

交通部中央氣象局
委託研究計畫期末成果報告

地震震源資訊成果彙整與孕震成因研判及震源破裂時空模擬(II)

計畫類別：氣象 海象 地震

計畫編號：MOTC-CWB-101-E-08

執行期間：2012年1月1日至2012年12月31日

計畫主持人：林正洪、李憲忠

執行機構：中華民國地球物理學會

本成果報告包括以下應繳交之附件(或附錄)：

- 赴國外出差或研習心得報告1份
- 赴大陸地區出差或研習心得報告1份
- 出席國際學術會議心得報告及發表之論文各1份

中華民國 101 年 11 月 22 日

政府研究計畫(期末)報告摘要資料表

計畫中文名稱	地震震源資訊成果彙整與孕震成因研判及震源破裂時空模擬(II)		
計畫編號	MOTC-CWB101-E		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	中央研究院地球科學研究所		
年度	101	執行期間	101.01-101.12
本期經費 (單位：千元)	1,334 千元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100	100	100
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	1,334	1,334	100
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	林正洪、李憲忠		
報告頁數		使用語言	
中英文關鍵詞	中大規模地震、震源破裂、快速震源反演		
研究目的	<p>本計畫針對台灣地區中大規模地震進行震源破裂過程的時間-空間分佈分析。所採用的方法為體波震源逆推法，透過世界地震觀測網的遠震體波資料進行快速震源逆推分析。此方法在進行分析前需要完整的震源參數資訊，包括地震規模、震源位置、震源機制、斷層面解等。目前這些資訊氣象局已於地震發生後快速地做例行公布。因此在現有的資訊架構下，於中大型地震發生後快速建立震源破裂過程的初步結果是可以達到的。此研究之目的即希望建立震源破裂之時空模擬的快速反應機制，透過計畫之執行與實際的地震案例分析來建立快速反演所需流程，並修正潛藏的系統錯誤與累積相關的研究實務經驗。</p>		
研究成果	<p>本年度(民國 101 年)於台灣附近共發生了兩個規模大於 $M_L6.0$ 的中大規模地震，分別是 2012 年 2 月 26 日的霧台地震($M_L6.4$) 以及 2012 年 6 月 10 日宜蘭外海地震($M_L6.6$)。</p> <p>2012 年 2 月 26 日霧台地震是 2012 年至今於台灣發生的最大規模島內地震。此地震的發生位置相當接近 2010 年甲仙地震，且兩地震有許多相似性。此次地震同樣發生在過去地震活動相對較少的地震空白區，且其斷層面解也與周遭已知的斷層走向有很大的差異。為了要釐清這個地震究竟如何發生、破裂過程為何，本研究採用近場強震資料與遠場體波資料進行聯合震源過程逆推。研究中採用 USGS 震源機制解中的一個西北-東南走</p>		

	<p>向、朝東北下傾的斷層面做為斷層模型，以三維格林函數來擬合近場資料，並以平行化非負最小平方法來進行逆推。逆推結果顯示，此次霧台地震的規模僅 Mw5.89，此規模具相對單純的破裂過程可以預期。斷層面上僅有一個主要的錯動區，以帶左移分量的逆衝滑移為主；另外一個相對較小的滑動區則位在斷層淺部，以純左滑為主要破裂行為。</p> <p>2012 年 6 月 10 日宜蘭外海發生芮氏規模 6.6 的地震，此起地震為今年台灣附近規模最大的地震，地震深度 70 公里，宜蘭南澳與花蓮和平最大震度五級，全台遠至澎湖和馬祖皆有感受到震度，但因震源深度較深並且震央在外海，並沒有造成任何重大災害。此區域為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交界，並且附近有琉球島弧以及琉球海溝等構造。為了探討此地震如何發生以及其破裂過程為何，本研究採用遠場體波資料進行震源過程逆推。考慮 BATS 以及 CWB 兩組東西與南北向各四個震源機制解，藉由不同的震源機制探討可能的發震過程。逆推結果顯示，儘管斷層面解方向截然不同，但 dip 的角度差不多，滑移型態也都為逆衝為主，在深度 70 公里左右這樣的破裂模式，推測應是受隱沒帶擠壓，在隱沒帶上方的地層受到推擠而向上產生的逆衝斷層，而此地區上方還有琉球島弧，所以對於破裂產生可能的受力方向還需日後補充資訊再來進行探討。</p>
具體落實應用情形	針對中大型地震進行快速震源破裂過程分析，可對發震區的震源破裂特性有更清楚的瞭解，同時所建立之震源破裂模型對於後續之研究，如庫倫應力轉移分析、地震波傳遞模擬與強地動評估等可提供重要的資訊。
計畫變更說明	(若有)
落後原因	(若有)
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	以遠震波形進行震源逆推分析，通常需要規模較大的地震，規模介於 5.5~6.0 之中等規模地震的遠震波形紀錄品質常常無法進行這方面的研究。而近場測站雖然能對中等規模地震有很好的紀錄，但卻需考慮較為精確的近場速度構造來計算格林函數。未來解決此問題之因應對策有:(1)採用較近的遠震紀錄(震央距 10-30 度)，並以三維全球格林函數來處理淺部地殼構造的問題；(2) 建立三維近場格林函數資料庫。

(以下接全文報告)

地震震源資訊成果彙整與孕震成因研判及震源破裂時空模擬(II)

林正洪、李憲忠

中央研究院地球科學研究所

一、前言

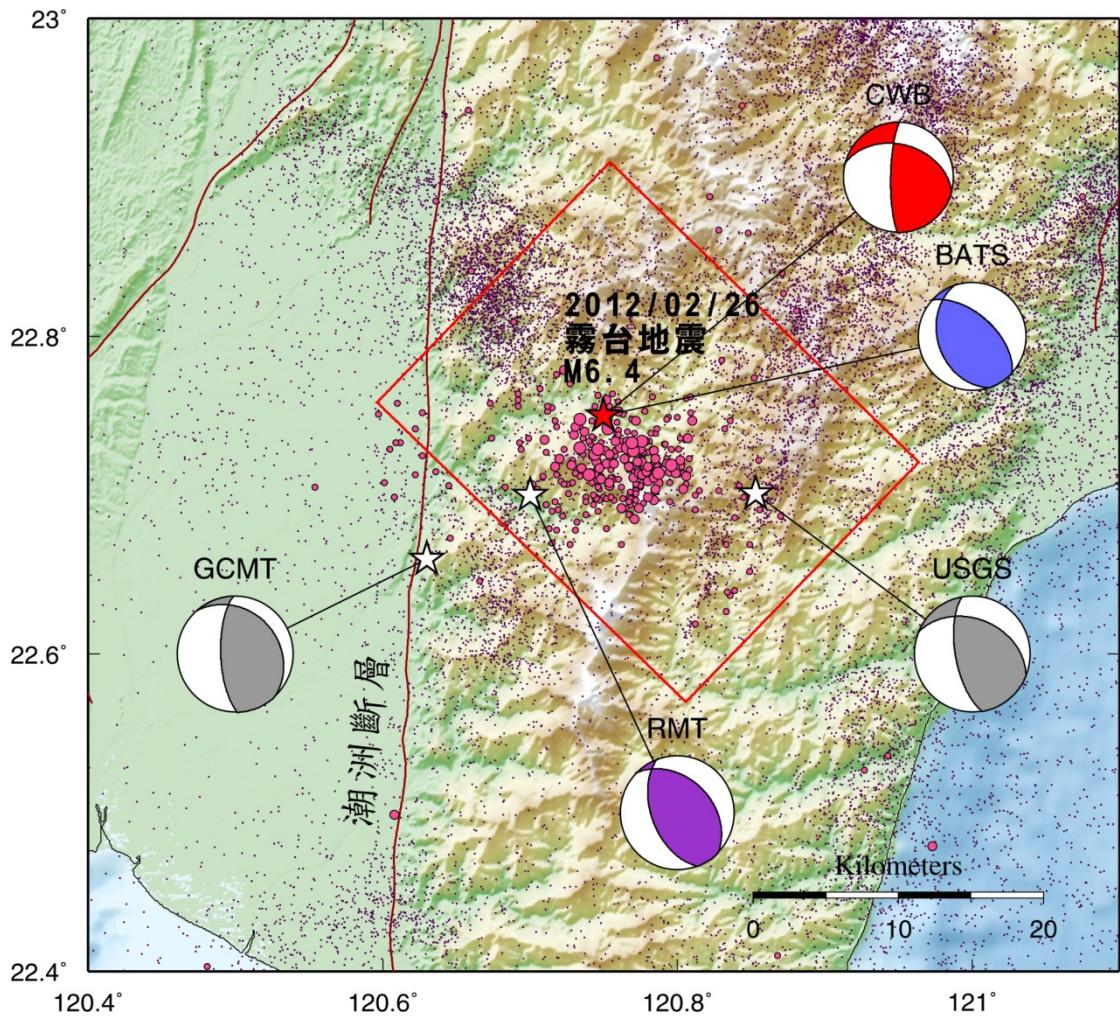
台灣位處於環太平洋地震帶上，地震發生非常頻繁。過去百年來，台灣地區發生過多次重大地震災害。其中造成較為嚴重災情的地震，包括有 1904 年斗六大地震、1906 年梅山地震、1916 年南投地震系列、1935 年之新竹 - 台中地震、1946 年的新化地震，與 1964 年白河地震等。民國八十七年 7 月 17 日亦曾於嘉義瑞里附近，發生芮氏規模 6.2 之地震，總共造成了五死二十七傷與上億元的損害。特別是民國八十八年九月二十一日發生芮氏規模 7.3 的集集大地震，地表產生大尺度的破裂，沿著車籠埔斷層北從東勢、南至竹山間，均可看見數公尺的落差。這不僅直接奪走了二千多條寶貴生命，並造成數十萬人無家可歸。這是自二次大戰以後，台灣最大的一次災難，對社會、民生將造成莫大的長久傷害。因此，台灣西部地區之地震，對已大量開發之西部地區，有很大的影響。所以如何減少地震災害是臺灣一項非常重要之工作。

本計畫為了減少未來大地震之衝擊可能性，將針對台灣地區中大規模地震，進行仔細地震源破裂過程的時間-空間分佈分析。目前國內外例行地對中大型地震進行分析的研究相當有限。由於震源破裂過程逆推需要相當的經驗來檢視隱藏於眾多自由度中的最佳解，並非一次線性逆推即可求得，再加上逆推過程本身的龐大計算量，造成求取最佳解的過程相當費時。另外，對於中等規模地震($M < 6.0$)，其地震波能量常無法有效傳至遠震(遠震體波震源逆推一般需震央距大於 30 度)的距離，訊噪比不佳的訊號會造成逆推上的困難；而大規模地震由於破裂面積大，破裂過程更為複雜，逆推時所需考量的自由變量更多，相對地也會造成逆推上的問題

