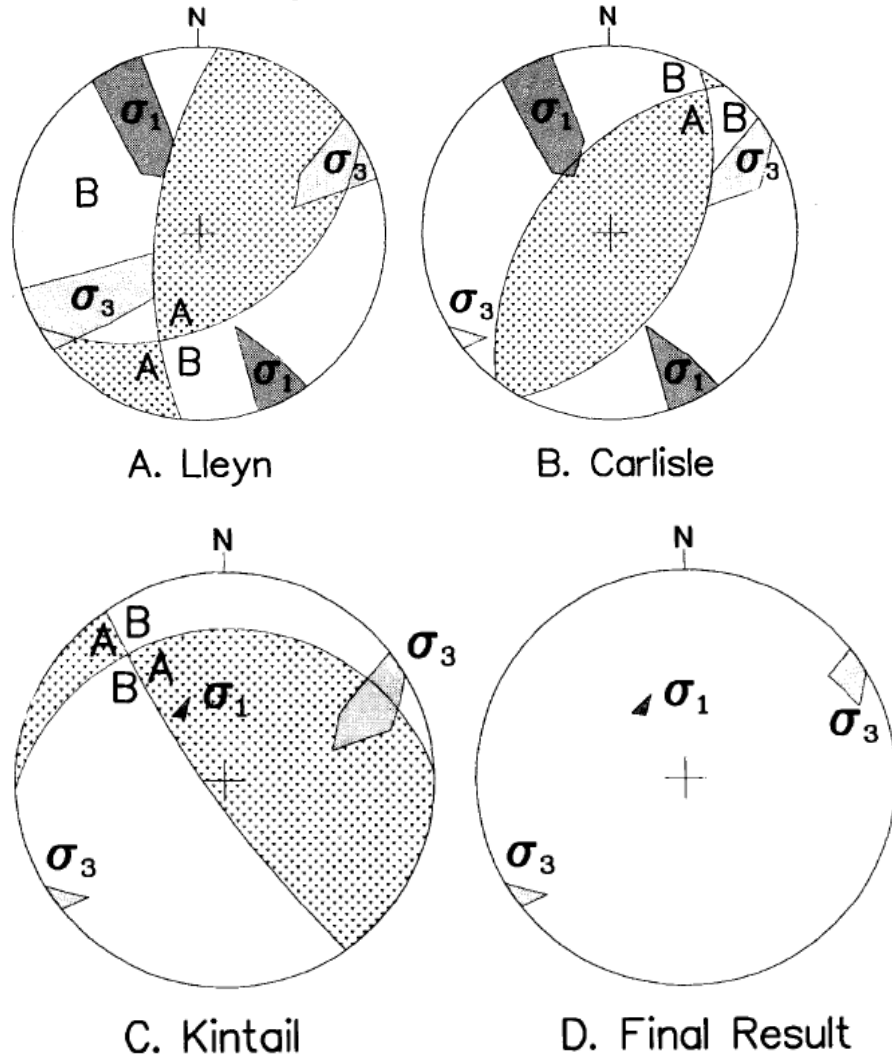


圖 3.4：RT 圖解法之震源機制應力分析原理(Lisle, 1988)。重疊伸張與壓縮相容區得到 σ_1 和 σ_3 之概略方位，且依據 σ_1 和 σ_3 應分別位於 A 象限與 B 象限內，故可剔除 A 組象限內之 σ_3 和 B 組象限內之 σ_1 的 RD 相容區。

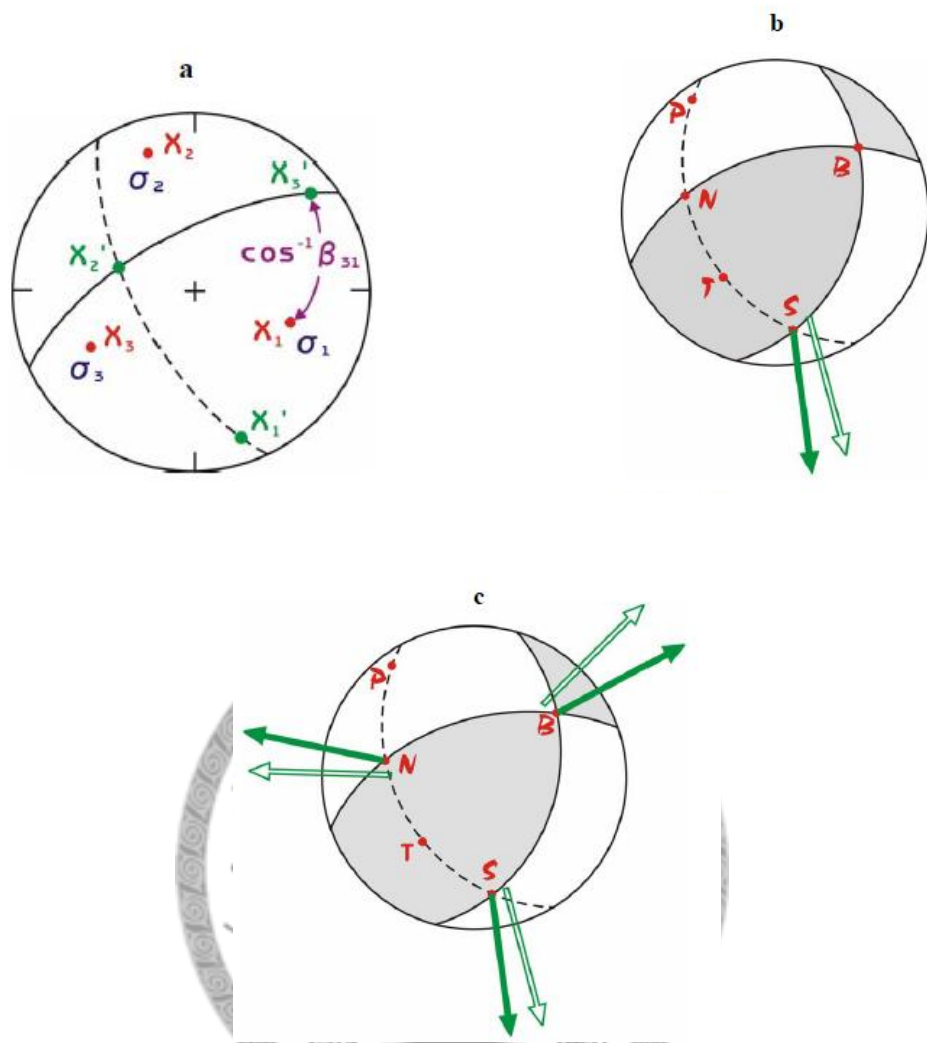


圖 3.5：Gephart 之數值逆推震源機制之應力分析原理。(a)斷層面與應力主軸方向之關係。(b)極小旋轉法示意，應力模型之剪應力方向與個斷層面之滑移方向，期兩者以斷層面極軸(N 軸)為旋轉軸。(c)極小化三極軸之旋轉誤差角示意圖。

(呂玉菀, 2004)

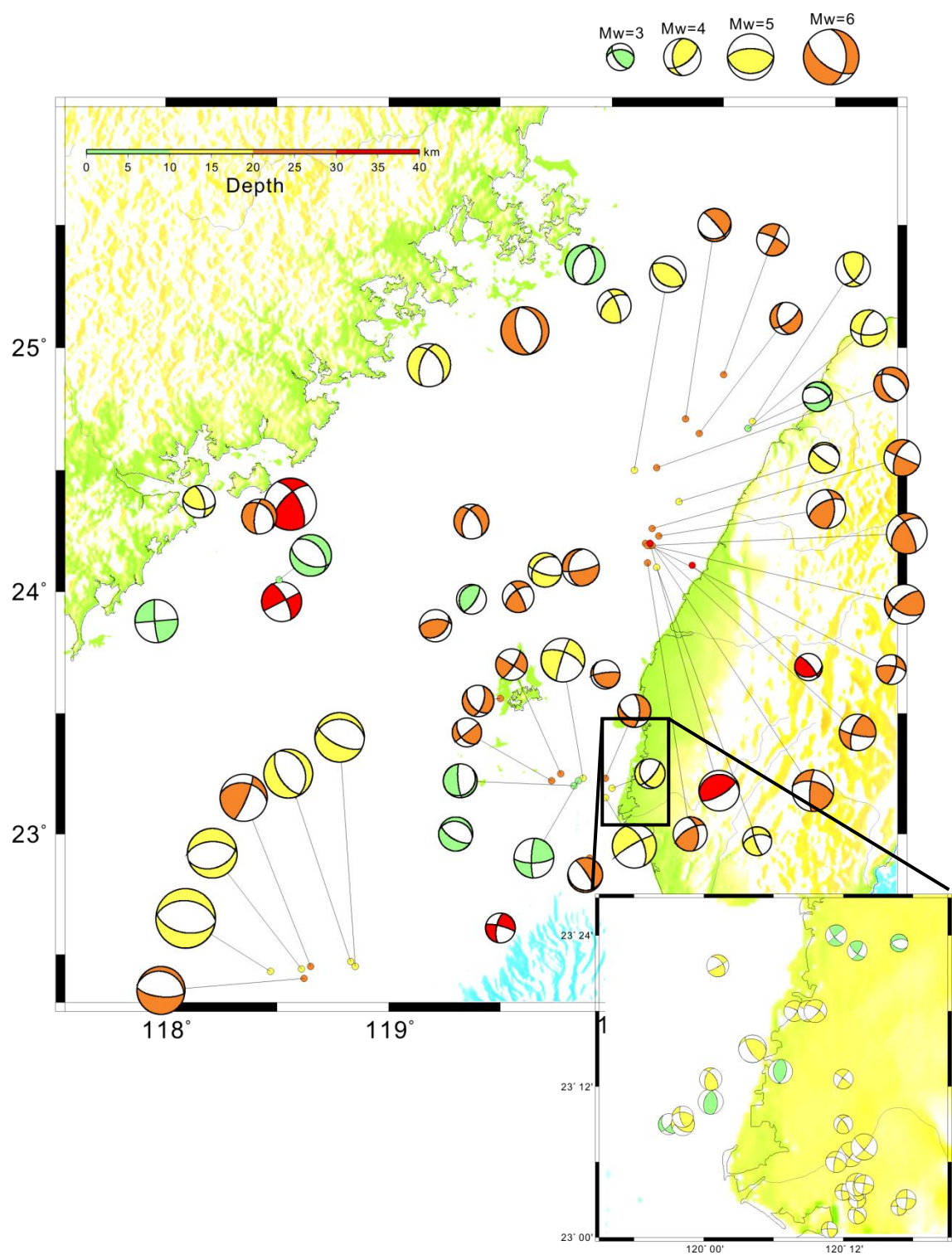


圖 3.6 本研究進行應力逆推時所使用之台灣海峽地區震源機制解。

區域： 整個台灣海峽(事件數:55)

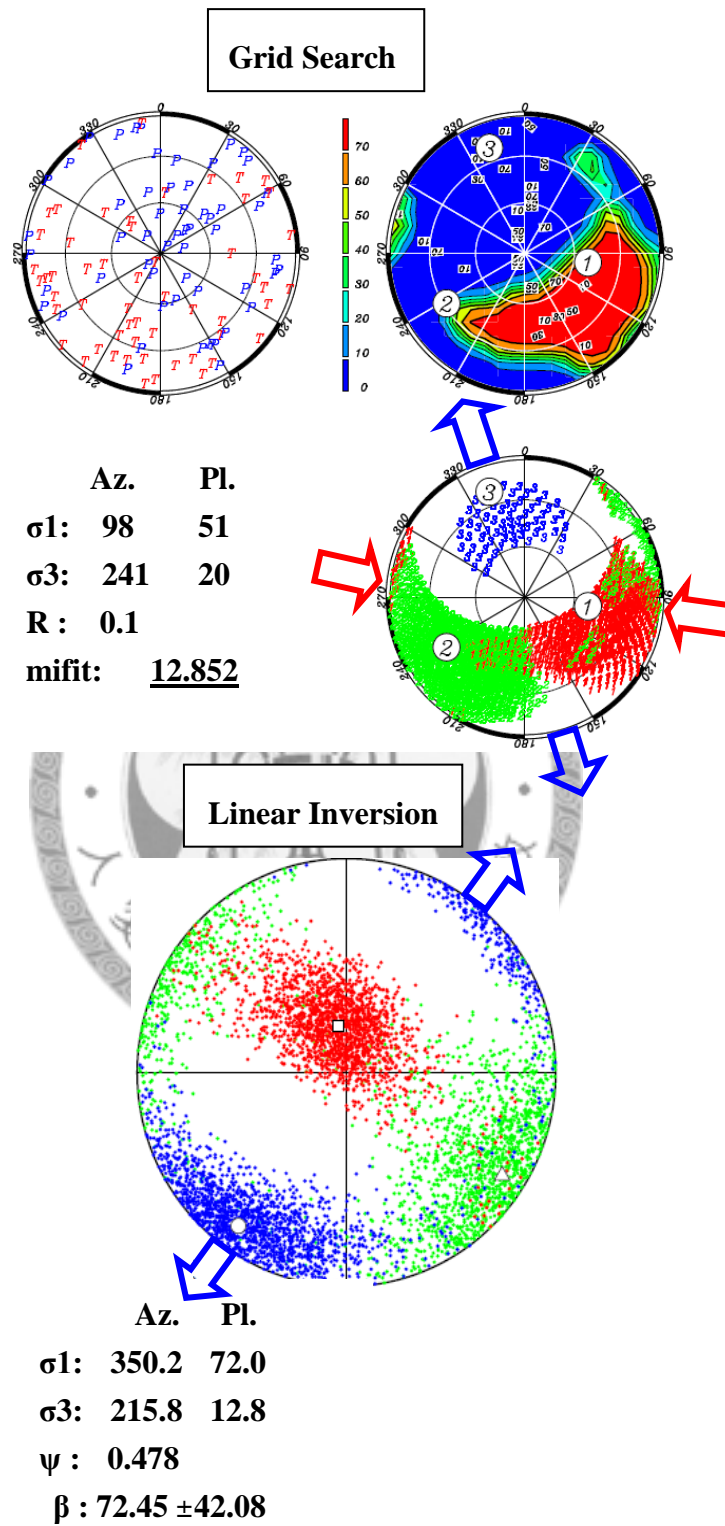


圖 3.7 台灣海峽格點應力逆推結果。

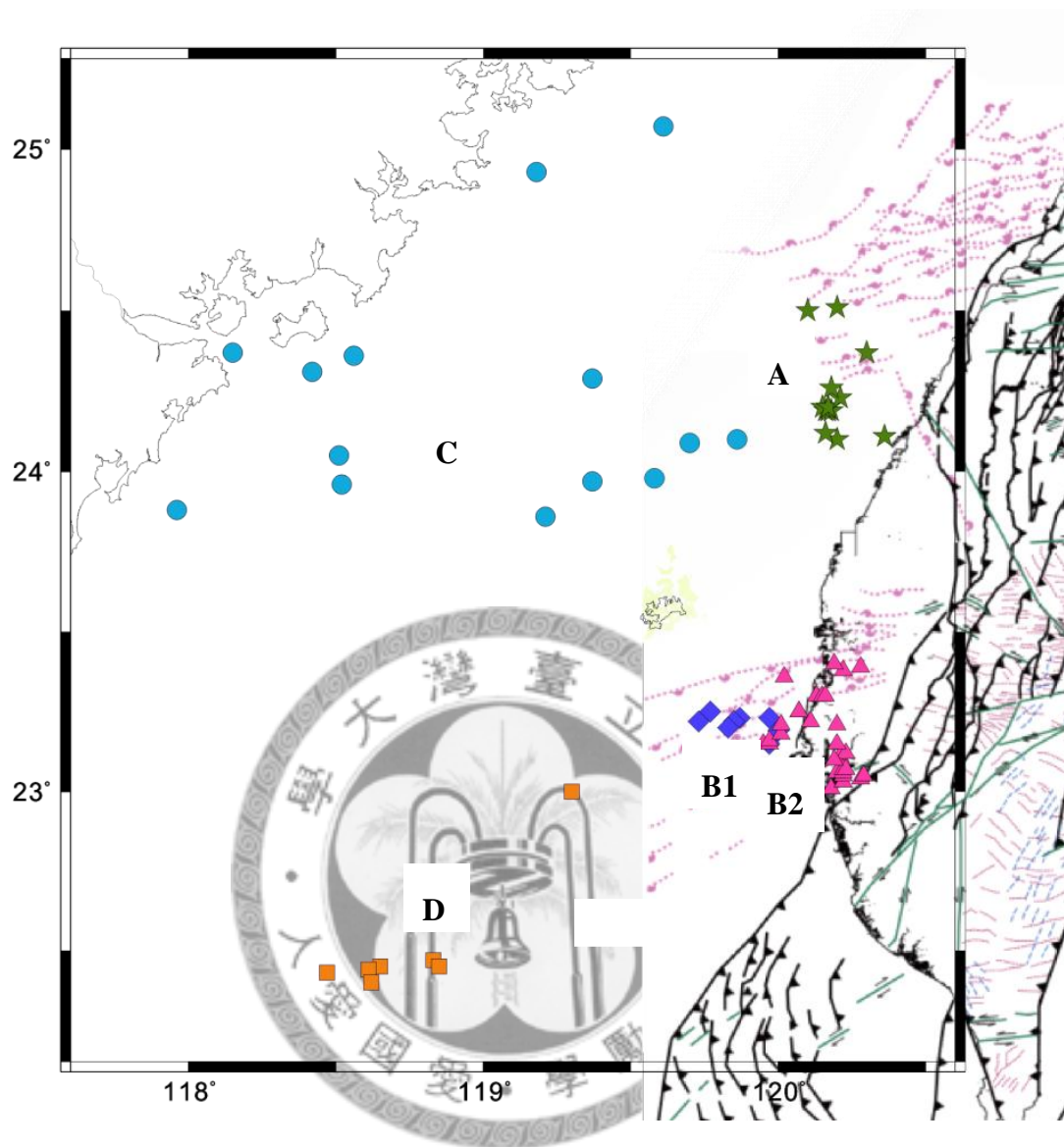


圖 3.8 本研究所區分之台灣海峽應力分區示意圖(符號分別表示應力分區內地震分佈和數目)。

區域A:台中、新竹外海(事件數:14)- ★

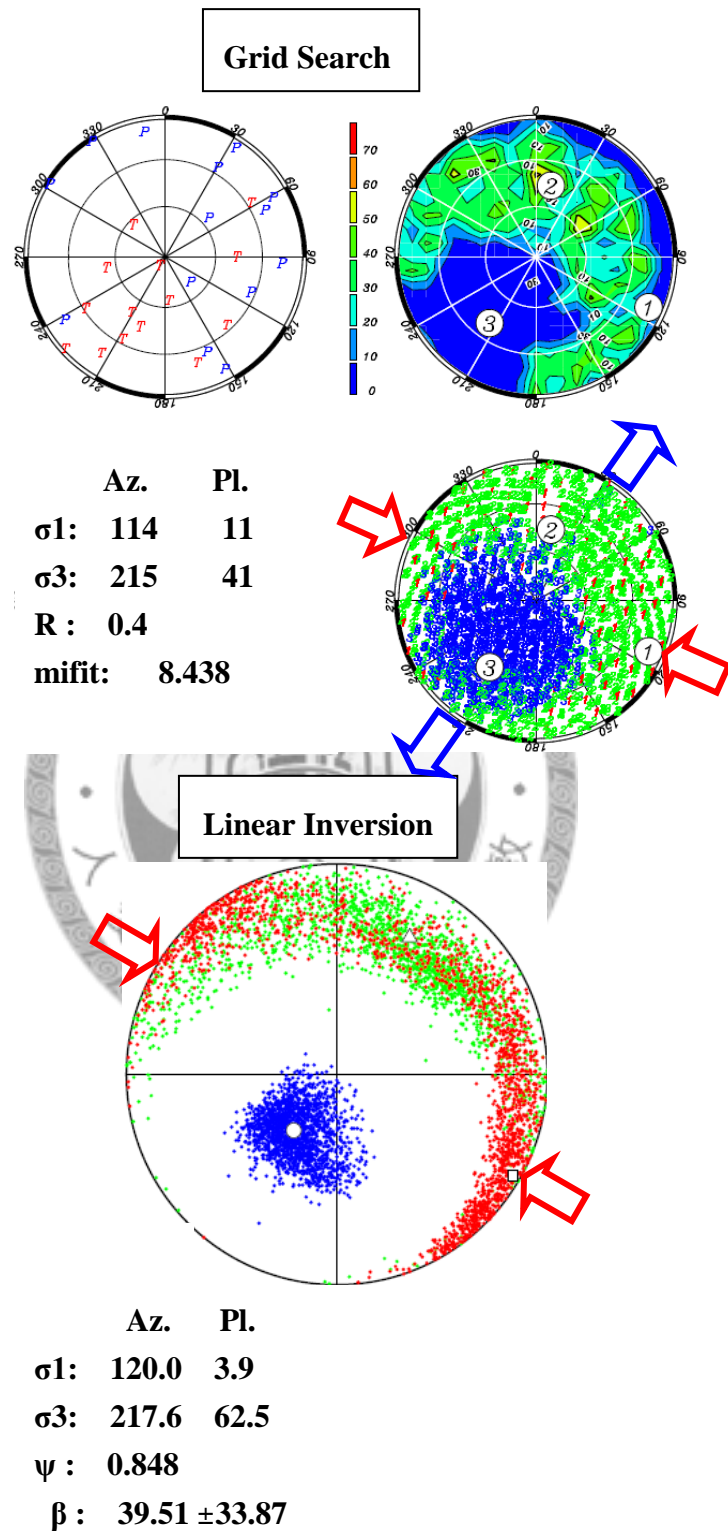


圖 3.9 台中、新竹外海應力逆推結果。

區域 B1+B2: 台南沿海、陸上(事件數:38)-

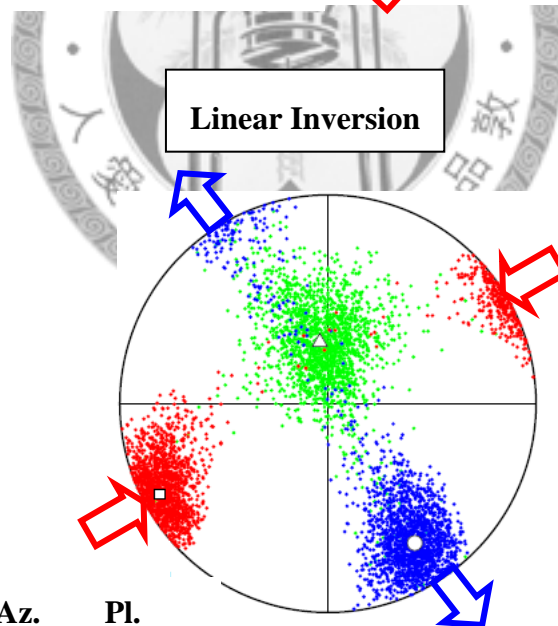
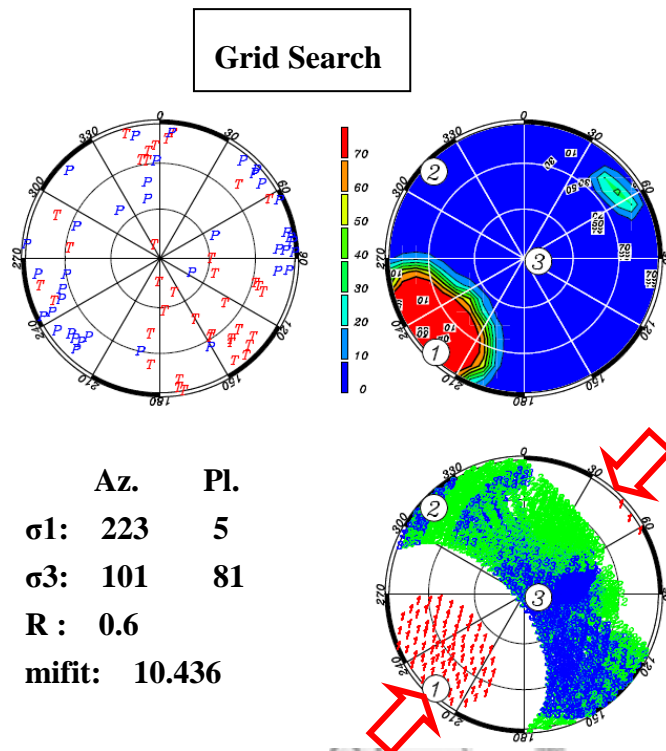
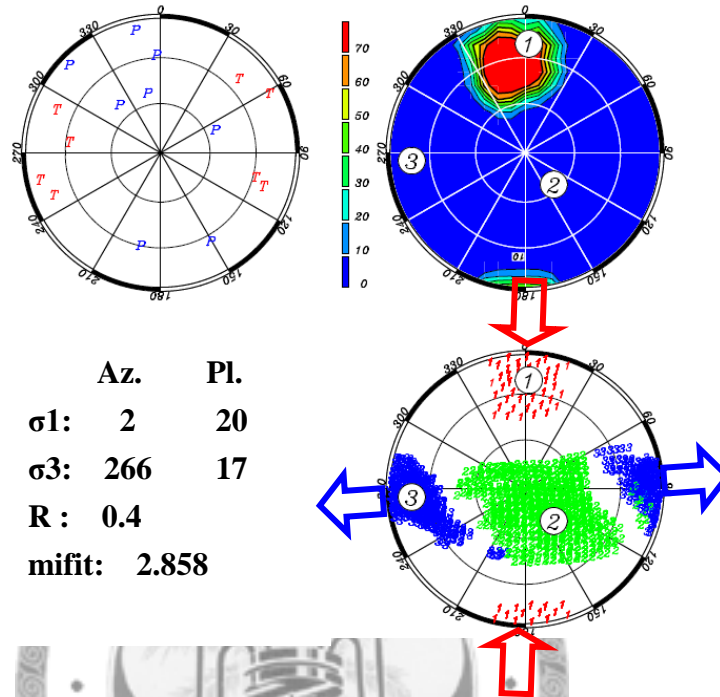


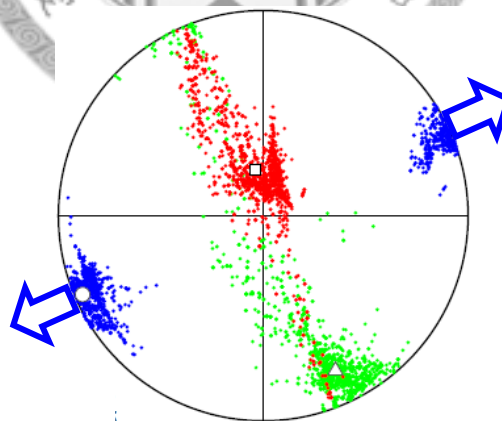
圖 3.10 台南沿海、陸上應力逆推結果。

區域 B1: 台南沿海(事件數: 8)-

Grid Search



Linear Inversion



Az. Pl.

σ_1 : 349.5 71.5

σ_3 : -113.6 4.3

ψ : 0.625

β : 24.24 ± 16.12

圖 3.11 台南沿海應力逆推結果。

區域 B2: 台南陸上(事件數:30)- ▲

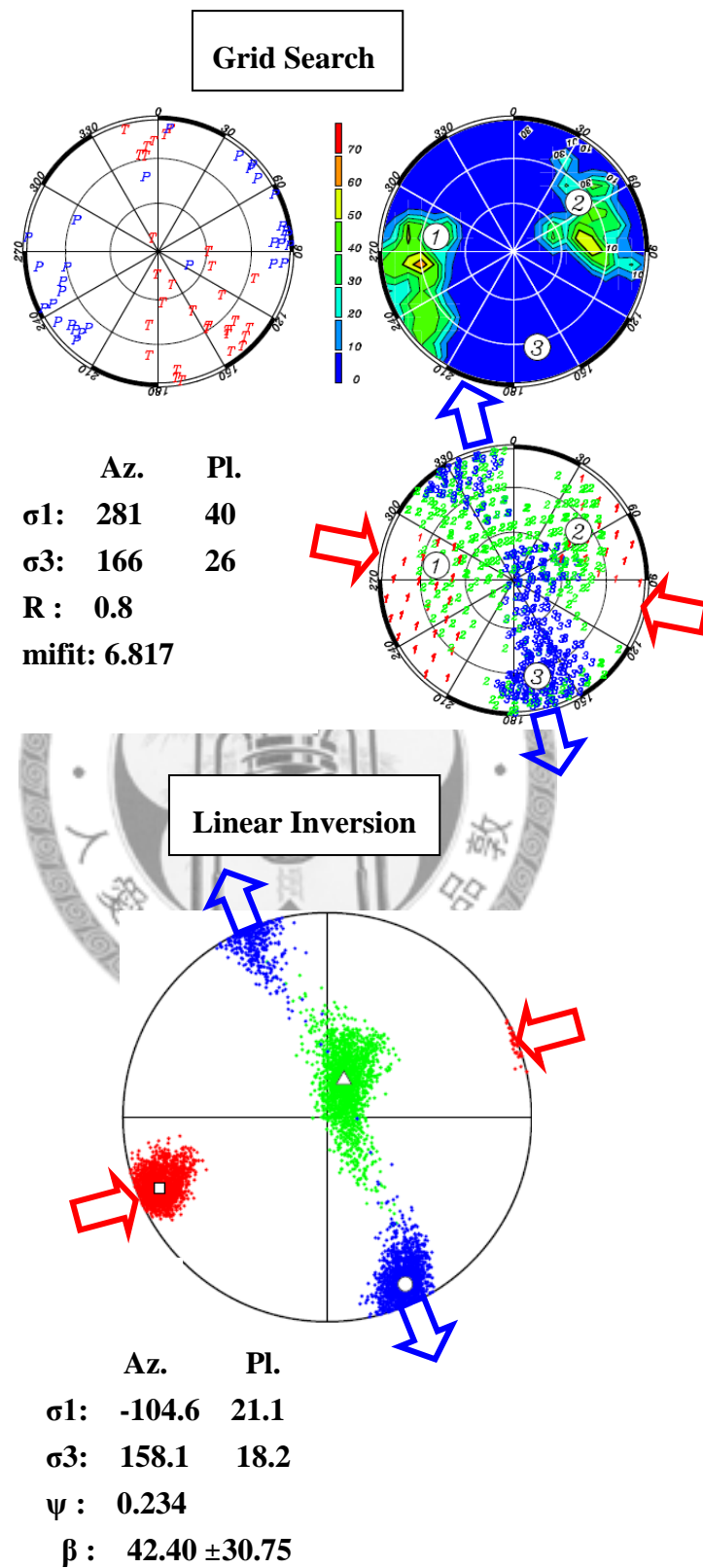
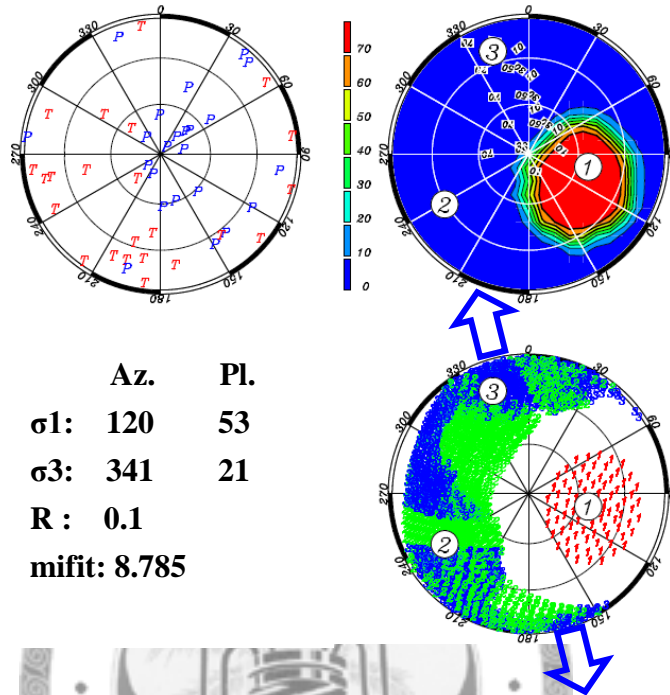