。此外，以近場資料進行逆推雖然可以提供更多的震源破裂訊息，但由於需考量到震源至測站間的構造側向變化所造成的影響，除了以更為複雜的一維速度模型來解釋外有時甚至需考量三維速度模型，在這種情況下建立三維格林函數將耗費大量的時間。

二、2012 年 2 月 26 日霧台地震(M_L6.4)震源破裂過程分析:

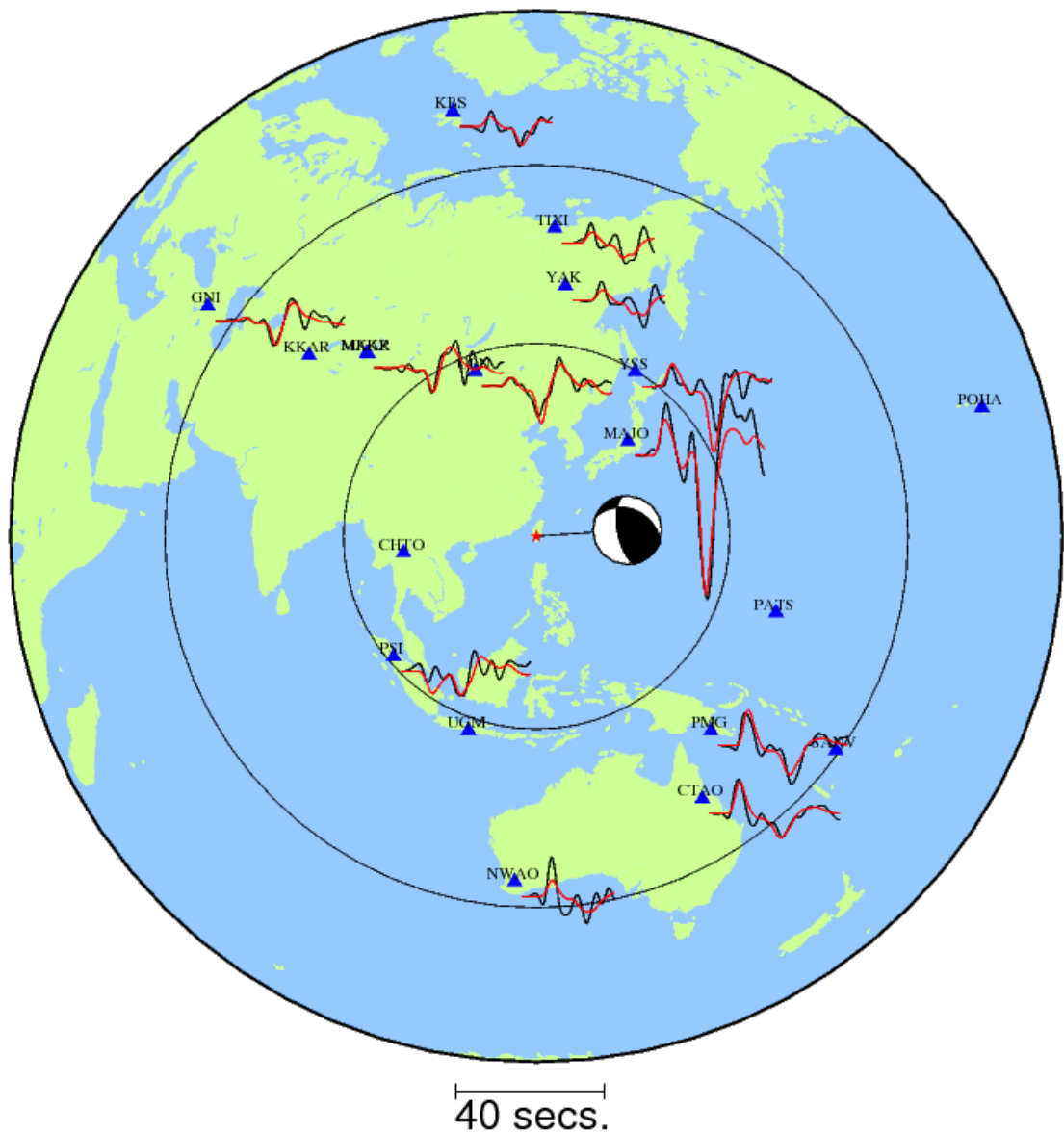
2012 年 2 月 26 日霧台地震是 2012 年至今於台灣發生的最大規模島內地震。此地震的發生位置相當接近 2010 年甲仙地震，且兩地震有許多相似性。此次地震同樣發生在過去地震活動相對較少的地震空白區，且其斷層面解也與周遭已知的斷層走向有很大的差異(圖一)。為了要釐清這個地震究竟如何發生、破裂過程為何，本研究採用近場強震資料與遠場體波資料進行聯合震源過程逆推。研究中採用 USGS 震源機制解中的一個西北-東南走向、朝東北下傾的斷層面做為斷層模型，以三維格林函數來擬合近場資料，並以平行化非負最小平方法來進行逆推，希望能藉此獲得較高解析度的震源時間-空間破裂過程模型。



圖一、霧台地震主震震央(紅色星號)與主震發生後之餘震分佈(紅色圓形，中央氣象局提供)。2000 年至 2010 年之背景以紫色實心點表示。各機構針對霧台地震所發佈之震源機制解與震央位置也同時表示於圖中。本研究之震源位置採中央氣象局重新定位之結果，震源機制採 USGS 中心地震矩張量解，其走向、滑移、傾角分別為 292° 、 39° 、 39° 。

本研究之遠震波形資料取自聯合地震研究機構 (IRIS) 之資料管理中心 (DMC)，以 Broadband 之垂直分量進行逆推。為避開淺部地殼構造的複雜性，盡量使用 30° 到 100° 間之測站記錄，並考量資料之記錄品質與方位角的包圍性等因素，共選取 12 個測站進行分析(圖二)。在進行逆推之前必須先對遠震波形進行處理。此分析直接將原始的速度型資料做帶通濾波 $0.01-0.5\text{Hz}$ ，並僅採取 Z-component 進行逆推。近場地震記錄採中央氣象局即時強震網 (RTD) 之強地動資料。所採用之測站分佈如圖三所示。由於研究中以速度記錄進行

逆推，所有的強震資料先積分到速度，然後做帶通濾波 0.05-0.33Hz。所採用之波形時間長度為 <40 秒，取樣率為 0.2 秒。



圖二、遠震波形擬和結果。紅色實線為合成波，黑色實線為遠震觀測波形。

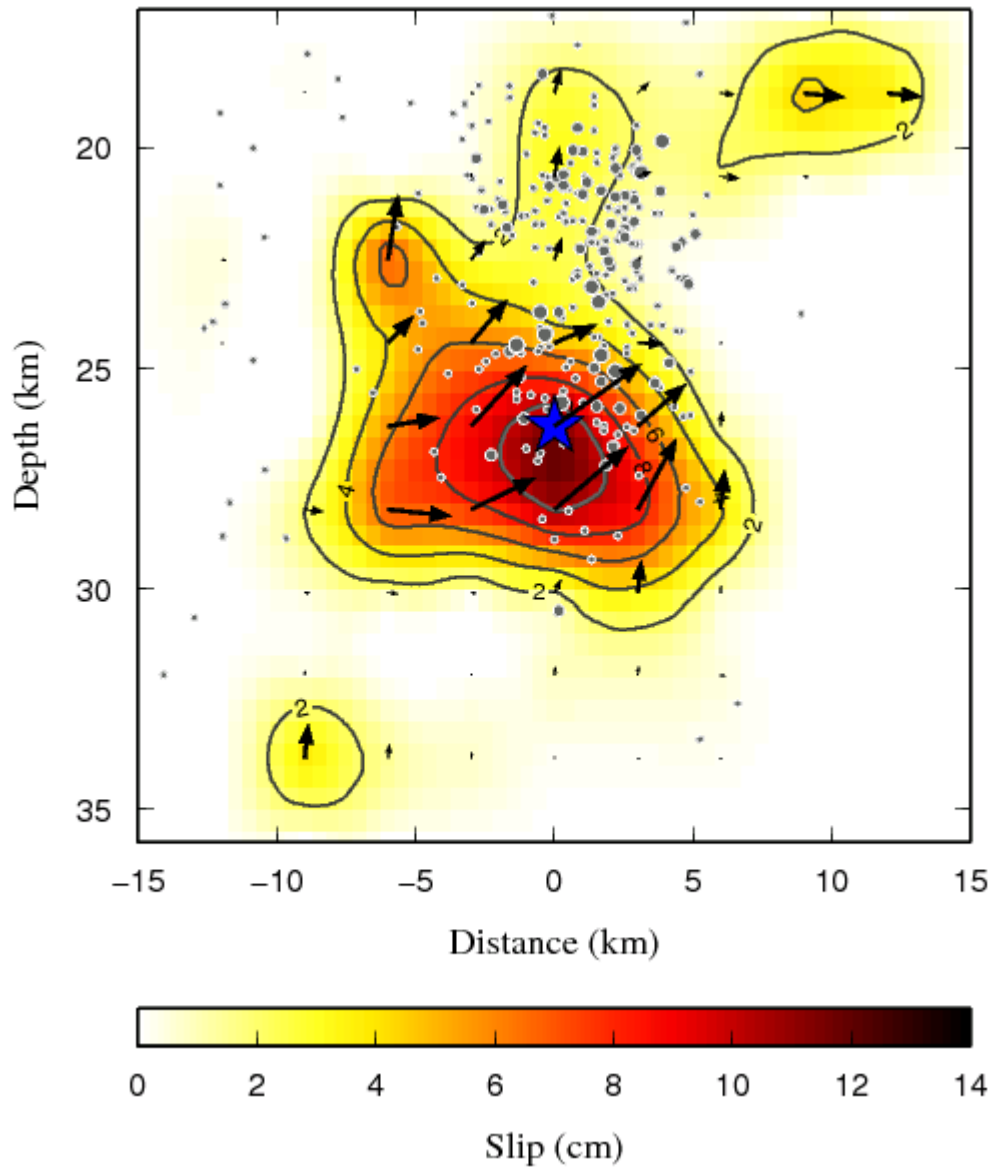
就有限斷層而言，一個測站的觀測波形可視為由斷層面上所有子斷層所貢獻的波形線性疊加的結果。研究過程中經不同斷層面積大小的測試，最後假設此次錯動之斷層面積為沿走向長 27 公里、沿傾角寬 27 公里之矩形，並將斷層面分成 9x9 個子斷面，每個子斷面長 3 公里、寬 3 公里，以其中心點表示 subfault 之點震源位置。子斷層至各測站間之格林函數，遠場部分採