圖 3.12 台南陸上應力逆推結果。

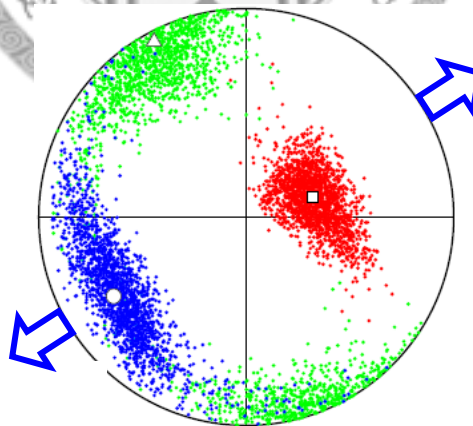
區域 C+D: 台灣海峽西半部(事件數:23)-



Grid Search



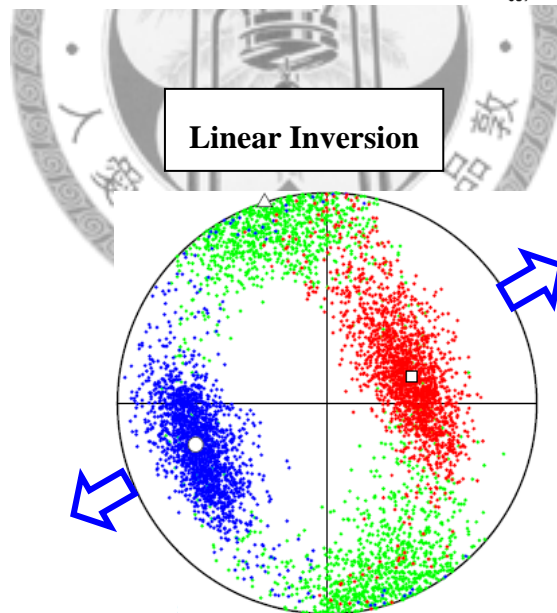
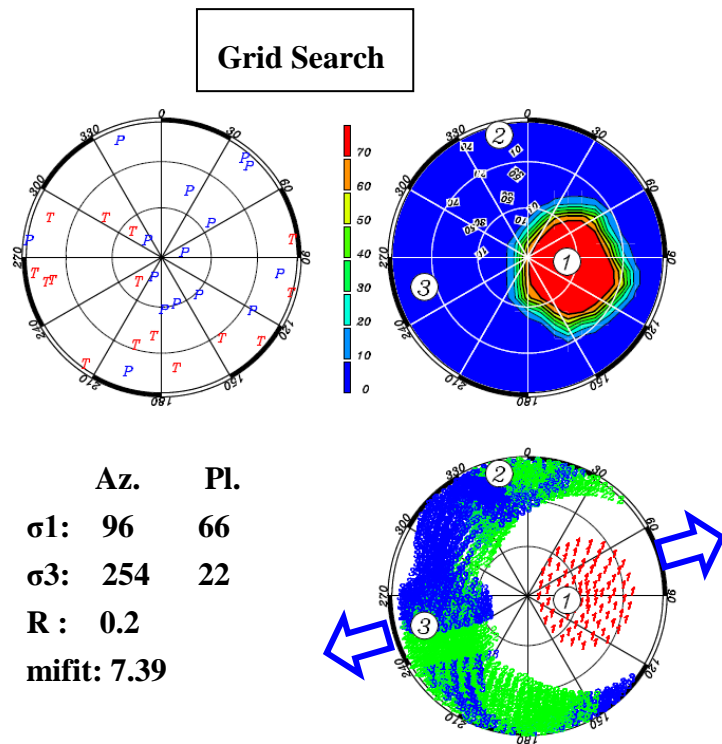
Linear Inversion



Az. Pl.
 σ_1 : 72.7 55.3
 σ_3 : -107.4 34.7
 ψ : 0.567
 β : 55.13 ± 32.26

圖 3.13 台灣海峽西半部應力逆推結果。

區域 C: 台灣海峽西北部(事件數:15)- ●



	Az.	Pl.
σ_1 :	72.7	55.3
σ_3 :	- 107.4	34.7
ψ :	0.433	
β :	55.13 ± 32.26	

圖 3.14 台灣海峽西北部應力逆力逆推結果。

區域D:台灣海峽南部(事件數:8)- ■

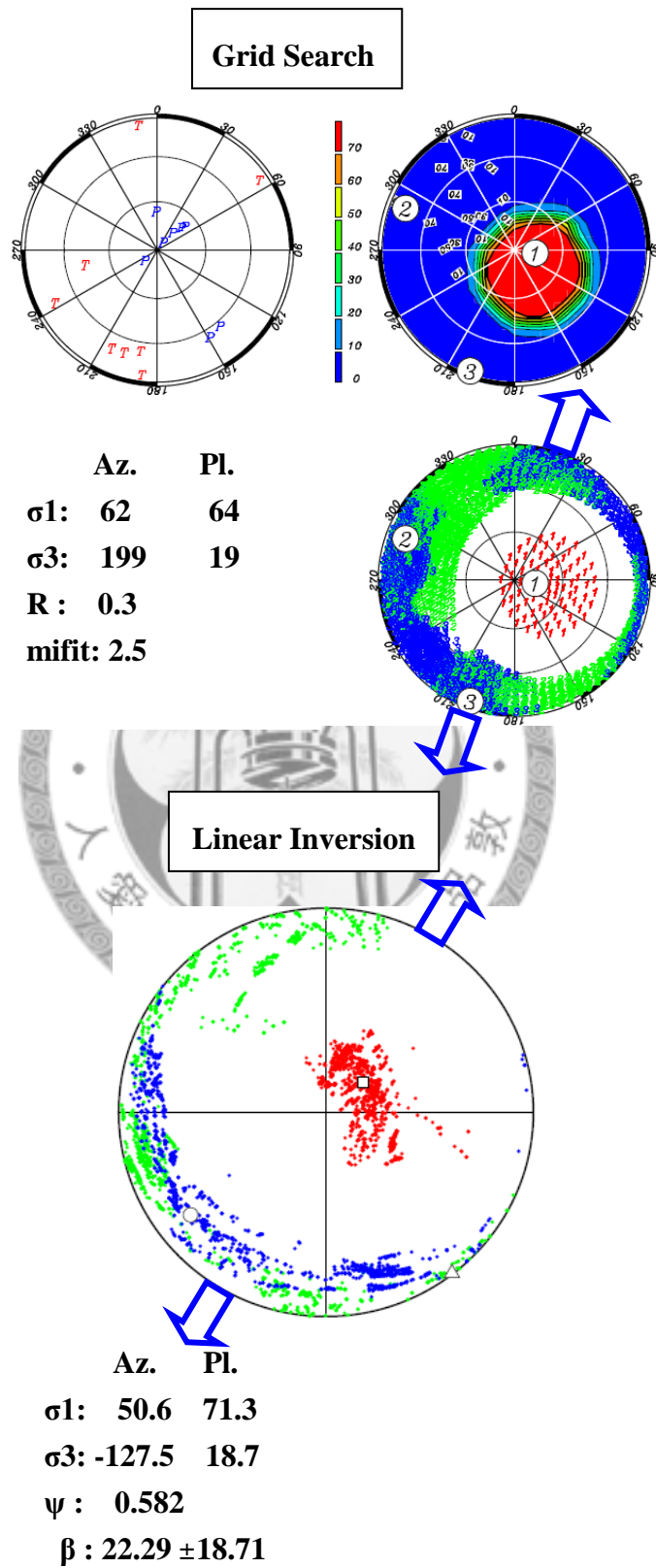


圖 3.15 台灣海峽南部應力逆推結果。

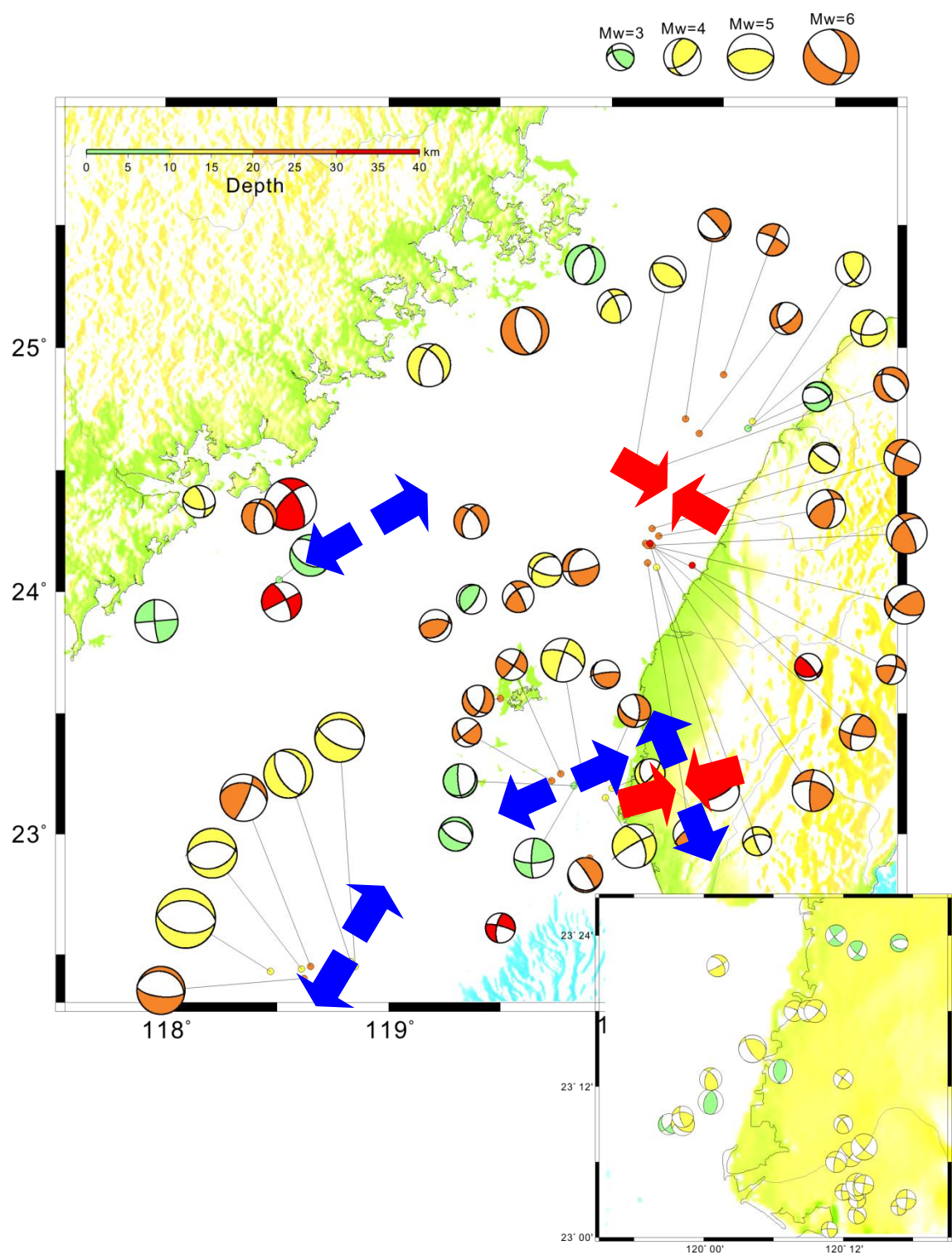


圖 3.16 台灣海峽應力狀態簡圖。其中藍色箭頭表示張應力，紅色箭頭表示壓應力。

第四章 結論

台灣海峽地處板塊碰撞邊緣之重要地帶，雖然一般認為其地處板塊內區域，相較於台灣本島，屬於較為穩定之地塊，然而有歷史紀錄得知此區仍發生數筆大地震，但由於長期受限於地理現實環境之觀測條件，故針對海峽地殼構造、地球物理方面相關研究和文獻至今依然相當有限。由過去研究指出，海峽產生機制可分為東西兩部分，而東半部受板塊擠壓之效應，地形較為陡峭，但大致上海峽地形是以一系列嶺谷相間所組成的。1994 年 9 月 16 日發生在台南盆地外緣之正斷層強震，掀起對於台灣海峽區域這個以往認定較為穩定地塊，其區域構造和發震機制的討論，但是單一地震事件很難提供區域性應力變化圖像，而以往針對海峽區域也一直缺乏一系統性的地震震源機制解目錄。

本研究基於前人的研究結果，通過系統性地求解台灣海峽內部中小規模地震的震源機制以及震源深度，進而估計海峽地區應力場之應力主軸取向，以對台灣海峽應變、應力型態之分析與討論提供可靠的地震學佐證。

針對台灣海峽內部地震測站分佈較差以及海峽地殼結構的不確定性，本研究從兩個方面做出改進：首先，本研究蒐集了海峽兩側之地震網資料，包含了臺灣一側的 BATS 和 CWB 寬頻地震資料和 CWB 短週期地震資料以及大陸福建台網的寬頻地震資料，從而提高對海峽內部地震的覆蓋，使得對更多的規模較小的地震可以得到較好的震源機制解。其次，本研究以 CAP 波形逆推法運用一維平均分層地殼速度模型求解震源機制和震源深度。透過此法所求解出之震源機制解對地下速度模型之精準度要求不高的優點，且使用較為低頻的波段，使所得之震源機制解較為穩定、可信。

本研究中解出台灣海峽自 1991 年以來規模 3.5 以上、可使用地震測站資料超過三筆之地震事件其震源機制解共五十五筆事件。透過震源深度分佈觀察出台灣海峽區域地震絕大多數為深度 30 公里內之淺層地震，由於台灣海峽區域莫荷面深度平均約為 30 公里深，故由此歸納台灣海峽區域地震多為地殼內地震。由震源機制斷層型態發現整個台灣海峽主要呈現走向滑移運動型態並分布著多處張裂活動，

僅在海峽東北部擁有少數逆斷層地震活動，究其原因，可能暗示著此區域是介於台灣地區板塊隱沒與碰撞造山帶之碰撞壓縮環境與中國大陸東南沿海之伸張應力環境的轉換帶。在深度剖面觀察，不僅是從海峽縱向與橫向之剖面皆未從地震深度分布上發現明顯地震型態特性，究其原因可能是所研究之區域並無特別明顯之大構造存在，且使用頻段較為低頻，故針對深度範圍集中在地殼內的事件中，深度特性無法觀察出較為細部之變化。

此外，本研究中臺灣海峽內部震源機制解的形態亦呈現地區性變化。在台灣海峽東北部，也就是海峽地震中最為靠近變形前緣的地震群集，其震源型態相較於別區顯得較為雜亂無章，且分布著海峽內少見之逆斷層地震。而在台灣西南沿海地震群集，此區地震型態多與走向滑移斷層和正斷層的分佈，但值得注意的是，在台灣西南陸上此一與外海相距不到四十公里範圍內，在變形前緣之兩側呈現出截然不同之地震型態。而根據台灣海峽東半部(台灣島西部沿海)區域震測所得之斷層面分布，本研究傾向之斷層面為沿東西走向之斷層弱面，且觀察海峽東部地震分佈，大致上和島上觀察雷同，皆沿著北港高區邊緣分佈著。而海峽南部以1994年9月為首之地震餘震序列，呈現較為一致之正斷層特性，且平均而言，是單一事件地震矩釋放最大之區域。台灣海峽西半部所呈現之震源特性以正斷層和走向滑移斷層為主，和中國大陸東南沿海之地震震源特性相符，然而在本研究中並未觀察出明顯之地震群集。

在建立一系統化之台灣海峽地震震源機制解目錄後，本研究接著應用所獲得之震源機制解針對應力狀態進行分析。本研究運用兩種數值逆推方法，分別是FMSI法和LSIB法計算三應力主軸方位和軸差比值。由結果顯示，台灣海峽區域無法視為單一均勻應力場。經過分區測試的分析，對震源機制的空間分佈似乎更合理的解釋為應將海峽區域劃分為四個應力均質區。其中 σ_1 主軸方向和菲律賓海板塊與歐亞板塊互相作用之方向一致，其暗示台中、新竹外海區域仍舊受到板塊碰撞效應影響，即使該區已位於變形前緣西側，綜合應力結果和震源機制表現之型態，此一區域地震為走向滑移型態且仍受板塊擠壓之作用力。而台南陸上、沿海區域

顯示在變形前緣兩側，空間上應力變化相當劇烈，但在台南沿海區域仍舊屬於走向滑移型態為主且伸張應力略大於壓縮應力。而除了靠近邊形前緣區域外，整體而言，台灣海峽就應力結果皆表現出張裂應力狀態。且最大伸張主軸由南而北呈現由南北向往東西向偏轉之現象。