Kikuchi & Kanamori (1982)之方法計算，近場則以譜元素法計算三維格林函數。將求得之各子斷層格林函數與觀測波形寫為 $Ax=b$ ，其中 A 為子斷面之格林函數矩陣，B 為觀測波形向量，x 向量則為各子斷面上之地震矩釋放量。研究中以平行化非負最小平方法求解 x。並透過平行化非負最小平方法來提升逆推效率與逆推解析度，此方法已經成功應用在大型地震的震源研究上 (Lee et al., 2006; Lee et al., 2012) 求出 x 矩陣後帶回 $Ax=b$ 可算出理論合成波形，藉此便可得到觀測與理論波形的擬合情形並分析斷層面上的錯動量分布。研究中，逆推誤差之估算採 $(Ax-b)^2/b^2$ 。

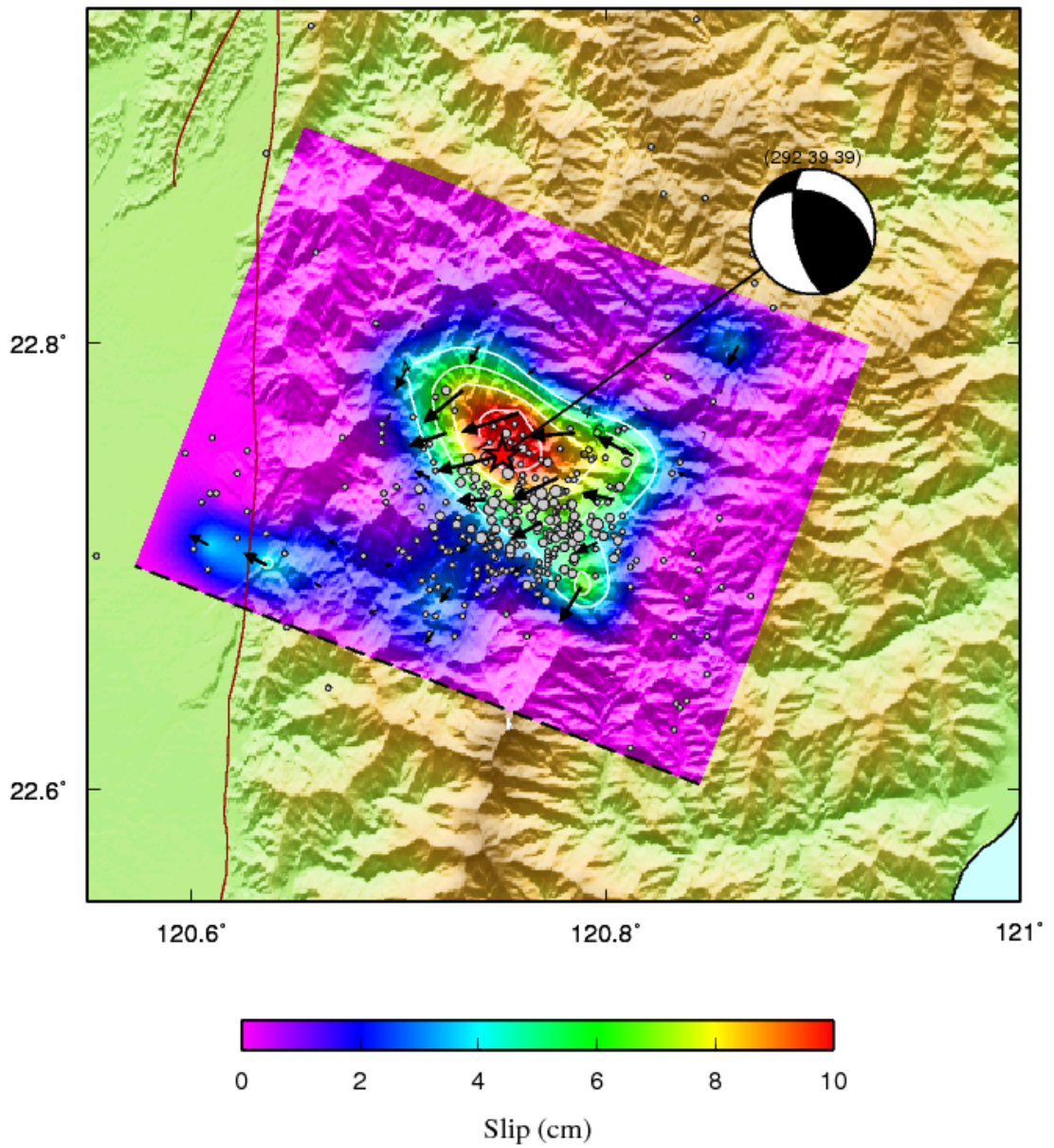
首先看到的是逆推結果的錯動量空間分佈 (圖三)，最大錯動量發生的位置落在震源下方約 1-2 公里，與氣象局重新定位後之震源位置相當接近。斷層面上的滑移主要集中在單一區域，僅形成一個明顯的 Asperity。此 Asperity 以震央附近為中心，錯動量逐漸向外遞減，最大錯動量大於 10 公分，滑動的範圍約 10x10 平方公里，主要滑動為左移帶有逆衝分量。另外有些許零星較小的錯動在斷層較淺處發展，其錯動量小於 5 公分，主要以逆衝滑移為主。斷層深部還可以看到更小的錯動量分佈，但範圍不大且滑動量小，可能為波形逆推殘餘值所造成的假錯動，可忽略不加以討論。錯動量分佈投影至地表後與餘震分佈間有一定的相關性，大部分餘震落在 Asperity 的南側，少部分餘震朝西邊分佈似乎與位在較淺處發展的錯動有所關連。仔細來看錯動量沿深度在斷層面上的分佈(圖四)，可以看到與先前水平投影的推論一致，幾乎沒有大的餘震落在 Asperity 中心，而淺部餘震則與主要 Asperity 上方零星之逆衝破裂位置相當。

遠場觀測記錄與合成波形的比較顯示於圖二。由於霧台地震屬中大規模地震，遠震紀錄之震幅僅勉強可以辨識，能夠重中挑選出來進行逆推的測站並不多，且波形也不盡理想。儘管在這樣的條件下，逆推結果之遠震最大震幅以及後續的波相都解釋的不錯，特別是位在北邊的波形，在這個方向上的記錄大都比較單純且有很大的震幅。相反地位在西南側的測站顯示出較為複雜的波形，其波形特徵於合成波中勉強可以解釋。遠震波形誤差值為 0.23。三分量的近場合成波與觀測記錄之比較顯示於圖五。同樣地由於地震不算大，近場紀錄被相對複雜的路徑與構造效應所支配，儘管研究中已經採用三

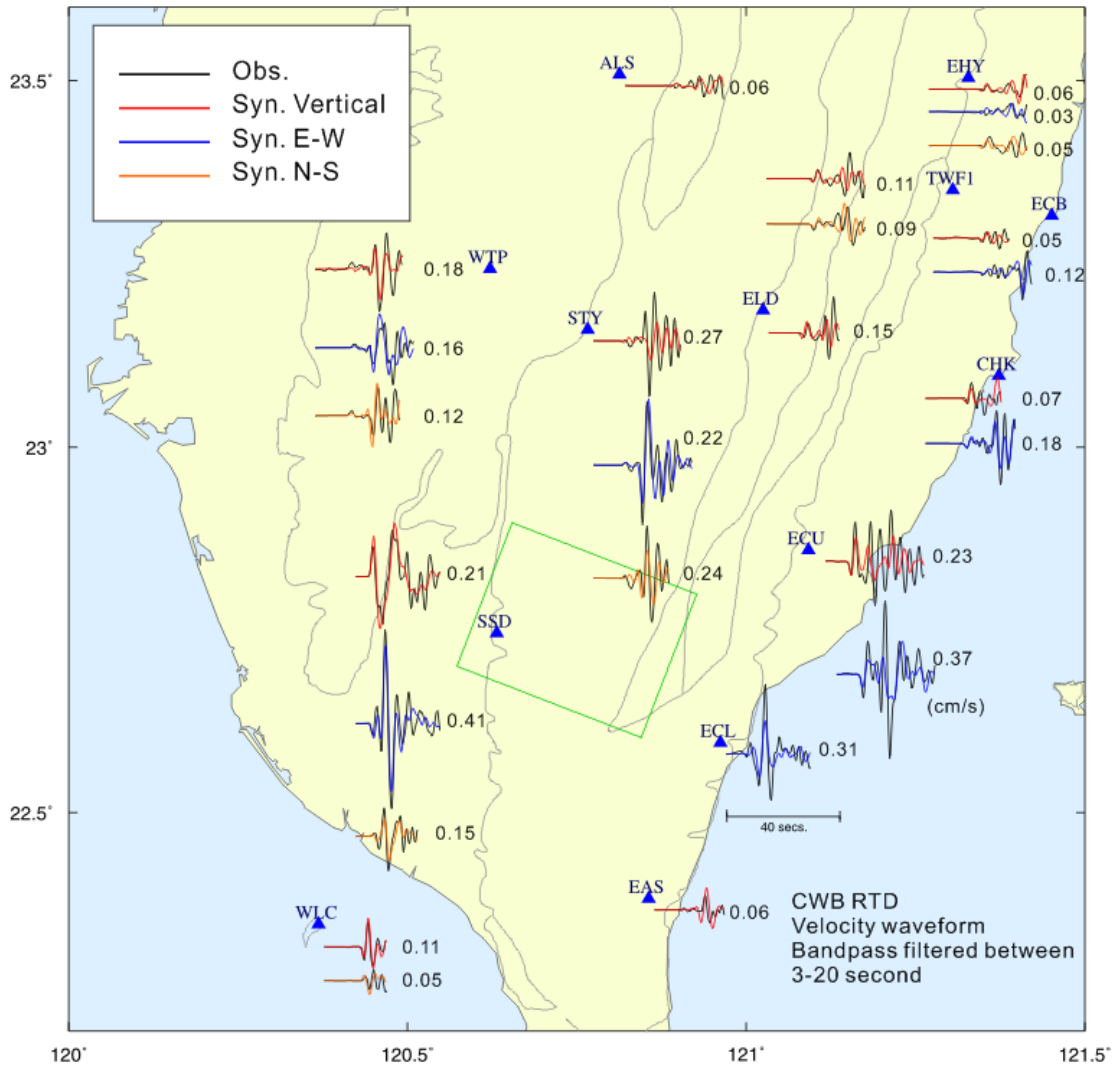
維格林函數，近場紀錄的擬合結果仍僅勉強可接受，其波形誤差為 0.61。聯合逆推之整體波形誤差為 0.42。