針對兩應力方法結果之比較，本研究認為雖然兩方法所得之應力主軸方向大致相同，但就可信度範圍和集中程度，本研究區域目前已 LSIB 法之結果較好，尤其是由台灣西南沿海、陸上及其分區格點中更可觀察出此一特性，因 LSIB 法屬於解析度較低的結果，故針對台灣海峽地震震源機制屬於雜訊較高的解，目前而言，屬 LSIB 法較適用於台灣海峽之應力分析上。

根據本次研究所得之構造應力狀態結果，台灣海峽目前大致上仍處於張裂狀態，此一結論和過去海峽生成歷史以拉張陷落為主的觀察一致。而地震活動度則觀察到海峽東部較海峽西部活躍，從海峽地形梯度變化也發現較海峽西岸明顯得多，此一觀察再輔佐應力逆推結果說明海峽東部(尤以東北部更為明顯)長期以來至今仍受到活躍的板塊運動擠壓之影響。對於海峽東北部地震發震原因，透過本研究之探討已有初步之結論，但是針對海峽其他地區，張裂型態之地震，其發震動力來源仍不明白，且大致來說海峽西部資料仍是較為貧乏的。

在未來研究中，倘若能掌握更多地震資料進行分析，對於臺灣海峽西部發震動力來源以及地體構造活動之了解將提供更為可靠的資訊。雖然如此，希望透過本次研究之分析、探討，對於台灣海峽區域整體地體構造應變和應力狀態，已有進一步的掌握。

參考文獻

- Aki, K., and Richards, P., 2002, Quantitative seismology, Univ Science Books.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: *Tectonophysics*, v. 56, p. T17-T26.
- , 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5835-5848.
- , 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 37-50.
- , 1994, Fault slip analysis and paleostress reconstruction: *Continental deformation*, v. 1, p. 53-100.
- Bott, M., 1959, The mechanics of oblique slip faulting: *Geol Mag*, v. 96, p. 109-117.
- Chung, S., Sun, S., Tu, K., Chen, C., and Lee, C., 1994, Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: Product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension: *Chemical Geology*, v. 112, p. 1-20.
- Dreger, D., and Helmberger, D., 1993, Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 8107-8125.
- Dziewonski, A., and Woodhouse, J., 1983, An experiment in systematic study of global seismicity Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981: *Journal of Geophysical Research*, v. 88.
- Ebel, J., and Bonjer, K., 1990, Moment tensor inversion of small earthquakes in southwestern Germany for the fault plane solution: *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 133-146.
- Efron, B., Tibshirani, R., and Tibshirani, R., 1993, An introduction to the bootstrap, Chapman & Hall/CRC.
- Gephart, J., 1990, Stress and the direction of slip on fault planes: *Tectonics*, v. 9, p. 845-858.
- Gephart, J., and Forsyth, D., 1984, An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 9305-9320.
- Gillard, D., and Wyss, M., 1995, Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and southern California: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 22197.
- Hardebeck, J., and Hauksson, E., 2001, Stress orientations obtained from earthquake focal mechanisms: what are appropriate uncertainty estimates?: *Bulletin of*

the Seismological Society of America, v. 91, p. 250.

Huang, B., Chen, K., Wang, K., and Yen, H., 1998, Velocities of Pn waves in the Taiwan strait and Its surrounding area from regional earthquakes: *Terrestrial, Atmosphere and Oceanic Science*, v. 9, p. 473-486.

Kao, H., and Angelier, J., 2001, Stress tensor inversion for the Chi-Chi earthquake sequence and its implications on regional collision: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 91, p. 1028.

Kao, H., and Wu, F., 1996, The 16 September 1994 earthquake (mb= 6.5) in the Taiwan strait and its tectonic implications: *Terrestrial, Atmosphere and Oceanic Science*, v. 7, p. 13-29.

Kim, K., Chiu, J., Kao, H., Liu, Q., and Yeh, Y., 2004, A preliminary study of crustal structure in Taiwan region using receiver function analysis: *Geophysical Journal International*, v. 159, p. 146-164.

Kisslinger, C., Bowman, J., and Koch, K., 1982, Determination of focal mechanism from SV/P amplitude ratios at small distances: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 30, p. 172-176.

Langston, J., Ballard, P., Tetrud, J., and Irwin, I., 1983, Chronic parkinsonism in humans due to a product of meperidine-analog synthesis: *Science*, v. 219, p. 979.

Lisle, R., 1988, Romsa: a basic program for paleostress analysis using fault-striation data: *Computers & Geosciences*, v. 14, p. 255-259.

Liu, C., Liu, S., Lallemand, S., Lundberg, N., and Reed, D., 1998, Digital elevation model offshore Taiwan and its tectonic implications: *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, v. 9, p. 705

Lu, C., Chan, Y., Kuo, L., Lee, J., and Chang, K., 2009, Neotectonic Patterns of Taiwan Based on Recent Multi-Source Data, p. 1899.

Mckenzie, D., 1969, The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, p. 591.

Michael, A., 1984, Determination of stress from slip data: faults and folds: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 11517.

Michael, A., 1987, Use of focal mechanisms to determine stress: a control study: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 357-369.

Rau, R., and Wu, F., 1998, Active tectonics of Taiwan orogeny from focal mechanisms of small-to-moderate-sized earthquakes: *Terrestrial, Atmosphere and Oceanic Science*, v. 9, p. 755-778.

Sipkin, S., 1982, Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 30,

p. 242-259.

Stein, S., and Wysession, M., 2003, An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Wiley-Blackwell.

Wu, Y., Chang, C., Zhao, L., Shyu, J., Chen, Y., Sieh, K., and Avouac, J., 2007, Seismic tomography of Taiwan: Improved constraints from a dense network of strong motion stations: *J. geophys. Res.*, v. 112.

Wu, Y., Zhao, L., Chang, C., and Hsu, Y., 2008, Focal-mechanism determination in Taiwan by genetic algorithm: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 98, p. 651.

Wyss, M., Liang, B., Tanigawa, W., and Wu, X., 1992, Comparison of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solutions in Kaoiki, Hawaii: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 4769-4790.

Yu, H., and Chou, Y., 2001, Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin: *Tectonophysics*, v. 333, p. 277-291.

Yu, S., Chen, H., and Kuo, L., 1997, Velocity field of GPS stations in the Taiwan area: *Tectonophysics*, v. 274, p. 41-59.

Zhao, L., and Helmberger, D., 1994, Source estimation from broadband regional seismograms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 91.

Zhu, L., and Helmberger, D., 1996, Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 86, p. 1634.

Zhu, L., and Rivera, L., 2002, Computation of dynamic and static displacement from a point source in multi-layered media: *Geophys. J. Int.*, v. 148, p. 619-627.

Zoback, M., 1992, First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11703.

史旻弘, 2001, 利用重力資料估算台灣海峽之莫霍面深度: 國立中央大學地球物理研究所碩士論文.

江準熙, 2005, 1999 年集集大地震前後地震活動, 震源機制及地殼應力分佈與變化之研究 A Study on the Patterns and Changes in Seismicity, Focal Mechanism and Crustal Stress before and after the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake.

呂玉菀, 2004, 使用震源機制逆推台灣地區應力分區狀況 Using Focal Mechanism to Invert the Stress Fields in the Taiwan Region.

李錫堤, 1986, 大地應力分析與弧陸碰撞對於台灣北部古應力場變遷之影響, 國立台灣大學地質研究所博士論文.

林松建, 丁學仁, 陳為傳, 陳祥熊, 2009, 福建地區震源機制解與現代構造應力場研究: *大地測量與地球動力學*, v. 29, p. 27-32.

張建興, 2004, 高密度地震資料分析及其用於台灣中部及東部孕震構造之研究 Applications of a dense seismic network data on the study of seismogenic structures of central and eastern Taiwan.

許振棟, 2006, 1604 年泉州海外 8 級地震研究: 大地測量與地球動力學, v. 26, p. 78-83.

陳正泓, 1996, 利用重力頻譜分析法估算台灣及鄰近地區之莫荷面深度: 國立中正大學應用地球物理研究所碩士論文.

陳愛筑, 2005, 三維重力分析與台灣區域地殼構造之大尺度變化: 國立台灣大學碩士論文.

黃慈流, 蘇達權, 陳漢宗, 駱惠仲, 1997, 台灣海峽西部地質、地球物理和地球

化學綜合調查研究, 廈門大學出版社.

廖彥喆, 2005, 利用接收函數法分析台灣深部地殼構造: 國立中央大學地球物理研究所碩士論文.

廖哲緯, 2008, 台灣地區 BATS 地震矩張量震源解的品質評估及其在地震地體構造上的應用.

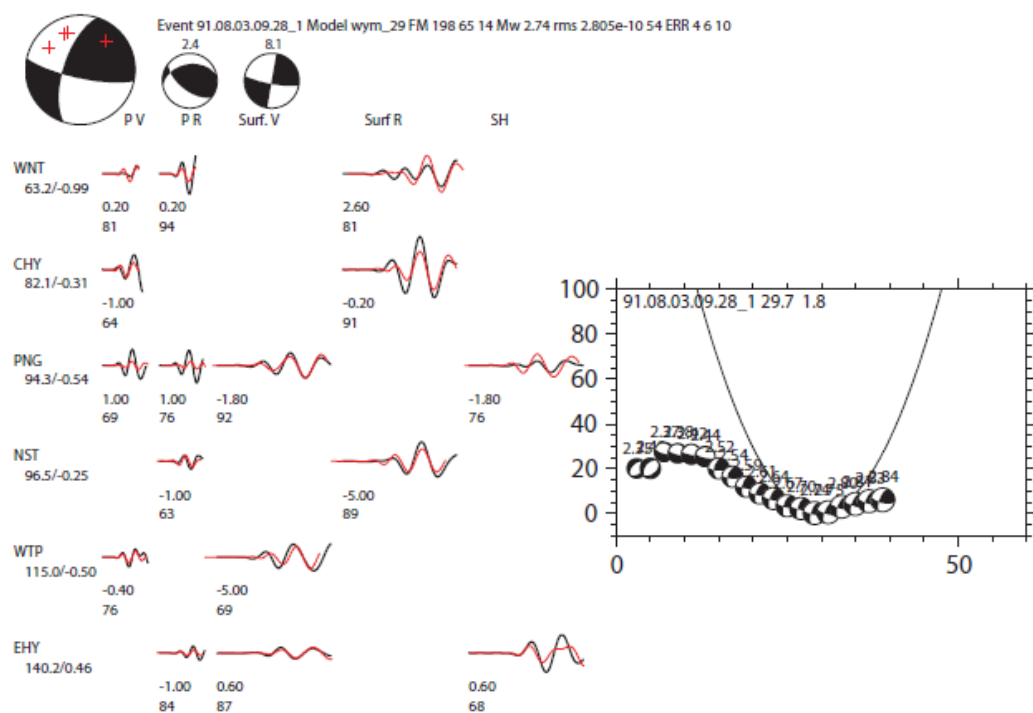
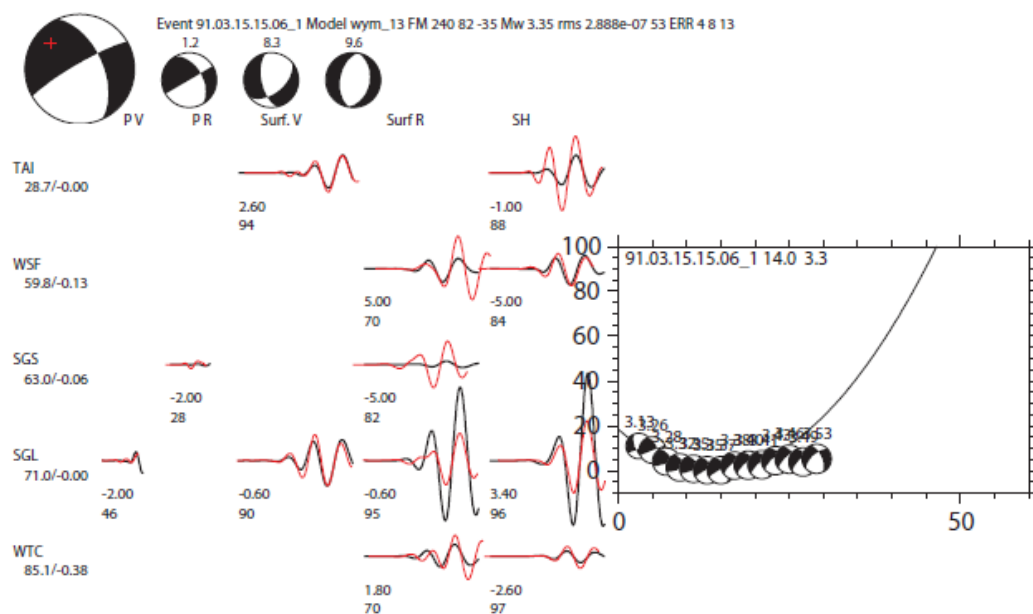
蕭承龍, 丁信修, 邱翠雲, 1993, 新竹苗栗外海之震測相及沉積環境分析: 探採研究彙報 p. 16-32.

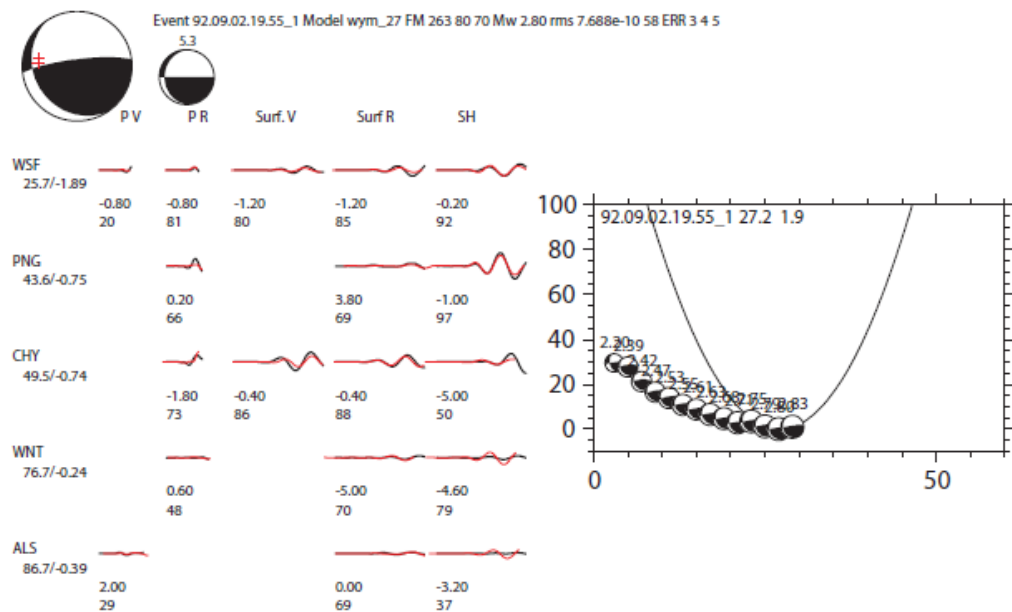
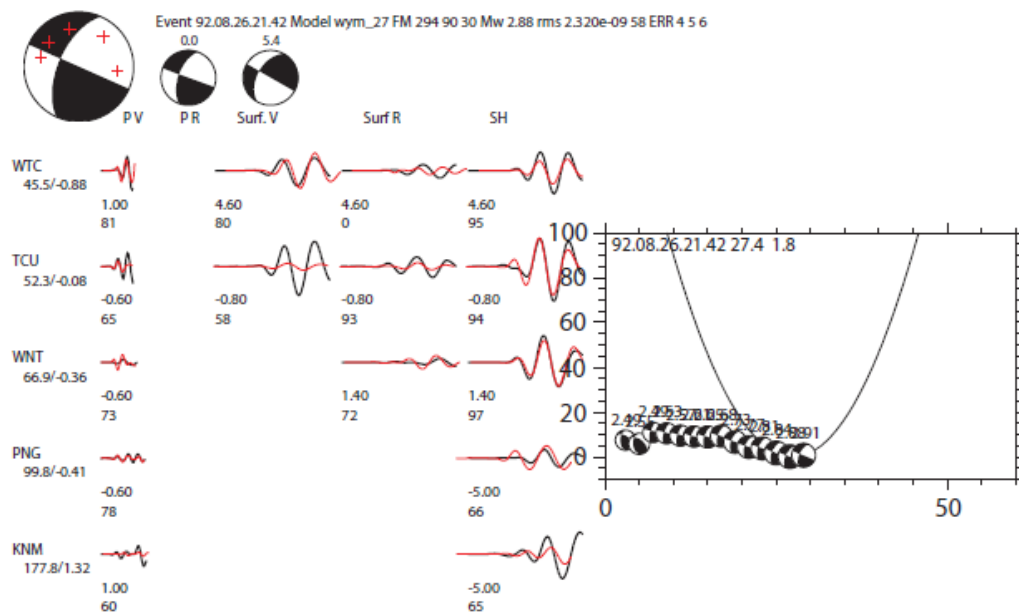
謝以萱, 1983, 南海東北部的海底地貌: 熱帶海洋, v. 2, p. 182-190.

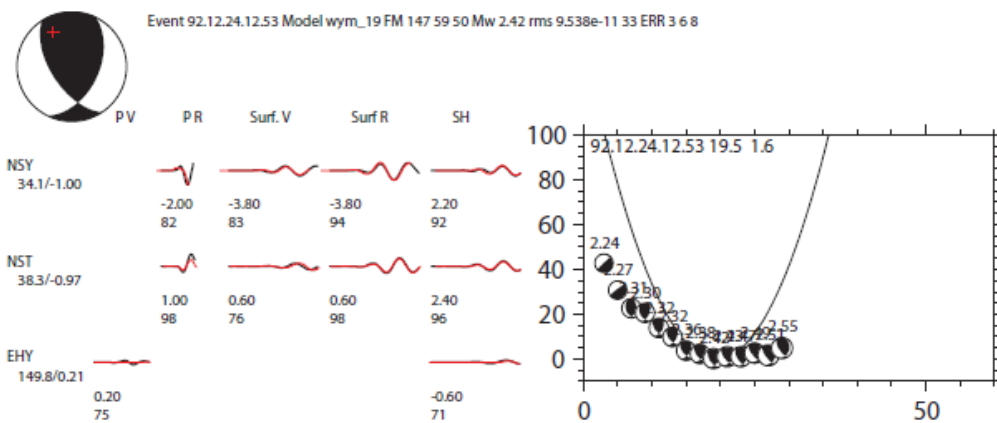
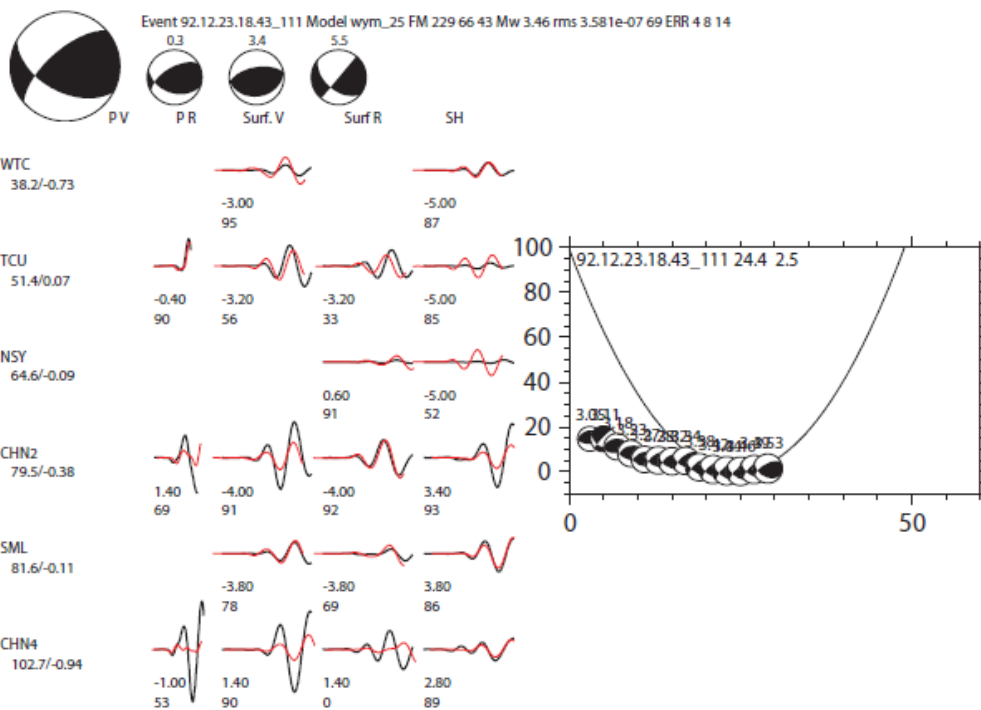
謝獻祥, 2009, 利用重力資料探討台灣及其鄰近地區之三維地下構造: 國立中央大學地球物理研究所博士論文.

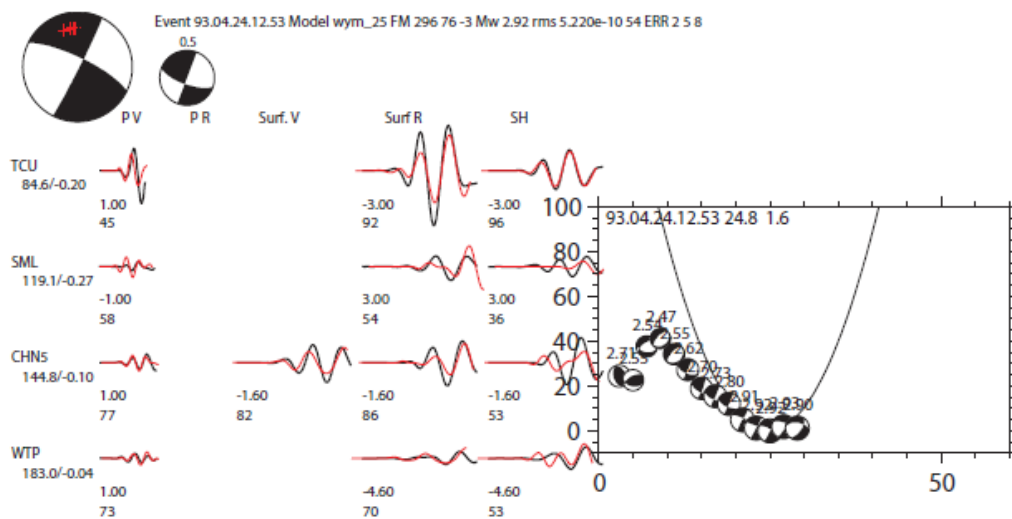
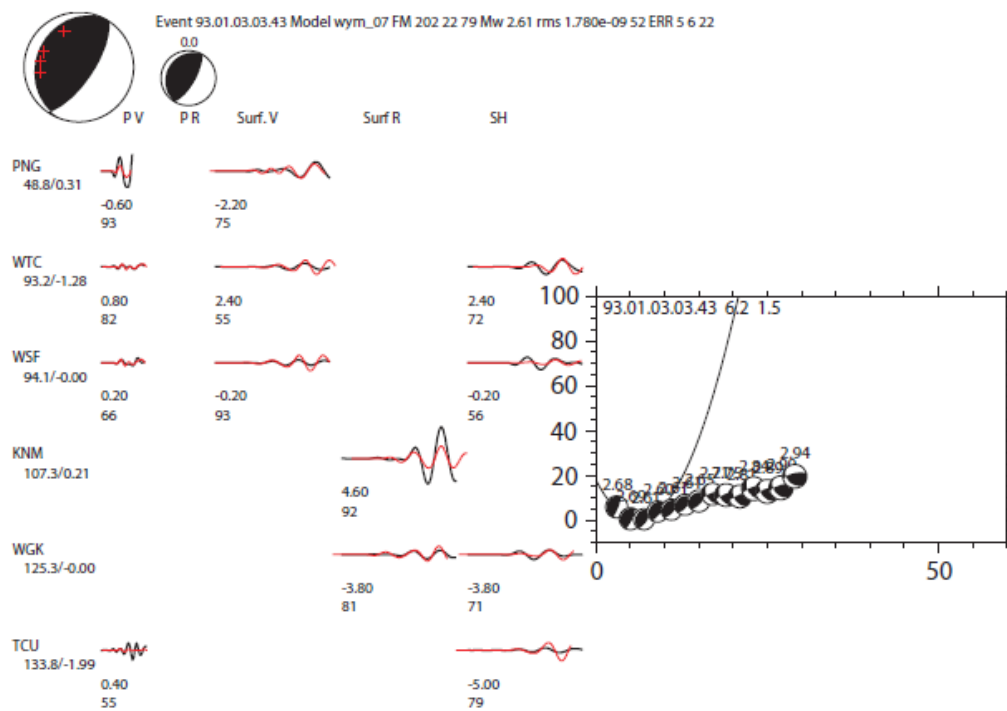
聶頌平, 1989, 台灣海峽西部石油地質地球物理調查研究: 海洋出版社.

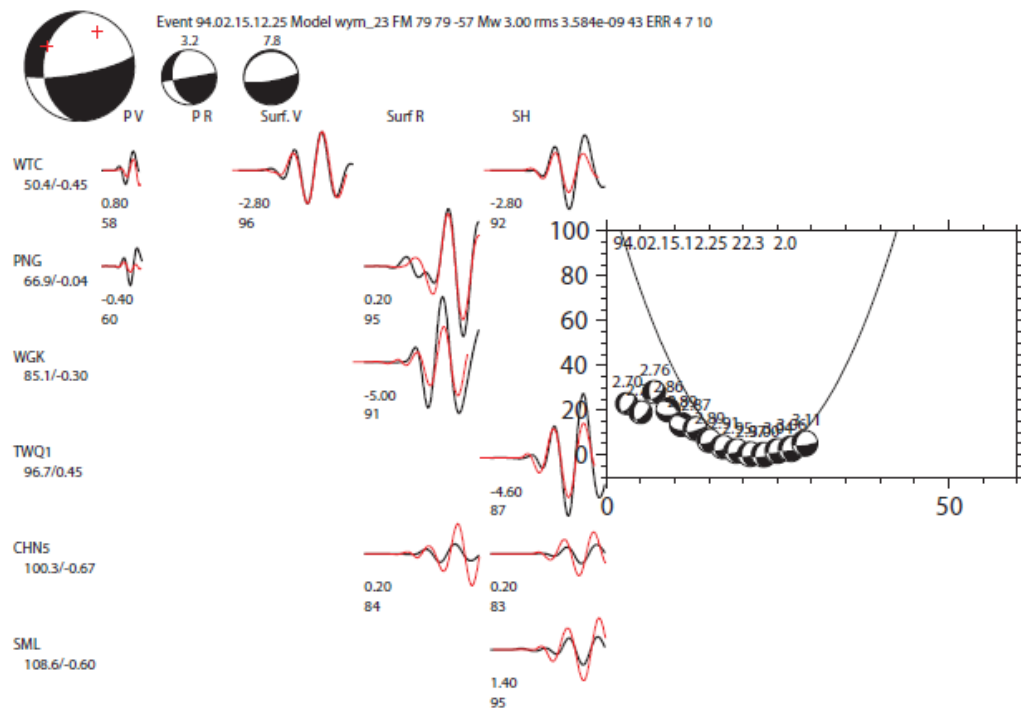
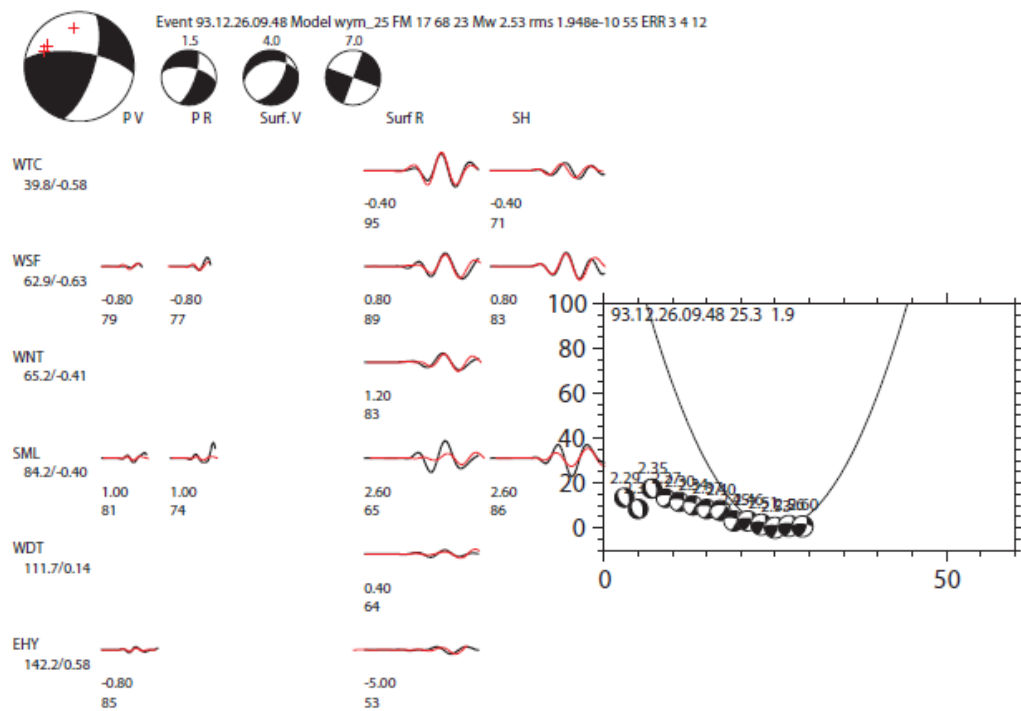
附錄 A、地震震源機制圖解