圖三、霧台地震錯動量空間分佈。灰色實心圓為地震過後三天內的餘震分佈(氣象局提供)。



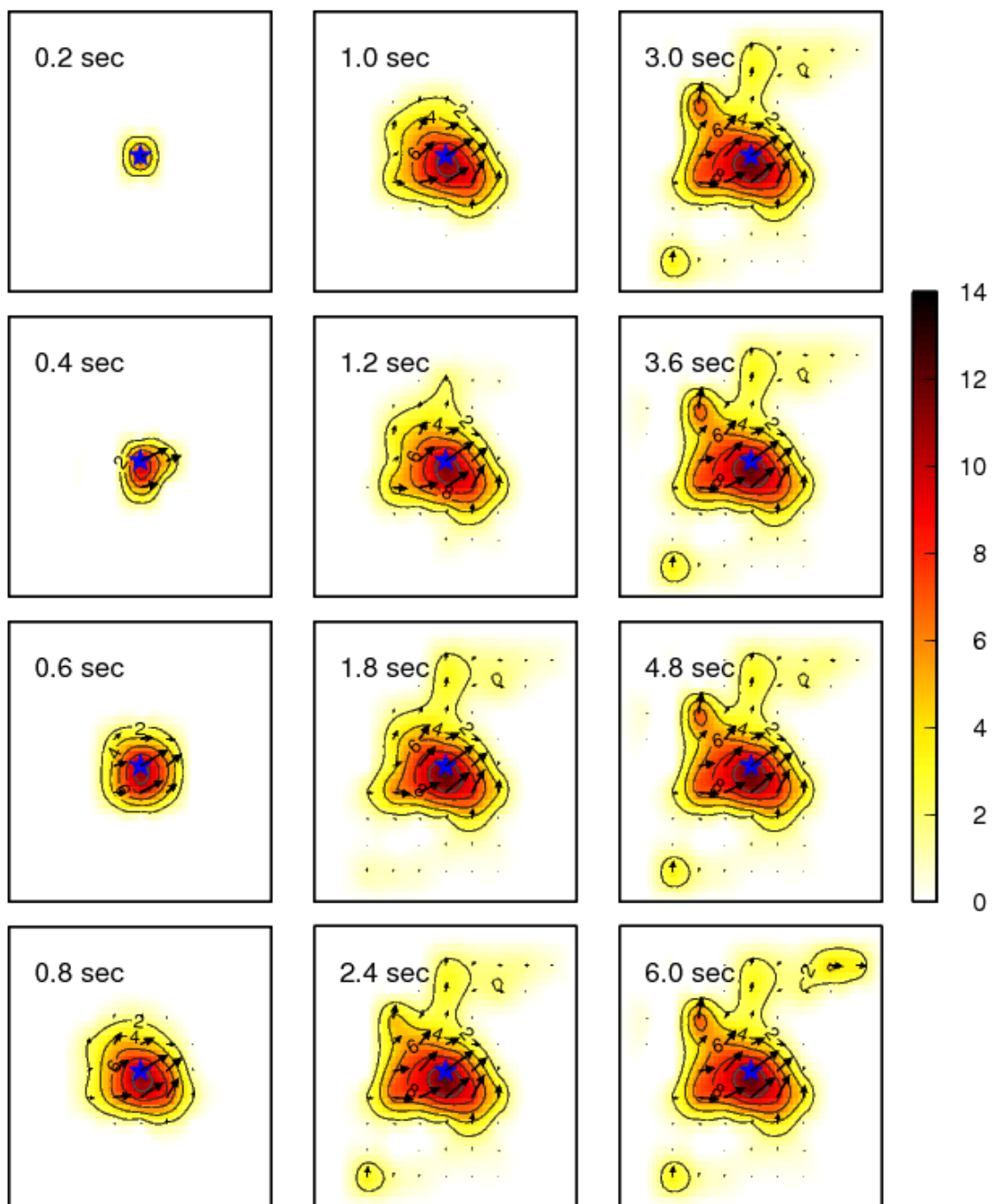
圖四、霧台地震錯動量分佈水平投影。灰色實心圓為地震過後三天內的餘震分佈(氣象局提供)。震源機制球顯示 USGS 之體波中心地震矩張量逆推結果。



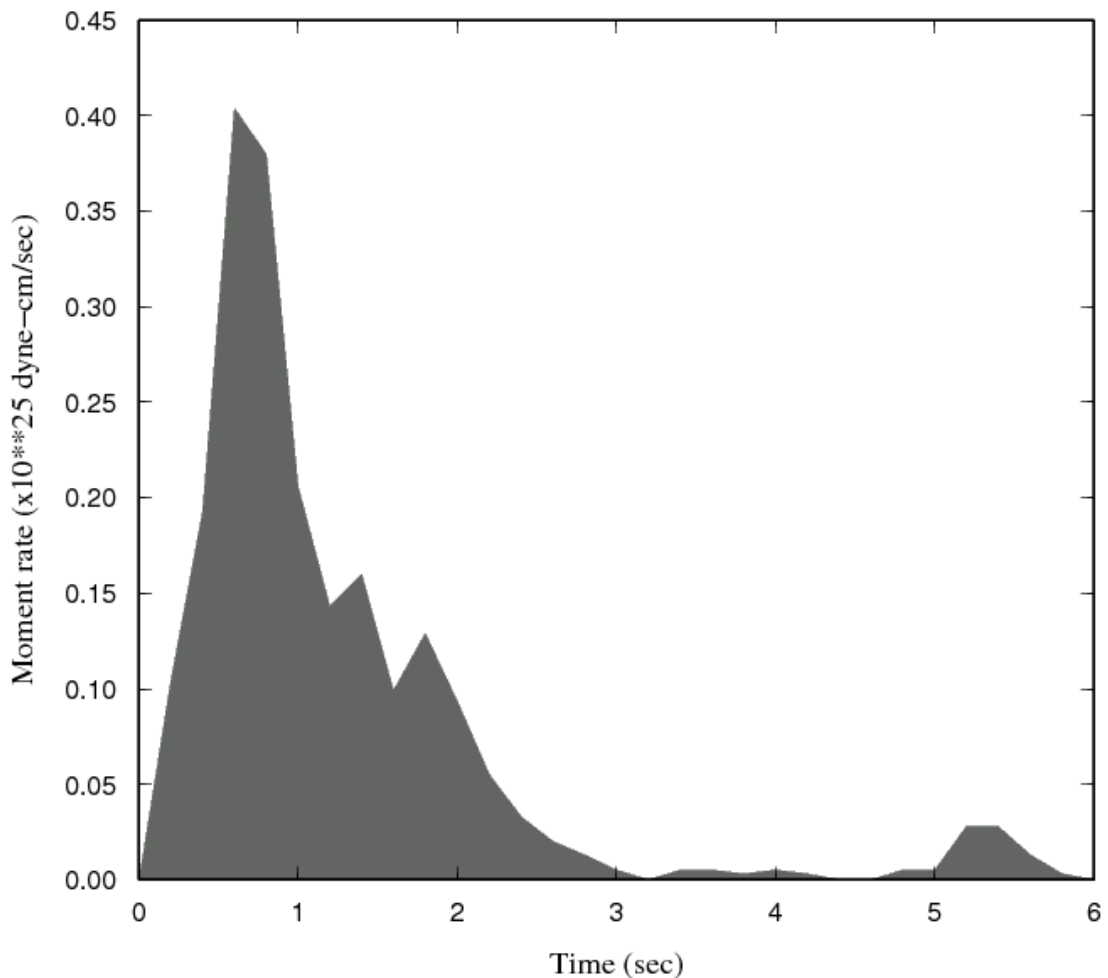
圖五、近場強震資料擬和情形。不同顏色表示不同方向之合成波與觀測紀錄(見左上角圖說)。各波形後方之數字表示觀測紀錄中之最大速度值。

霧台地震破裂過程的時間分佈顯示於圖六。錯動由震源處開始發生，隨後朝較深的地方破裂，並逐漸以此破裂區為中心往外擴展。這個過程相當迅速，約在 1 秒鐘後便完成了大部分的錯動，並形成震央附近唯一的一個大的 Asperity。這個時間內的滑動主要以帶有左移分量的逆衝滑移為主。1 秒鐘後，於震源上方較淺處的斷層面上開始產生破裂，但滑移量並不大且持續很短時間，大約由 1.2 秒發展至 1.8 秒，這個時間內的滑移主要為逆衝形式。1.8 秒後，於 Asperity 左上方有另一個次生 Asperity 開始發展，同樣地此發展也僅持續很短時間，約停止於 3 秒，這個過程同樣以逆衝為主要滑動形式。3 秒後，斷層面的活動近乎停止，最後約在 5~6 秒於斷層面更淺的地方產生了一個局部性的小錯動，以左移滑動的方式出現。圖七為逆推得到的霧台地震

震源時間函數，可以看能量的釋放相對單純，僅有一個比較大的能量於很短的時間內釋放，另一個小的能量釋放比較晚才出現。第一個能量釋放持續了約 3 秒，峰值落在 1 秒附近。其對應的破裂為主要 Asperity 的能量釋放以及後續在 Asperity 上方的次生錯動所釋放的能量。隨後斷層面的活動近乎停止，最後在 5-6 秒時才又釋放了極小部分的能量，其峰值約落在 5.5 秒。整個破裂持續時間約 6 秒，主要能量釋放僅約 3 秒，總釋放地震矩為 0.854×10^{25} dyne-cm，約相當於規模 Mw 5.89 之地震。



圖六、霧台地震之震源破裂過程。



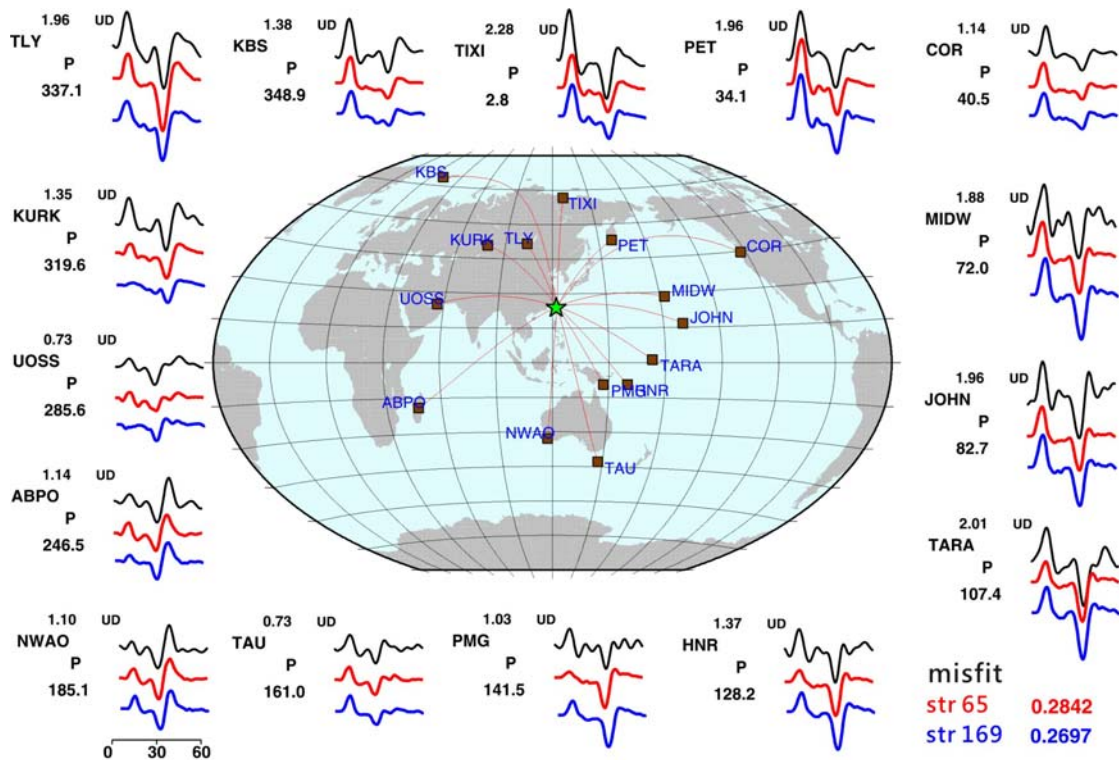
圖七、霧台地震之震源時間函數。

由此逆推結果顯示，此次霧台地震的規模僅 Mw5.89，此規模具相對單純的破裂過程可以預期。斷層面上僅有一個主要的錯動區，以帶左移分量的逆衝滑移為主；另外一個相對較小的滑動區則位在斷層淺部，以純左滑為主要行為。破裂首先發生在地殼深部約 25 公里的位置，由震源開始稍微朝深處破裂，形成第一個也是唯一的一個主要錯動區，其後便大致完成九成以上的破裂。後期的破裂則主要發生在斷層淺部，於淺處產生一個相對小的錯動區，整個斷層面在地震的過程中滑移了 6 秒，主要破裂之能量釋放僅約 3 秒。逆推結果的滑移量分佈與餘震分佈間有合理的一致性，大部分的餘震發生在大錯動區的上緣。此聯合震源逆推的結果似乎與 2010 年甲仙地震有所相似，是否這兩個地震具構造上的關連性需進一步深入調查，而此震源逆推結果可以幫助釐清此區域地質構造與大地應力間的相互關係。

三、2012 年 6 月 10 日宜蘭外海地震(M_L6.6)

2012 年 6 月 10 日宜蘭外海發生芮氏規模 6.6 的地震，此起地震為今年台灣地區至今發生規模最大的地震，地震深度 70 公里，宜蘭南澳與花蓮和平最大震度五級，全台遠至澎湖和馬祖皆有感受到震度，但因震源深度較深並且震央在外海，並沒有造成任何重大災害。此區域為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交界，並且附近有琉球島弧以及琉球海溝等構造。為了探討此地震如何發生以及其破裂過程為何，本研究採用遠場體波資料進行震源過程逆推，採用 BATS 以及 CWB 兩組東西與南北向各四個震源機制解，藉由不同的震源機制探討可能的發震構造，並以非負最小平方法來進行逆推，希望可以獲得此地震的破裂訊息。

本研究之遠震波形資料取自聯合地震研究機構（IRIS）之資料管理中心 (DMC)，以 Broadband 之垂直分量進行逆推。為避開淺部地殼構造的複雜性，盡量使用 30° 到 100° 間之測站記錄，並考量資料之記錄品質與方位角的包圍性等因素，共選取 15 個測站進行分析(圖八)。在進行逆推之前必須先對遠震波形進行處理。此分析直接將原始的速度型資料做帶通濾波 0.01-0.1Hz，並僅採取 Z-component 進行逆推。研究中以位移記錄進行逆推。所採用之波形時間長度為 <60 秒，取樣率為 0.5 秒。

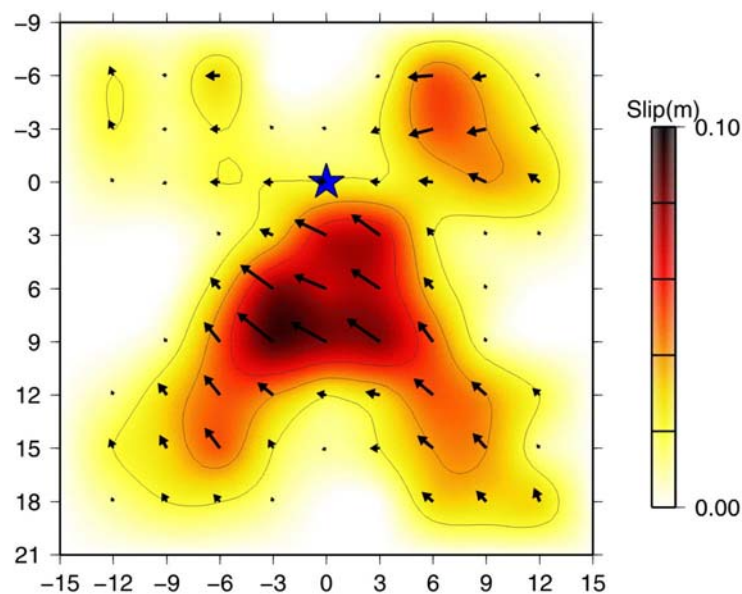


圖八、遠震波形擬和結果。黑色實線為遠震觀測波形，紅色實線為 BATS strike65 的合成波，藍色實線為 BATS strike169 的合成波，綠色星號為震央。波形前的參數依序為震幅、測站名、P 波以及方位角。

就有限斷層而言，一個測站的觀測波形可視為由斷層面上所有子斷層所貢獻的波形線性疊加的結果。研究過程中經不同斷層面積大小的測試，最後假設此次錯動之斷層面積為沿走向長 24 公里、沿傾角寬 24 公里之矩形，並將斷層面分成 8×8 個子斷面，每個子斷面長 3 公里、寬 3 公里。子斷層至各測站間之遠場格林函數，採 Kikuchi & Kanamori (1982) 之方法計算。將求得之各子斷層格林函數與觀測波形寫為 $Ax=b$ ，其中 A 為子斷面之格林函數矩陣， b 為觀測波形向量， x 向量則為各子斷面上之地震矩釋放量。研究中以平行化非負最小平方法求解 x ，並透過平行化非負最小平方法來提升逆推效率與逆推解析度，此方法已經成功應用在大型地震的震源研究上(Lee et al., 2006; Lee et al., 2012)。求出 x 矩陣後帶回 $Ax=b$ 可算出理論合成波形，藉此便可得到觀測與理論波形的擬合情形，並分析斷層面上的錯動量分布。研究中逆推誤差之估算採 $(Ax-b)^2/b^2$ 。

利用 BATS 與 CWB 兩機構所計算出的斷層面解進行分析。BATS 的兩個斷層面分別為 (169, 72, 40) 與 (65, 51, 157)，兩者所計算出的 misfit 皆不大，分別為 0.2842 與 0.2697，但 (169, 72, 40) 在 KURK 與 UOSS 等測站上某些波

相無法符合觀測波形（圖八），甚至與觀測波相相反的情況，所以雖然（169, 75, 40）的機制所算出的 misfit 比較小，然而在 BATS 的震源機制上，我們選擇（65, 51, 157）這個面來進行討論。圖九為逆推結果的錯動量空間分佈，最大的錯動量發生位置為震源下方 8-9 公里處，主要的滑移在震源下方形成一個 Asperity，此 Asperity 錯動量約略分佈在斷層面的右上至左下長條狀的區域，由斷層中心延伸至右下方也有錯動量的分佈，最大錯動量接近 0.1 公尺，破裂的範圍約 12x6 平方公里，主要滑動為左移帶有逆衝分量。另外有些許較小的錯動在斷層較淺處發展，錯動量小於 0.05 公尺，主要是左移分量。斷層深部也有 0.07 公尺以下的錯動，分別在斷層的右下角與左下角。斷層左上方有更小的錯動量分佈，但範圍不大滑動量小，可能為波形逆推殘餘值所造成的假錯動，可忽略不加以討論。