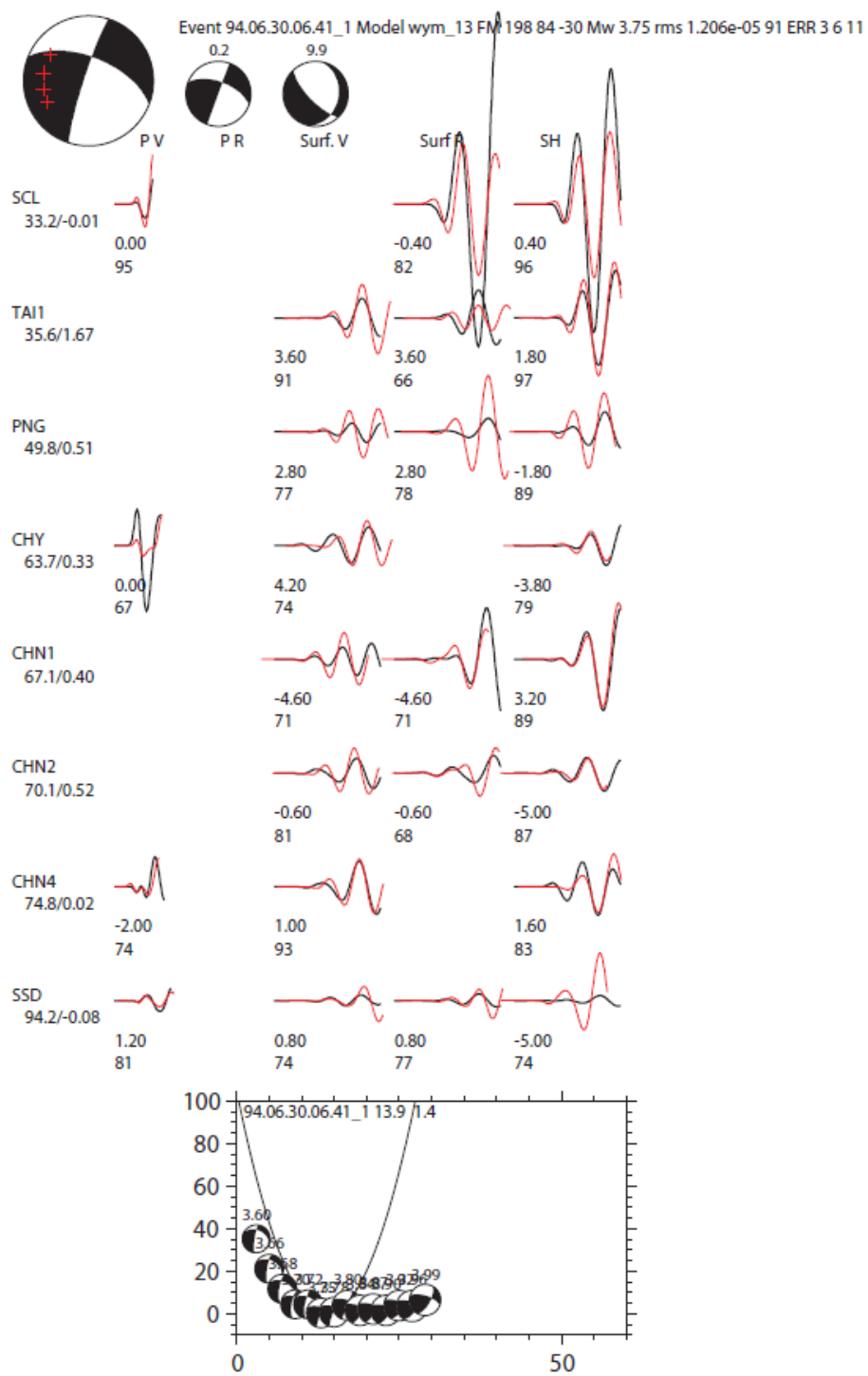


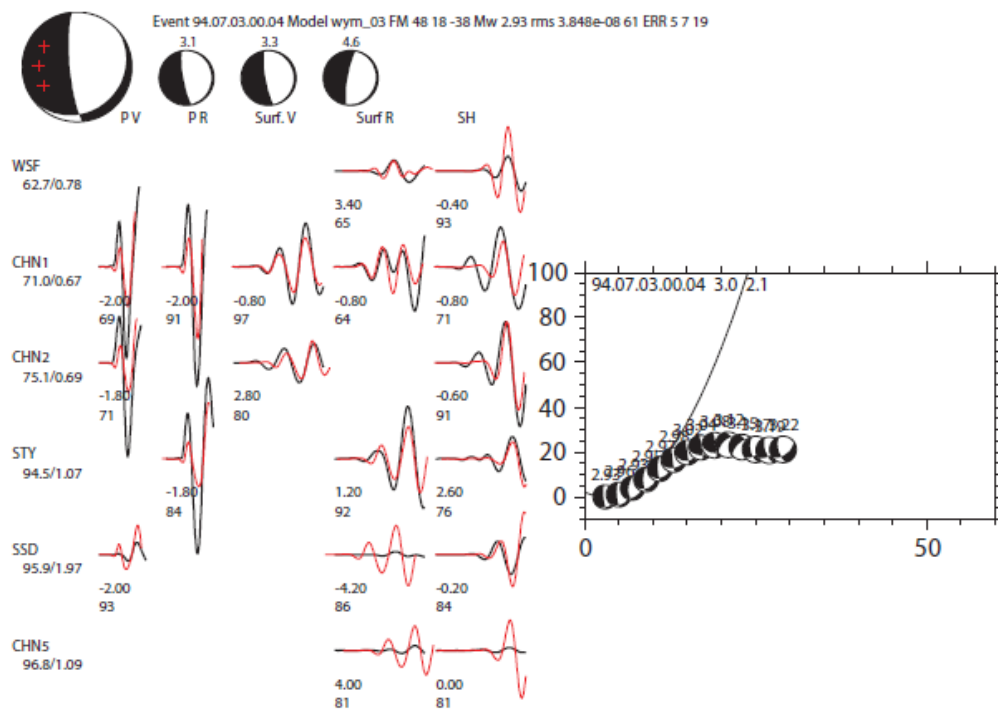
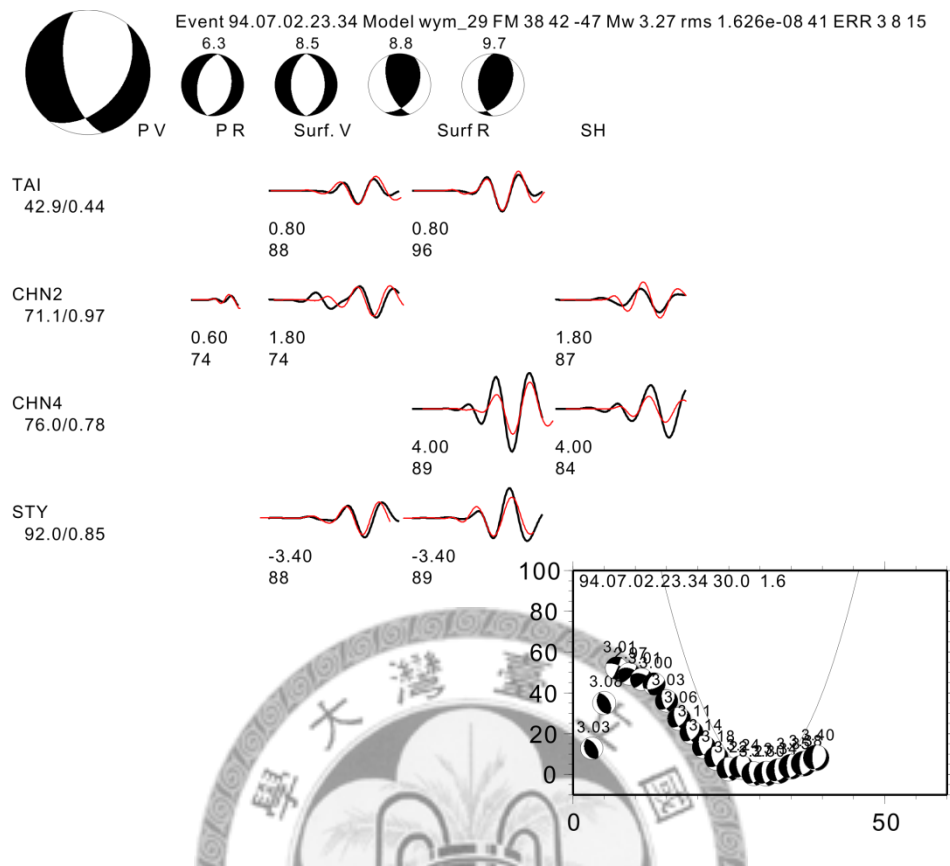






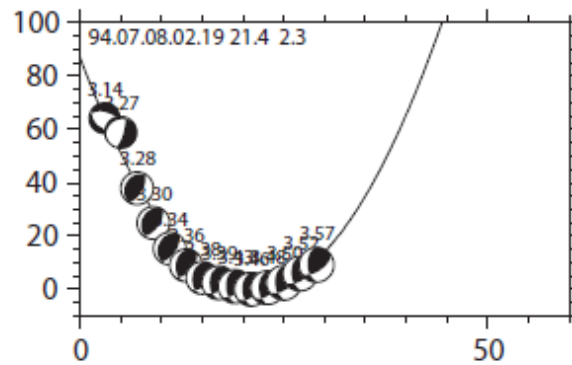






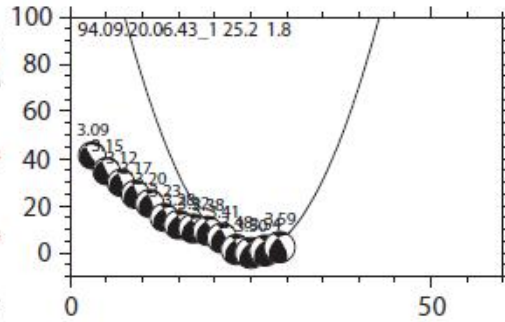
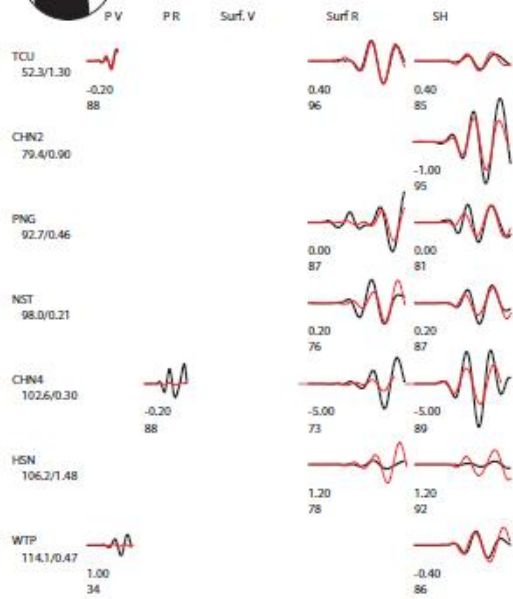


Event 94.07.08.02.19 Model wym_21 FM 179 47 49 Mw 3.46 rms 2.928e-07 87 ERR 3 5 10

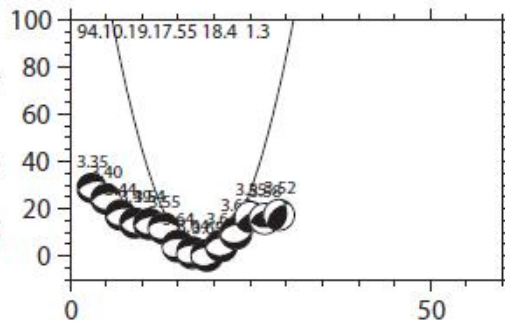
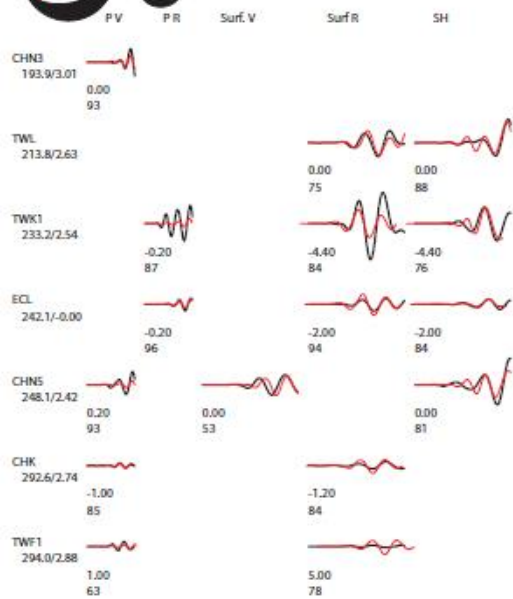


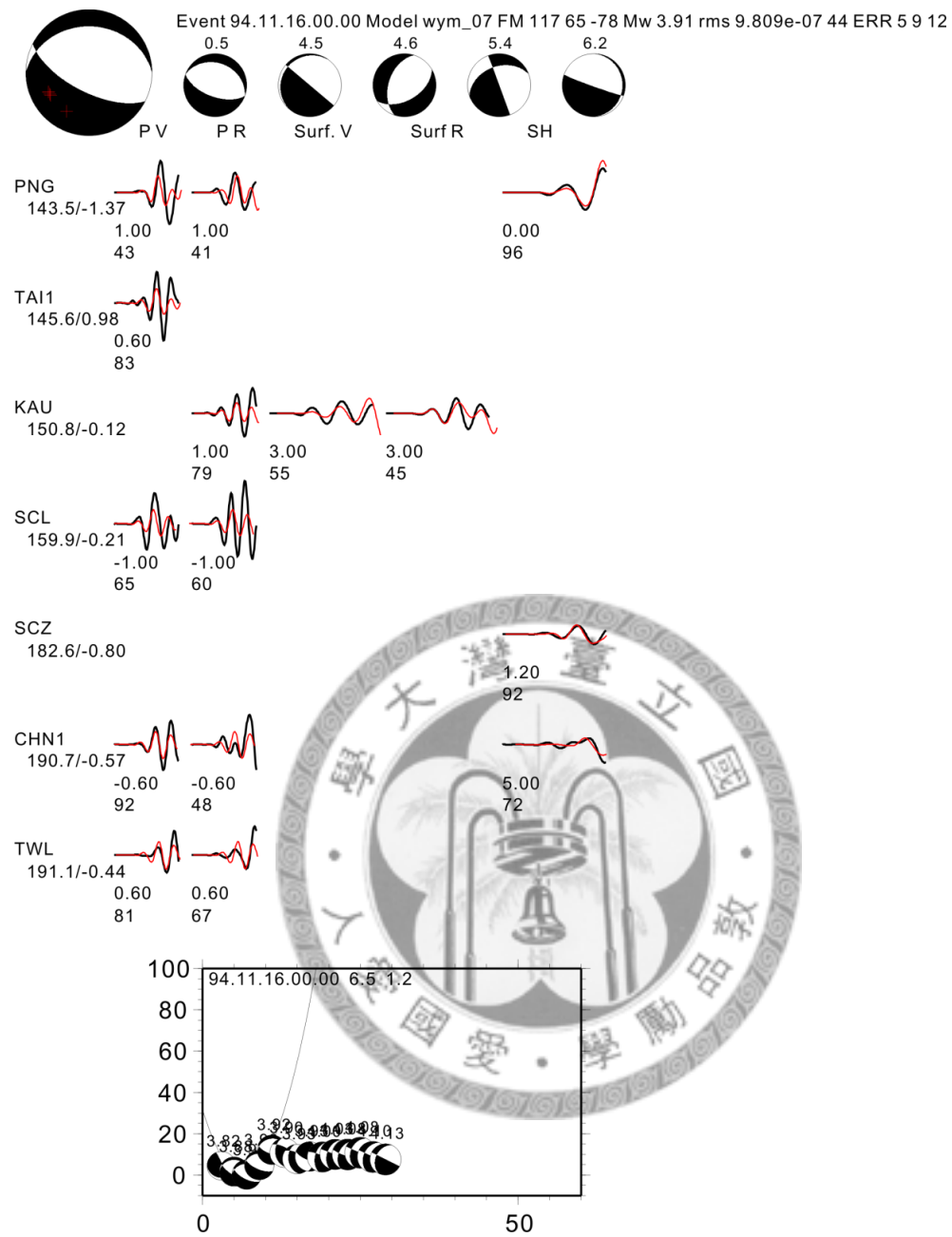


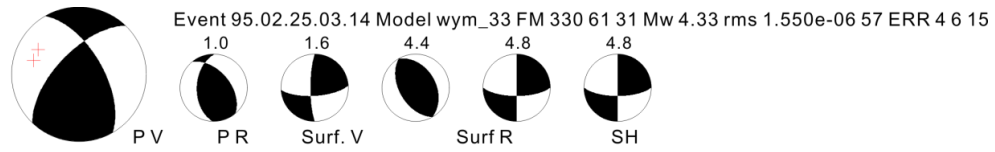
Event 94.09.20.06.43_1 Model wym_25 FM 333 72.47 Mw 3.50 rms 1.492e-07 66 ERR 3 5 7



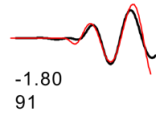
Event 94.10.19.17.55 Model wym_19 FM 269 51.79 Mw 3.65 rms 7.583e-09 64 ERR 3 4 8



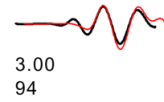




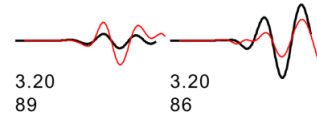
PNG
134.2/-0.14



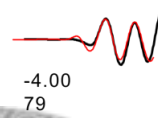
WTC
183.5/1.35
-1.00
88



WSF
187.1/1.99



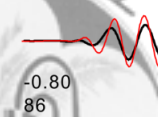
CHN2
215.5/1.18



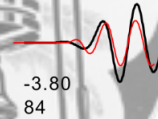
NSY
223.4/0.73



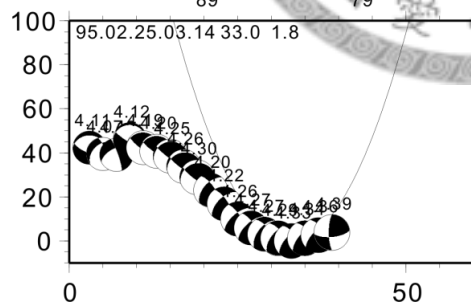
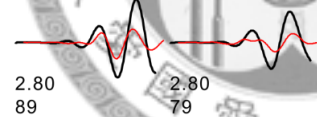
TWL
230.9/1.40
0.60 0.60
93 91