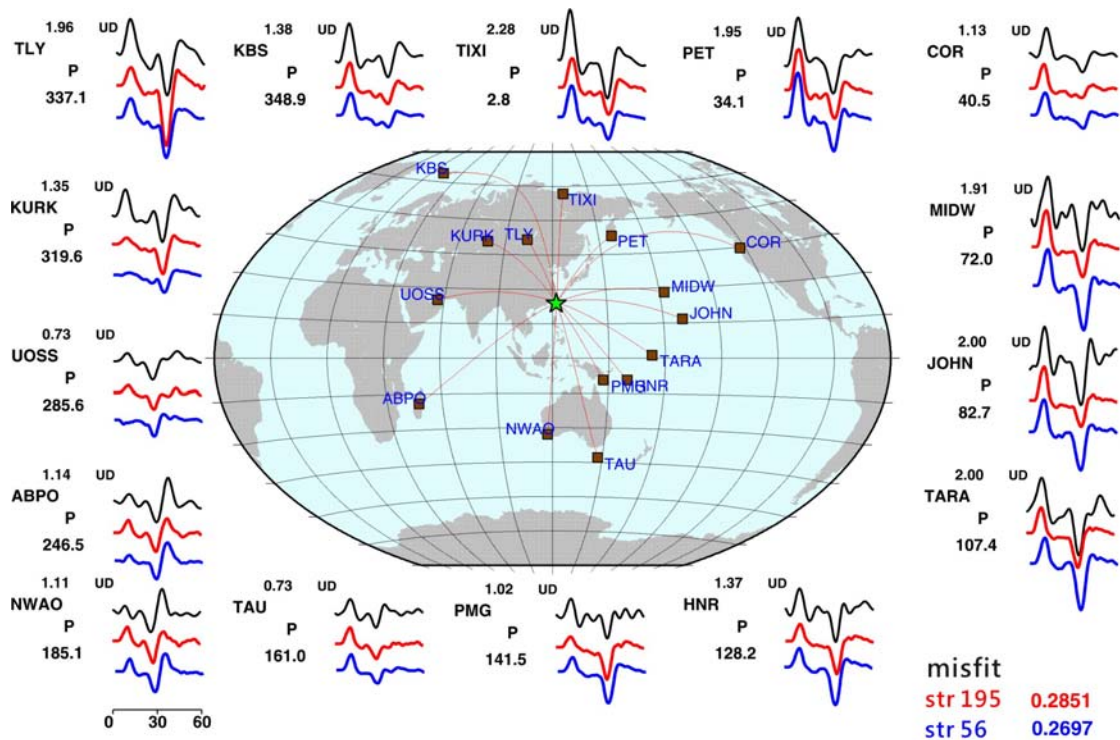


圖九、宜蘭外海地震(BATS strike 65)錯動量空間分佈。藍色星號為震央位置。

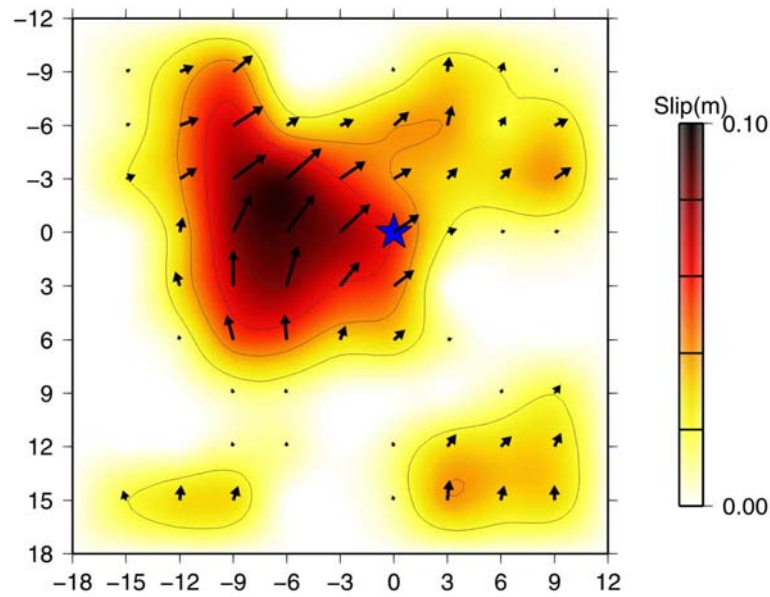
遠場觀測記錄與合成波形的比較顯示於圖八。由於此地震震矩規模 5.8，遠震記錄之震幅尚且可以辨識，在主要幾個人射角方向上的波形都有明顯的波形記錄，在北方至東側的測站上的紀錄大都比較單純並且有很大的震幅。相對在西南側的測站顯示出較為複雜的波形並且震幅較小，其波形特徵於合成波中勉強可以解釋。遠震波形誤差值為 0.28。

CWB 的兩個斷層面分別為（195, 55, 63）與（56, 42, 122），兩者所計算出

的 misfit 皆不大，分別為 0.2851 與 0.2697，但 (56, 42, 122) 在 KURK 與 UOSS 等測站上某些波相無法符合觀測波形(圖十)，甚至與觀測波相反的情況，故在 CWB 的震源機制上，我們選擇 (195, 55, 63) 這個面來進行討論。圖十一為逆推結果的錯動量空間分佈，最大的錯動量發生位置為震源左方 6-7 公里處，主要的滑移在震源左方形形成一個 Asperity，此 Asperity 錯動量約略分佈以最大錯動量為中心向外擴散，向右至震源右側，向下大約至距離震央 6 公里處，最大錯動量接近 0.1 公尺，滑動範圍約為 9x12 平方公里，主要滑動在震源下方為逆衝分量，從震源深度以上就轉為右移帶有逆衝的分量。另外在斷層右下方也有較小的錯動分佈，最大錯動量不超過 0.04 公尺，而斷層左下方有些微的錯動分佈，錯動量不超過 0.02 公尺，推估也可能是波形逆推殘餘值所造成的假錯動，可忽略不加以討論。遠場觀測記錄與合成波形的比較顯示於圖十，遠震波形誤差值為 0.28。

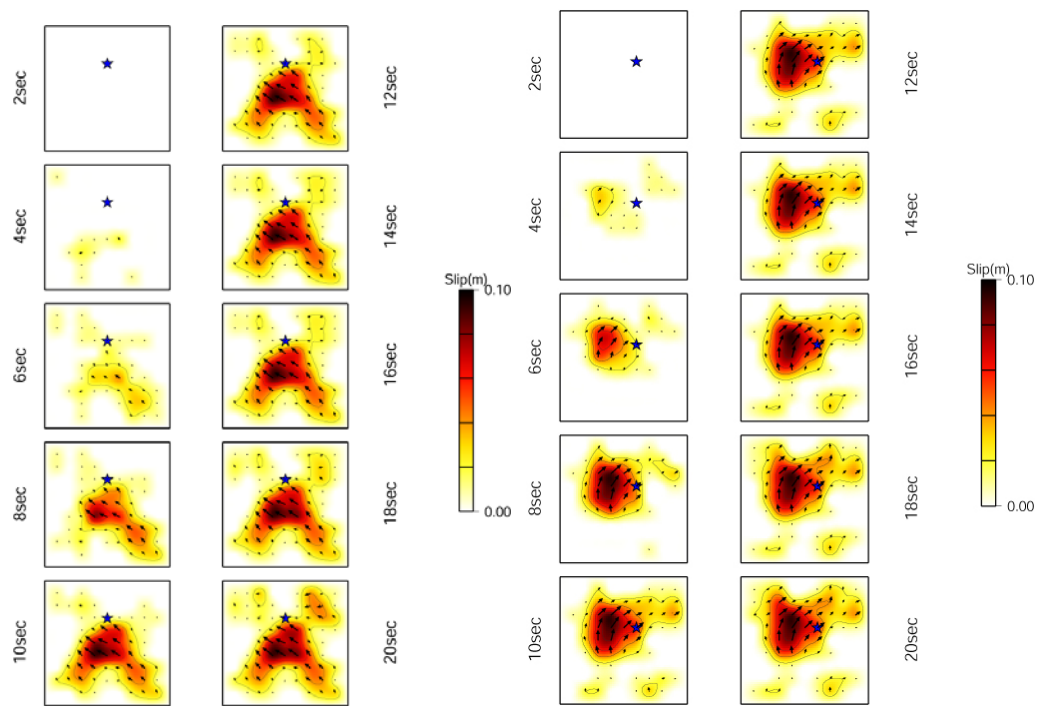


圖十、遠震波形擬和結果。黑色實線為遠震觀測波形，紅色實線為 CWB strike195 的合成波，藍色實線為 CWB strike56 的合成波，綠色星號為震央。波形前的參數依序為震幅、測站名、P 波以及方位角。



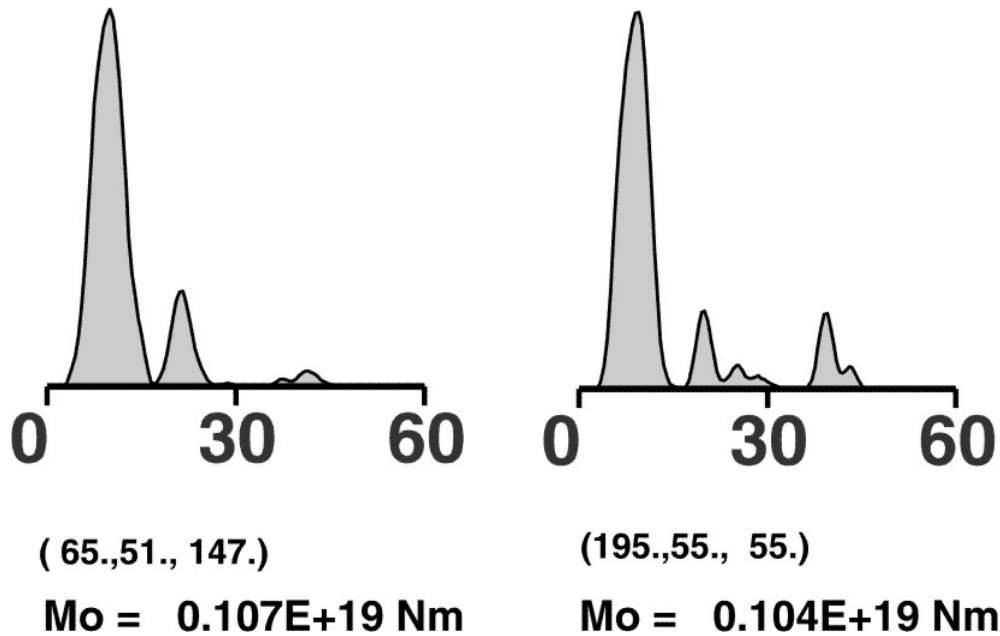
圖十一、宜蘭外海地震(CWB strike 195)錯動量空間分佈。藍色星號為震央位置。

宜蘭外海地震破裂過程的時間分佈顯示於圖十二。圖左為 BATS 震源機制 (65, 51, 157) 下的破裂過程，錯動由震源下 9 公里開始發生，隨後朝右下方破裂，大約 8 秒左右此區域的滑移量增大，10 秒左右震央的左下方也開始產生破裂，震央下方的 Asperity 也逐漸向外擴大，這些錯動主要為逆衝帶有左移的形式，約略在 18-20 秒的時候震央右上方連帶產生了些微的錯動，以左移滑動的方式出現。圖右方為 CWB 震源機制 (195, 55, 63) 的破裂過程，錯動由震源左側 9 公里處發生，6 秒左右逐漸四周擴散，8-10 秒即產生了很大的 Asperity，並且在震源右上方也產生了些許的滑移分佈，10 秒以後滑移量趨於穩定，6 秒左右的破裂在震源深度以上為右上的滑移，在震源深度以下的破裂為逆衝向上，但隨著 Asperity 擴大，在震源深度以下的滑移轉為逆衝帶有些微左移的滑移方式，最大的滑移量接近 0.1 公尺，但在震源右側的滑移量不超過 0.04 公尺。