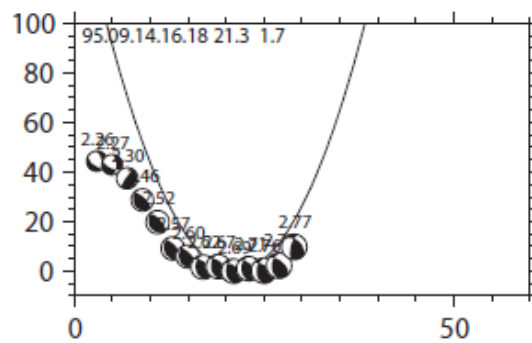
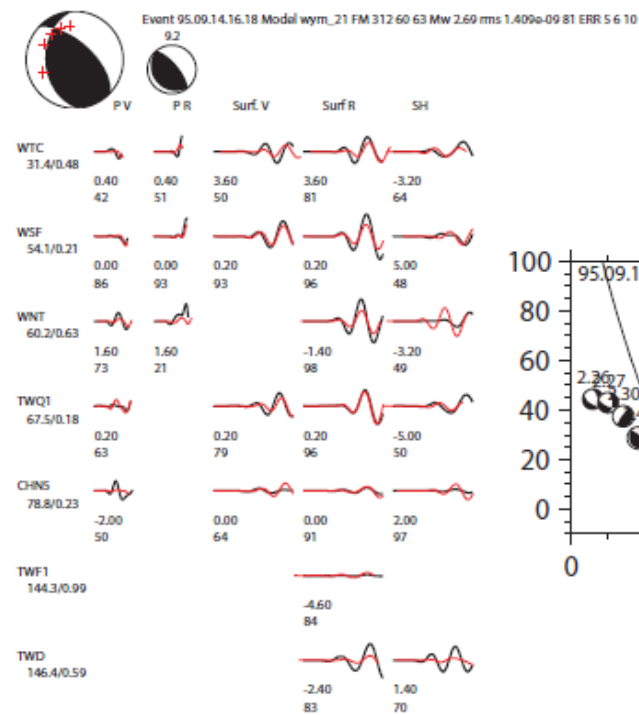
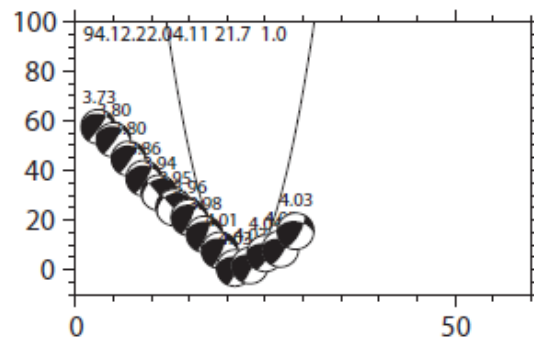
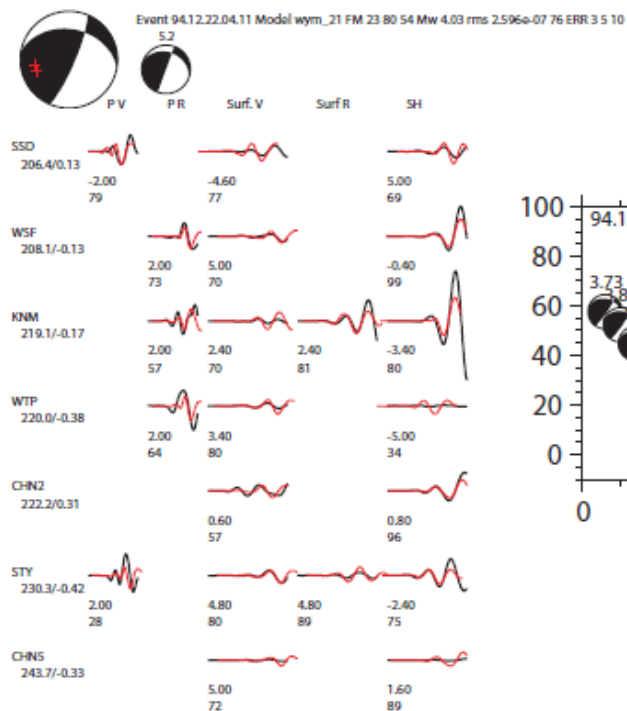


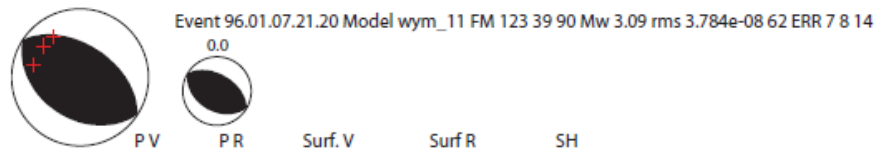
CHN4
235.4/0.95



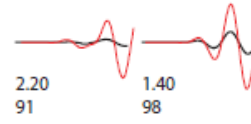
CHN1
239.2/0.63



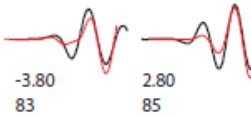




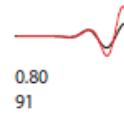
NSY
68.1/0.62



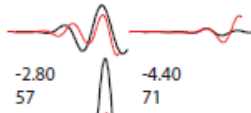
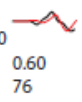
TWQ1
70.8/0.94



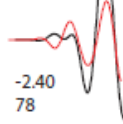
WNT
91.6/0.32



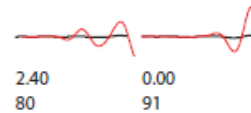
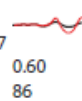
SML
106.8/-0.10



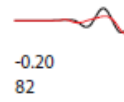
PNG
117.6/-1.04



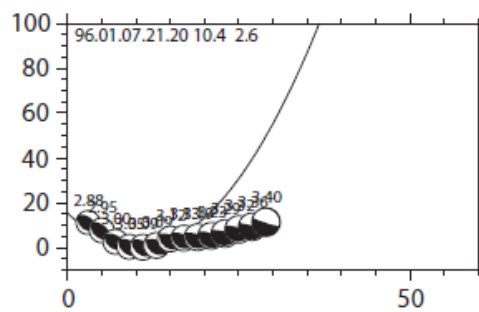
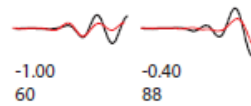
ALS
131.7/-0.57



TWD
159.3/-0.87



KNM
168.9/-0.71





Event 96.12.25.10.25 Model wym_21 FM 89 59 -34 Mw 3.07 rms 3.528e-09 39 ERR 3 7 8

P V

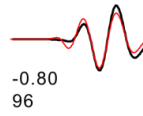
PR

Surf. V

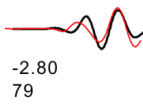
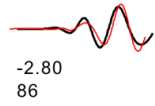
Surf R

SH

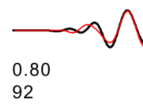
TWQ1
39.3/0.13



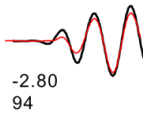
TYC
88.6/0.47



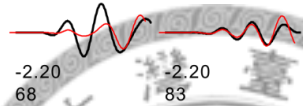
SML
92.1/1.09



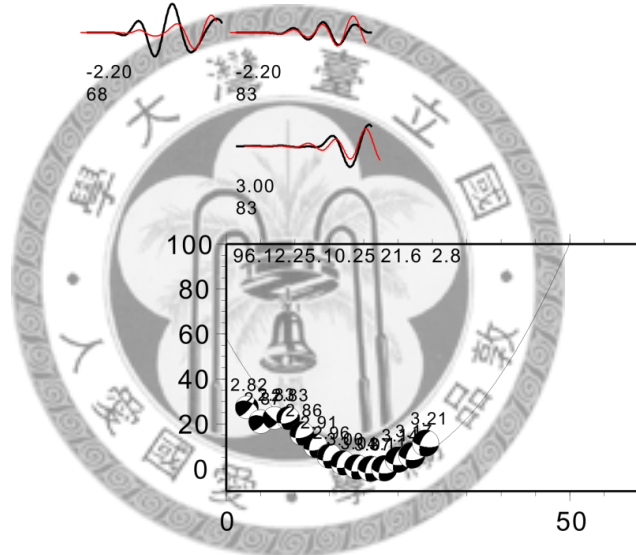
ENT
96.4/1.02

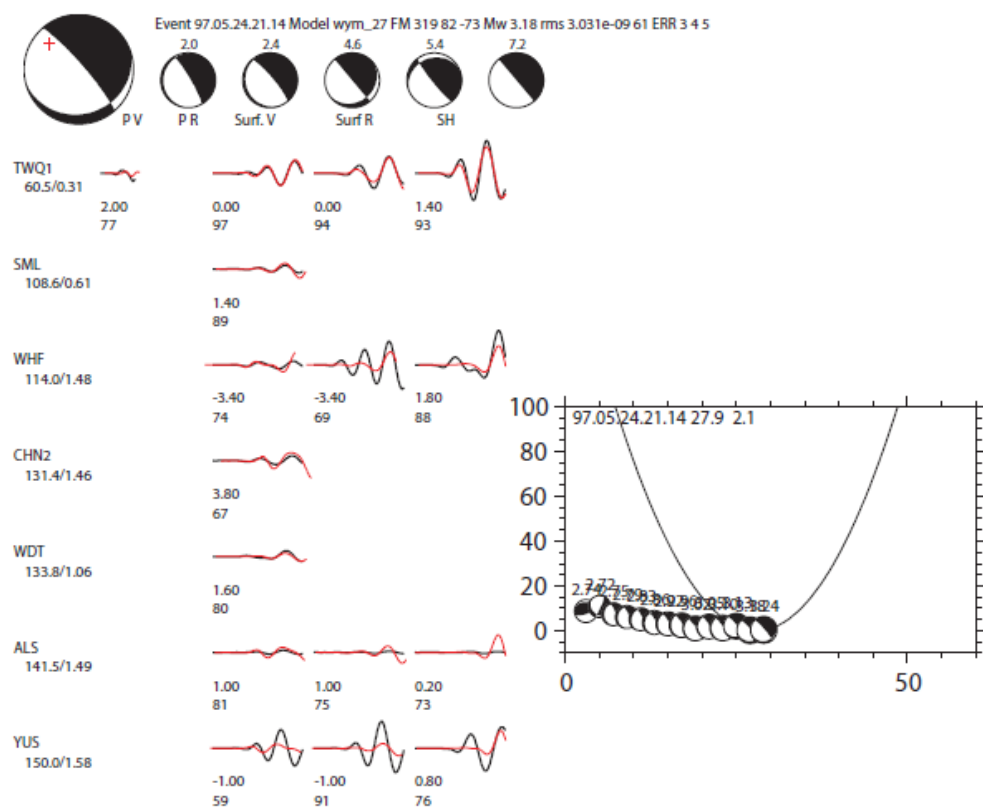
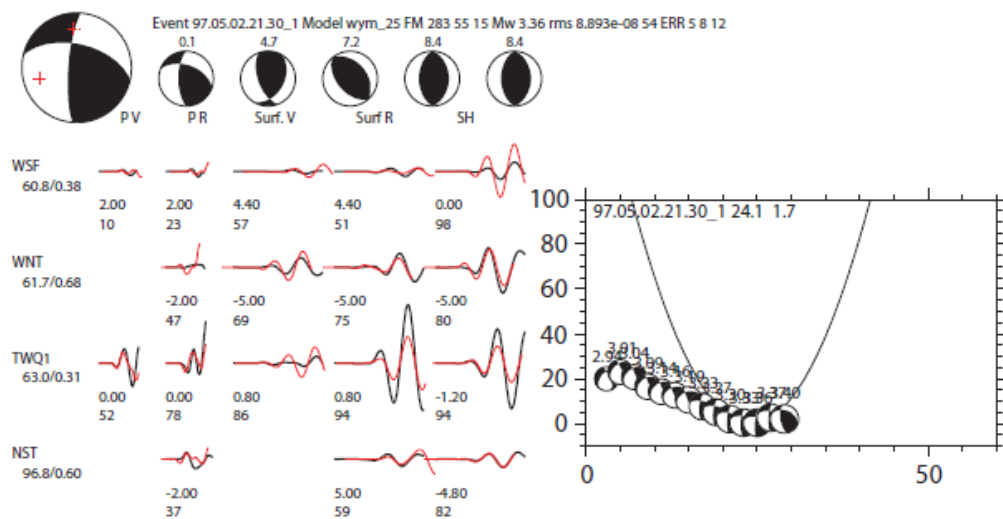


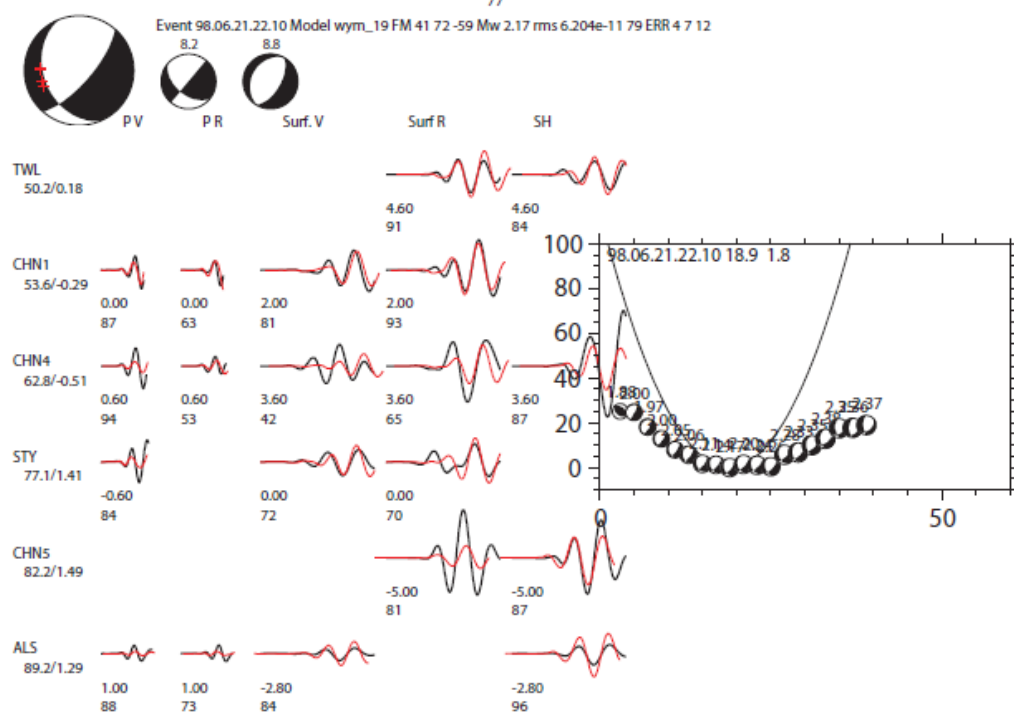
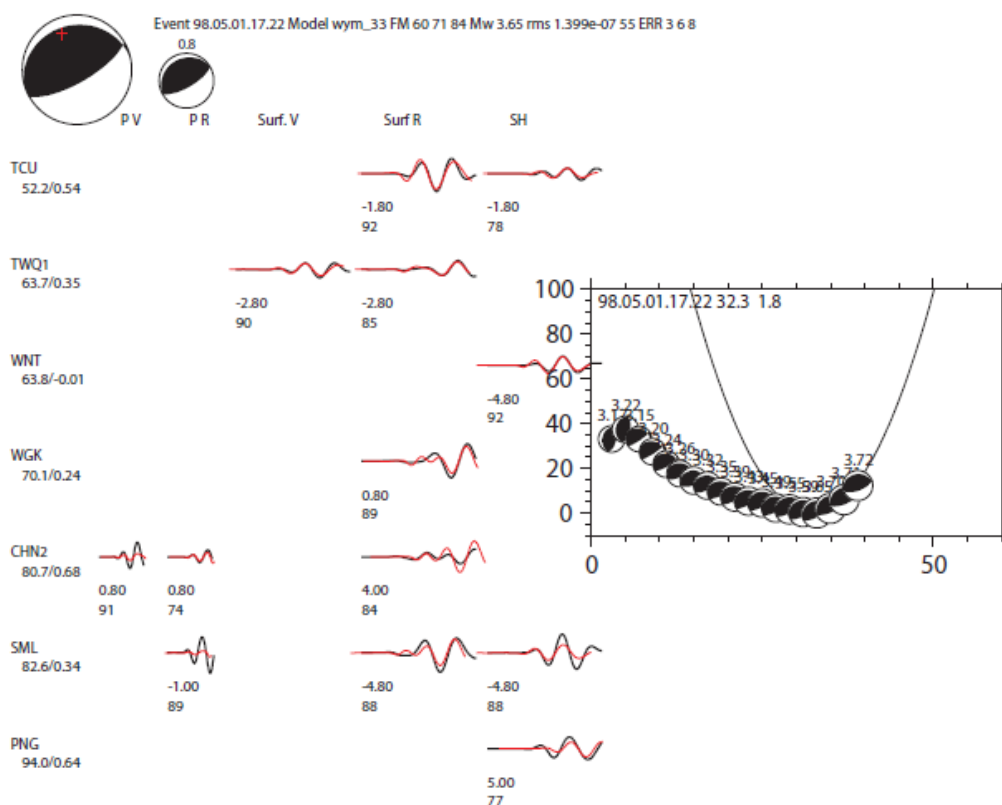
TWA
103.5/0.48