圖十二、宜蘭外海地震之震源破裂過程。左圖為 BATS(strike 65)，右圖為 CWB(strike 195)之震源破裂過程。

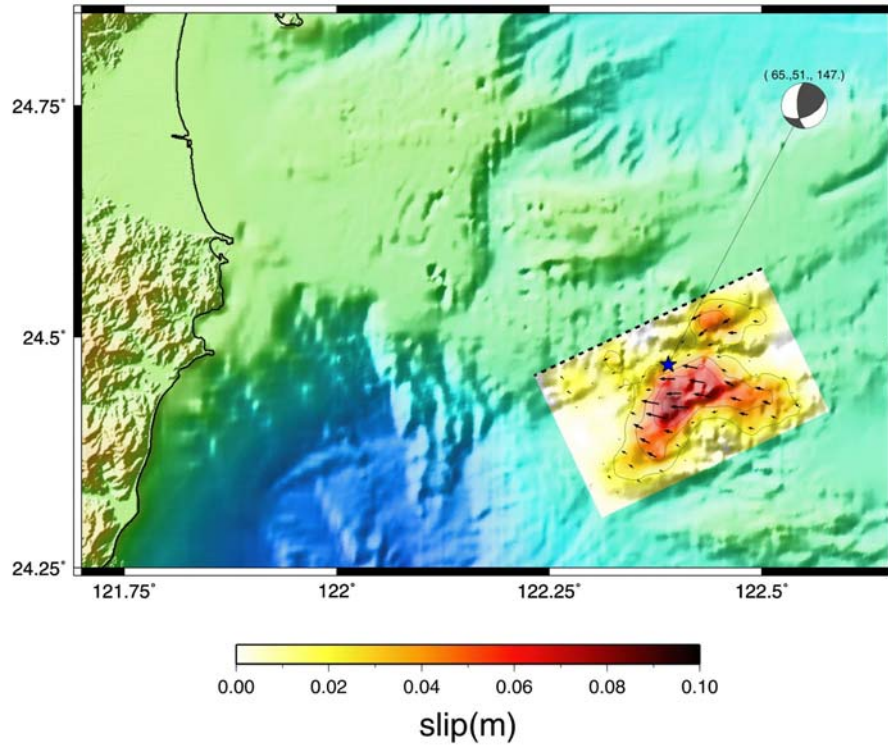
圖十三為逆推得到的宜蘭外海地震震源時間函數。圖六左為 BATS(65, 51, 157) 的能量釋放較為單純，僅有一個比較大的能量於 4 秒~20 秒內釋放，另一個小的能量釋放比較晚才出現。第一個能量釋放持續了約 16 秒，峰值落在 10 秒附近。其對應的破裂為主要 Asperity 的能量釋放以及後續在 Asperity 上方的次生錯動所釋放的能量。隨後斷層面的活動近乎停止。整個破裂持續時間約 40 秒，主要能量釋放僅約 16 秒，總釋放地震矩為 0.107×10^{19} Nm，約相當於規模 Mw 5.95 之地震。圖六右為 CWB(195, 55, 63) 的能量釋放，與 BATS 的結果類似，僅有一個比較大的能量於 4 秒~14 秒內釋放，另有兩個小的能量釋放比較晚才出現。第一個能量釋放持續了約 10 秒，峰值落在 8 秒附近。其對應的破裂為主要 Asperity 的能量釋放以及後續在 Asperity 右側的次生錯動所釋放的能量。隨後斷層面的活動近乎停止。整個破裂持續時間約 40 秒，主要能量釋放僅約 10 秒，總釋放地震矩為 0.104×10^{19} Nm，約相當於規模 Mw 5.94 之地震。



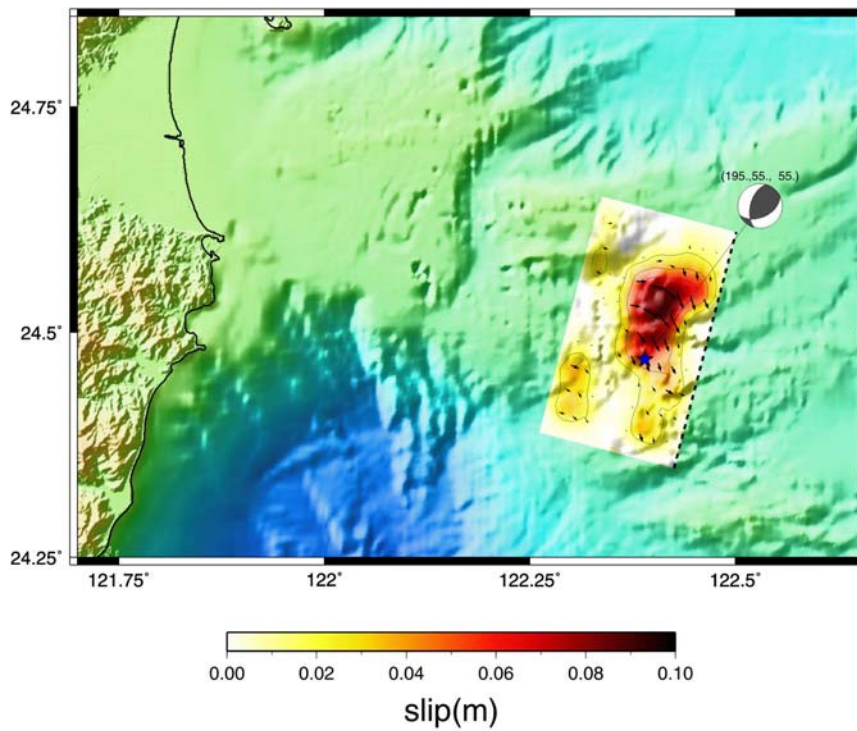
圖十三、宜蘭外海地震之震源時間函數。左圖為 BATS(strike 65)，右圖為 CWB(strike 195)之震源時間函數。

藉由 BATS 與 CWB 兩機構對於此地震的震源機制解，分析 BATS(65, 51, 157) 的逆推結果(圖十四)，由於宜蘭外海地震的規模僅 Mw5.8，此規模具相對單純的破裂過程可以預期。斷層面上僅有一個主要的錯動區，以帶左移分量的逆衝滑移為主；另外一個相對較小的滑動區則位在斷層淺部，以純左滑為主要行為。破裂首先發生在地殼深部約 77 公里的位置，由震源開始稍微朝深處破裂，形成第一個也是唯一的一個主要錯動區，其後便大致完成九成以上的破裂。後期的破裂則主要發生在斷層淺部，於淺處產生一個相對小的錯動區，整個斷層面在地震的過程中滑移了 40 秒，主要破裂之能量釋放僅約 16 秒。分析 CWB(195, 55, 63) 的逆推結果(圖十五)，與 BATS 斷層面上僅有一個主要的錯動區類似，但以帶右移分量的逆衝滑移為主；另外一個相對較小的滑動區則位在斷層淺部，以純右滑為主要行為。破裂首先發生在地殼深部約 70 公里的位置，由震源開始稍微朝北方破裂，形成第一個也是唯一的一個主要錯動區，其後便大致完成九成以上的破裂。後期的破裂則主要發生在斷層淺部，於淺處產生一個相對小的錯動區，整個斷層面在地震的過程中滑移了 40 秒，主要破裂之能量釋放僅約 10 秒。此兩個機制的斷層面解方向完全不同，但 dip 的角度差不多，滑移型態也都為逆衝為主，在深度 70 公里左右這樣的破裂模式，推測應是受隱沒帶擠壓，在隱沒帶上方的地層受到推擠而向上產生的逆衝斷層，而此地區上方還有琉球島弧，所以對

於破裂產生可能的受力方向還需日後補充資訊再來進行探討。



圖十四、宜蘭外海地震(BATS strike 65)錯動量分佈水平投影。震源機制球顯示 BATS 之體波中心地震矩張量逆推結果。



圖十五、宜蘭外海地震(CWB strike 195)錯動量分佈水平投影。震源機制球顯示 CWB 之體波中心地震矩張量逆推結果。

四、參考文獻

Kikuchi, M. & H. Kanamori, 1982. Inversion of complex body waves: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 72, p. 491-506.

Lee, S. J., B. S. Huang, M. Ando, H. C. Chiu & J. H. Wang, 2011. Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19306, doi: 10.1029/2011GL049580.

Lee, S. J., K. F. Ma & H. W. Chen, 2006. Three-dimensional dense strong motion waveform inversion for the rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 111, B11308, doi:10.1029/2005JB004097.

交通部中央氣象局
委託研究計畫期末成果報告

台灣中大型地震震源資訊之快速彙整與提供(II)-
庫倫應力變化之推演(II)

計畫類別：氣象 海象 地震

計畫編號：**MOTC-CWB-101-E-08**

執行期間：101 年 1 月 1 日至 12 月 31 日

計畫主持人：許雅儒

執行機構：中央研究院地球科學研究所

中華民國 101 年 12 月 日

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	庫倫應力變化之推演(II)		
計畫編號	MOTC-CWB-101-E-08		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	中華民國地球物理學會		
年度	101	執行期間	101年1月1日至101年12月31日
本期經費 (單位：千元)			
執行進度	預定(%)	實際(%)	比較(%)
	100	100	
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率(%)
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	許雅儒		
報告頁數	20 頁	使用語言	中文
中英文關鍵詞	GPS 同震位移、斷層滑移分佈、庫倫破壞應力 GPS coseismic displacement、slip distribution、Coulomb failure stress		
研究目的	大地震發生過後，常伴隨許多餘震，科學家為了解主震所造成的應力改變對鄰近斷層的影響，在 1994 年首次提出庫倫破壞應力的概念。當庫倫破壞應力為正值時表示鄰近地區之斷層有可能發生破裂；為負值時則表示較不容易發生破裂。藉由計算目標區或鄰近斷層上庫倫破壞應力之上升和下降，可評估該區地震之潛能。台灣地區地震頻繁，經由計算大地震過後造成之庫倫應力改變，可評估較大餘震可能發生之區域，以避免造成災害傷亡。		