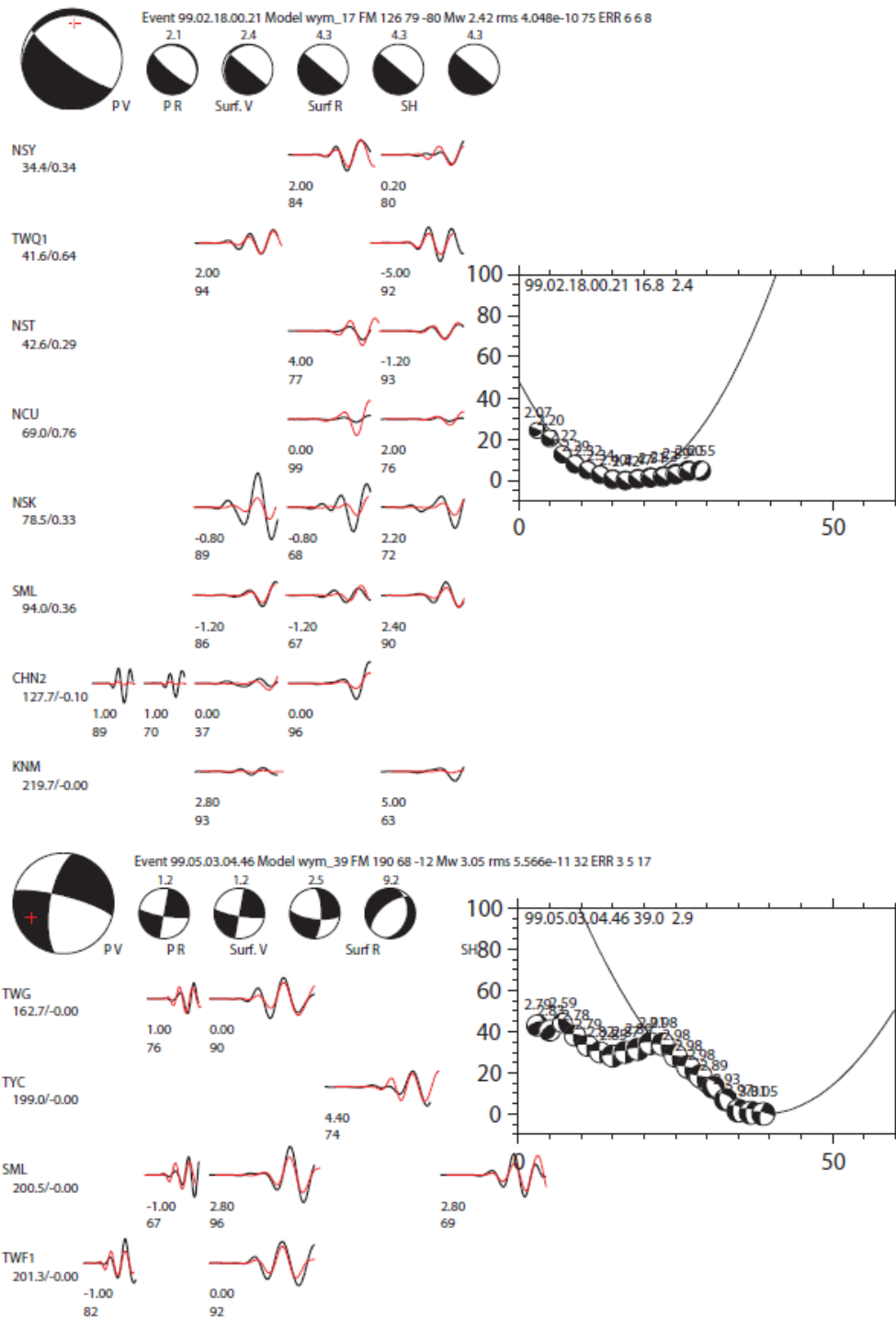


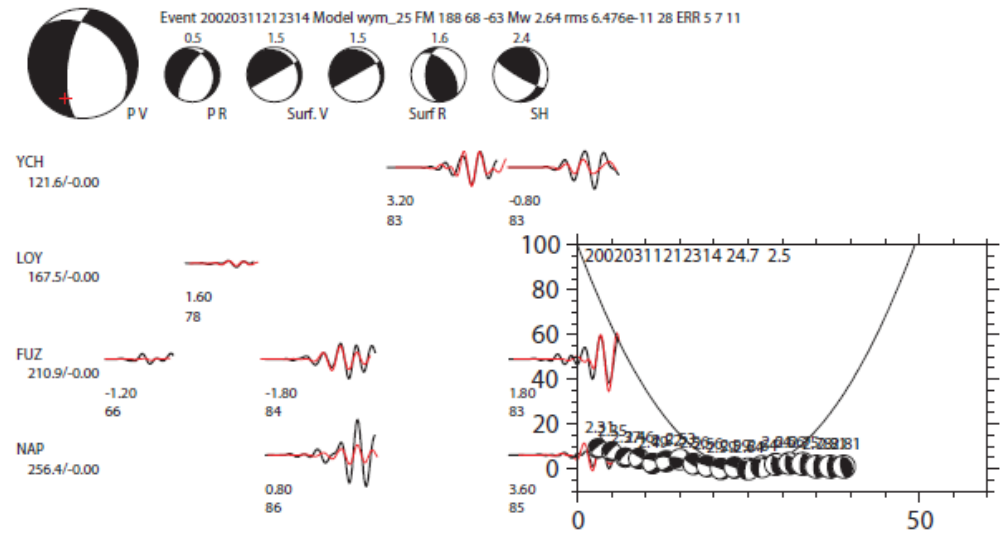
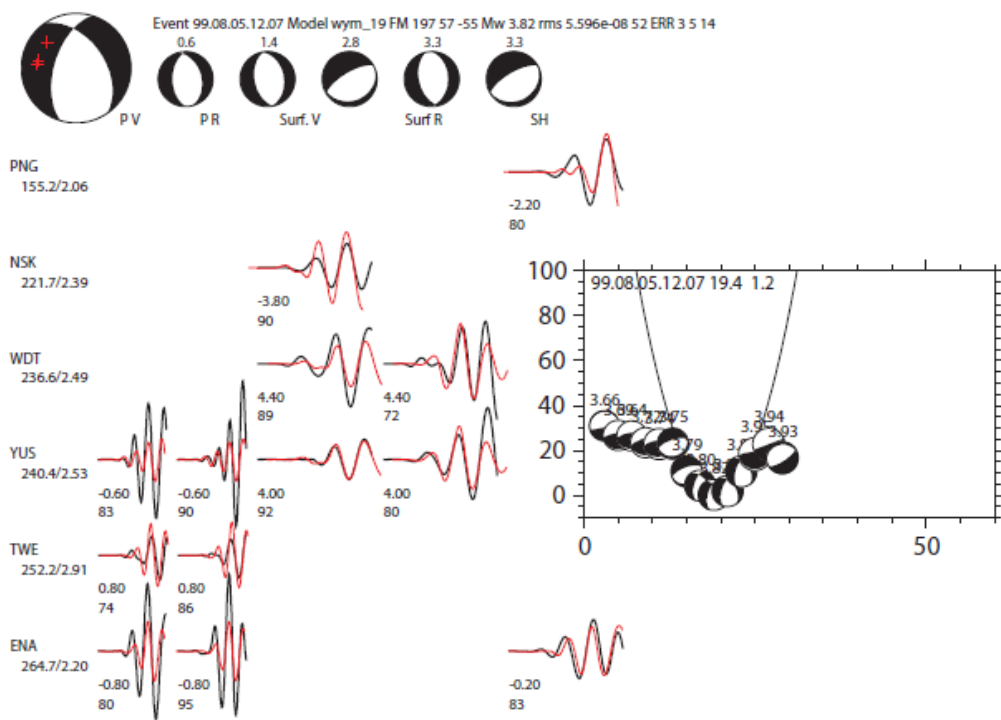
TWE
106.7/1.11

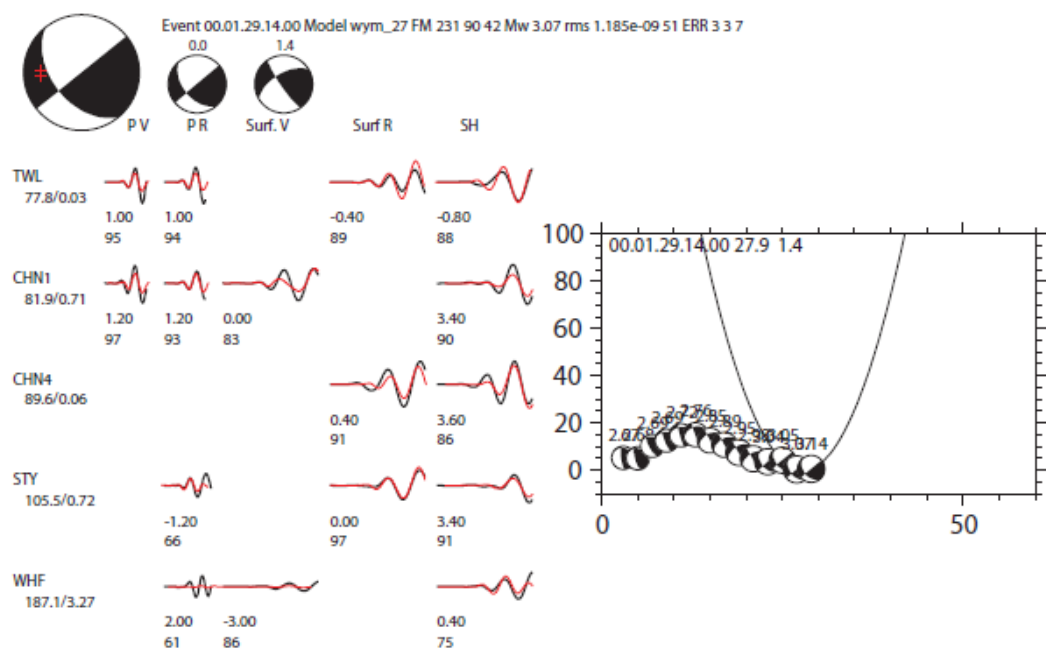
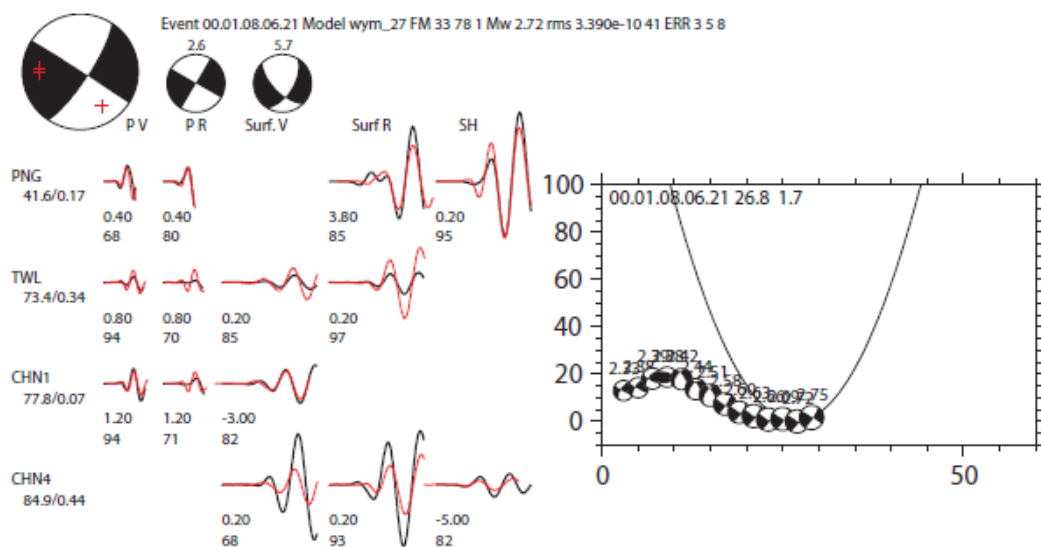


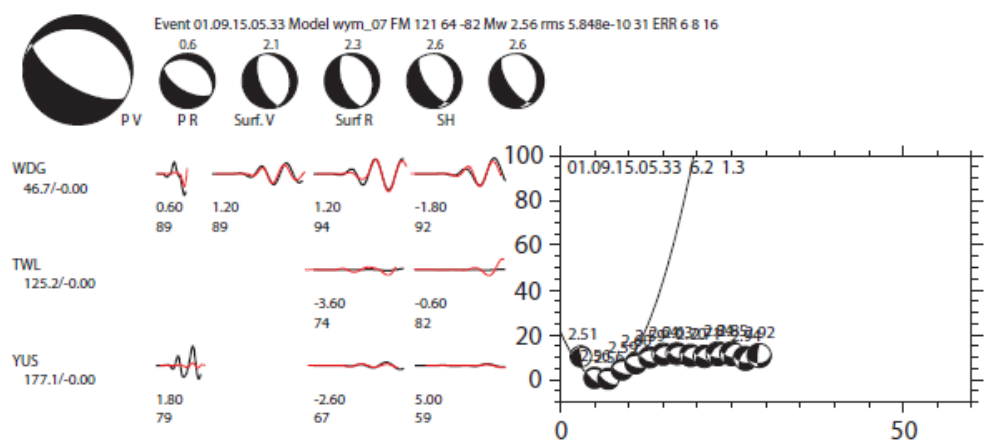
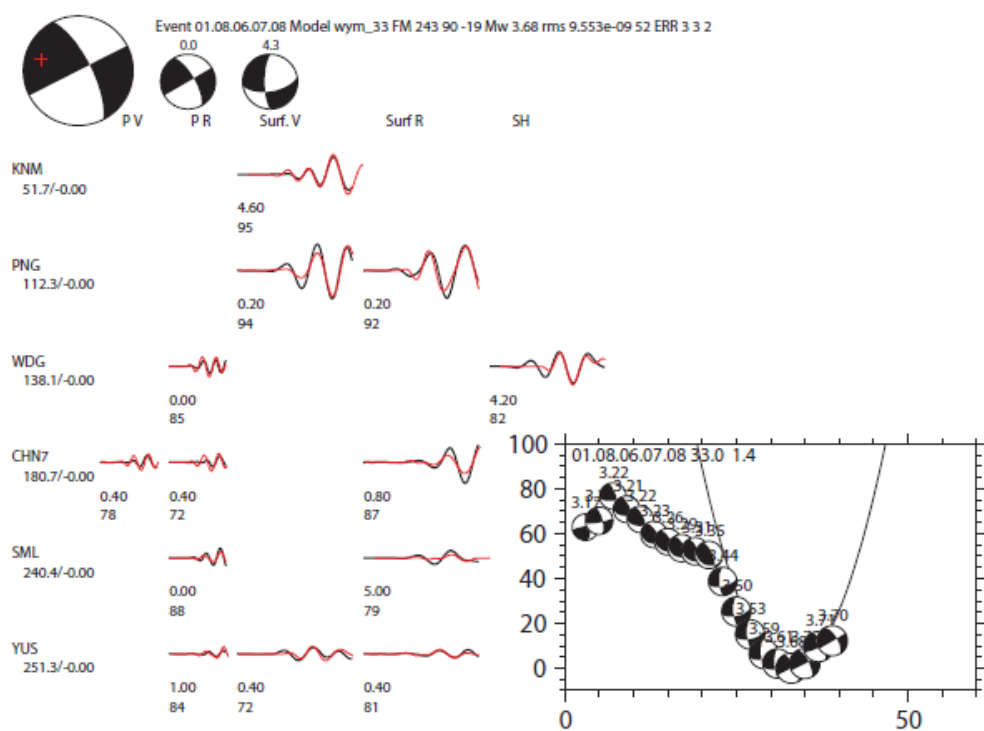


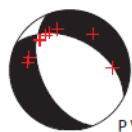












Event 01.08.21.14.19_n Model wym_23 FM 157 50 -62 Mw 3.29 rms 5.409e-06 102 ERR 2 3 5