研究成果

2012 年 2 月 26 日，台灣屏東霧台地區發生芮氏規模 6.4 之霧台地震，地震震源機制為逆斷層帶些許左滑分量，P 波初動解顯示斷層走向及傾角分別為 $315^{\circ}\pm 10^{\circ}$ 及 $30^{\circ}\pm 10^{\circ}$ ，斷層滑移方向角為 $55^{\circ}\pm 10^{\circ}$ ，斷層深度約在 20~30 km 處。霧台地震在震央附近周遭 GPS 測站造成的同震變形並不顯著，水平位移量為 4~8 mm，運動方向大致呈西南向，垂直位移量為 -5~10 mm，水平及垂直位移量的誤差分別為 2-4 mm 及 2-10 mm。

本研究使用霧台地震之 GPS 同震位移資料及地震震源機制解逆推，推求斷層模型之最佳參數。結果顯示最佳解之斷層走向為 300° 、長度 30 km、寬度 44 km、斷層頂部位於深度 8 km 處、傾角 30° 往東北方向。斷層面上的最大滑移量為 84 mm，位於深度 20-25 km 處。若假設剛性係數為 60 GPa，地震規模為 6.3。此外，本研究也利用中研院地球所李憲忠博士由地震震波波形資料得到的斷層幾何形貌，計算斷層滑移量及地表 GPS 同震位移量。該模型使用之斷層走向為 285° 、長度 27 km、寬度 27 km、斷層頂部位於深度 16.5 km 處、傾角 41° 往東北方向。逆推得到斷層面上最大滑移量約為 88 mm，位於深度 20~26 km 處，此模型預測之地表同震位移量較觀測結果小，且方向之偏差較大。若假設剛性係數為 60 GPa，地震規模為 6.1。

利用 GPS 資料逆推所得之地震規模 M_w 介於 6.1 和 6.3 之間，而震波波形資料逆推、GCMT、及美國地質調查所 NEIC 計算的地震規模為 5.9。中央氣象局公布之霧台地震地震規模 $M_L=6.4$ ，與 2010 之甲仙地震規模相當。但霧台地震的同震位移明顯比甲仙地震小 3 倍左右，遠場地震波形之振幅也比甲仙地震小，因此，本研究推論霧台地震之地震規模應該小於目前氣象局公布之地震規模 $M_L=6.4$ 。

為了解 2010 年甲仙地震所造成的應力改變對 2012 年霧台地震之影響，本研究計算霧台地震斷層之庫倫破壞應力。初步成果顯示若使用 GPS 資料逆推之霧台地震斷層模型，庫倫破

	壞應力只有在深度 24~30 km 處上升，斷層面上的其它區域則呈現庫倫破壞應力下降；反之，若使用地震波形所決定之震源機制解作為地震斷層面，只有在斷層深度 16.5~21 km 處庫倫破壞應力上升，在深度 21~33 km 處庫倫破壞應力下降。
具體落實應用情形	(說明成果之價值與貢獻、技術移轉、應用推廣等情形，約 300 字。)
計畫變更說明	(若有)
落後原因	(若有)
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	

(以下接全文報告)

台灣中大型地震震源資訊之快速彙整與提供(II)

-庫倫應力變化之推演(II)

許雅儒

中央研究院地球科學研究所

摘要

2012年2月26日，台灣屏東霧台地區發生芮氏規模6.4之霧台地震，地震震源機制為逆斷層帶些許走滑分量，P波初動解顯示斷層走向及傾角分別為 $315^{\circ}\pm 10^{\circ}$ 及 $30^{\circ}\pm 10^{\circ}$ ，斷層滑移方向角為 $55^{\circ}\pm 10^{\circ}$ ，斷層深度約20~30 km。霧台地震在震央附近周遭GPS測站造成的同震變形並不顯著，水平位移量為4~8 mm，運動方向大致呈西南向，垂直位移量為-5~10 mm，水平及垂直位移量的誤差分別為2-4 mm及2-10 mm。

利用GPS同震位移和彈性半無限空間錯位模型，即可逆推霧台地震斷層的幾何形貌和同震滑移分佈。本研究利用氣象局公布之震源機制解作為斷層參數之初始約制，再以網格搜尋法找尋斷層模型之最佳參數，求得最佳模型顯示：斷層走向為 300° （西北-東南），傾角 30° 往東北方向，斷層面上最大滑移量為84 mm，位於深度20~25 km處，與震源機制之逆斷層帶左移分量相吻合。假設剛性係數為60 GPa，則地震規模為6.3。另外，本研究也使用中研院地球所李憲忠博士利用地震波形資料所求得之斷層滑移模型，計算斷層滑移量及地表GPS同震位移，該模型使用之斷層走向為 285° 、長度27 km、寬度27 km、斷層頂部位於深度16.5 km處、傾角 41° 往東北方向。逆推得到斷層面上最大滑移量約為88 mm，位於深度20~26 km處，模型預測之地表同震位移量較觀測結果小，且方向之偏差較大。若假設剛性係數為60 GPa，地震規模為6.1。利用GPS資料逆推所得之地震規模 M_w 介於6.1和6.3之間，而震波波形資料逆推、GCMT、及美國地質調查所NEIC所得之地震規模為5.9。中央氣象局公布之霧台地震地震規模 $M_L=6.4$ ，與2010之甲仙地

震規模相當。但霧台地震的同震位移明顯比甲仙地震小 3 倍左右，遠場地震波形之振幅也比甲仙地震小，本研究結果推論霧台地震之地震規模應該小於目前氣象局公布之地震規模 $M_L=6.4$ 。

由於霧台地震及甲仙地震發生之位置和已知之活斷層並沒有直接的關聯，因此推測可能是由於盲斷層活動引起。本研究檢視震前震後之地震分佈、震源機制解、GPS 速度場。地表淺層由 GPS 及震源機制資料分析顯示主要受到伸張應力。霧台地震的震源深度為 20~30 km，主震發生之前，大部份位於深度 10~30 km 之間的地震為逆斷層，震源機制顯示此區之水平壓縮應力大於垂直向的應力，下部地殼壓縮作用為主之狀態和上部地殼之伸張變形有顯著不同，這也隱含近地表的變形行為和下部地殼可能並不相同。另外，利用不同深度範圍之地震，計算水平最大主應變力軸之方向顯示地表至深度小於 10 km 處之最大主應變力軸方向約為 130° (西北-東南)，由深度 10~30 km 的地震所推求之水平最大主應變力軸方向約為東西向，和霧台地震及甲仙地震投影至地面的斷層滑動方向相近。

為了解甲仙地震所造成的應力改變對霧台地震之影響，本研究計算霧台地震斷層之庫倫破壞應力 (ΔCFS)。初步成果顯示若使用 GPS 資料逆推之霧台地震斷層模型，庫倫破壞應力只有在深度 24~30 km 處上升，斷層面上的其它區域則呈現庫倫破壞應力下降；反之，若使用地震波形之震源機制解作為地震斷層面，只有在斷層深度 16.5~21 km 處庫倫破壞應力上升，在深度 21~33 km 處，庫倫破壞應力下降。

壹、前言

2012 年 2 月 26 日，台灣屏東霧台地區發生芮氏規模 6.4 之霧台地震 (圖一)，地震震源機制為逆斷層帶些許走滑分量，P 波初動解顯示斷層走向及傾角分別為 $315^\circ \pm 10^\circ$ 及 $30^\circ \pm 10^\circ$ ，斷層滑移方向角為 $55^\circ \pm 10^\circ$ ，斷層深度約 20~30 km。霧台地震與 2010 年 3 月 4 日規模 6.4 的甲仙地震僅相距約 25 km，甲仙地震震央位置

靠近六龜鄉，震源深度 23 km，地震斷層走向為 324° (西北-東南)，傾角為 40° 往東北方向，斷層滑移方向角約為 56° (Hsu et al., 2011)，甲仙及霧台地震震源機制十分接近，可能位處同一斷層構造帶。由於霧台地震及甲仙地震發生之位置和已知之活斷層並沒有直接的關聯，因此推測可能是由於盲斷層活動引起。

貳、GPS 資料蒐集及分析

目前中央研究院地球科學研究所、中央氣象局、經濟部地質調查所及內政部在台灣地區已有將近 400 個 GPS 連續觀測站，在霧台地震發生後，我們選取震央附近約 25 個連續觀測站計算 GPS 地表同震位移量。蒐集之 GPS 資料以 GAMIT/GLOBK 軟體求解，使用雙差相位並求取對流層和電離層參數，利用加權最小二乘法處理不同觀測時段的所有資料，以決定各測站的坐標。求解過程中使用 IGS 提供之精密星歷表，以最小二乘法同時調整對流層天頂延遲估計及測站座標。最後計算框架在 ITRF2005 之 GPS 座標，利用 GPS 測站位置時間序列及最小二乘法即可估算測站速度。研究中使用霧台地震前 3 天及震後 3 天 GPS 觀測之平均值估算同震位移(表一)，GPS 連續站之同震水平位移量並不顯著，在震央附近之水平位移量為 4~8 mm，運動方向大致呈西南向，垂直位移量為 -5~10 mm，水平及垂直位移量的誤差分別為 2~4 mm 及 2~10 mm (圖二)。相較於霧台地震，2010 甲仙地震有較顯著之同震位移，在震央西側具有 5~27 mm 的水平位移量，運動方向介於西北和西南向，在震央東側則沒有顯著的水平位移；GPS 垂直位移顯示在震央附近之測站抬升了 5~25 mm，在遠場 GPS 測站只觀測到 5~-0 mm 的垂直位移量 (Hsu et al., 2011)。

參、斷層滑移模型

由於霧台地震之破裂並沒有延伸至地表，本研究使用二種方法來計算同震位

移：(1) 本研究利用氣象局公布之震源機制解作為斷層參數之初始約制，再以網格搜尋法找尋斷層模型之最佳參數，並計算斷層滑移分布及 GPS 地表位移。最佳模型之斷層走向為 300° (西北-東南)、長度 30 km、寬度 44 km、斷層頂部位於深度 8 km 處、傾角 30° 往東北方向(圖三(a))；(2) 使用中研院地球所李憲忠博士由地震波形資料得到的斷層幾何形貌，計算地表 GPS 斷層滑移分布及同震位移量(圖三(b))。該模型使用之斷層走向為 285° 、長度 27 km、寬度 27 km、斷層頂部位於深度 16.5 km 處、傾角 41° 往東北方向。方法一得到斷層面上最大滑移量為 84 mm，位於深度 20~25 km 處，假設剛性係數為 60 GPa，則地震規模為 6.3；方法二求得之主要滑移量約為 88 mm，位在震央附近深度 20~26 km 左右，地震規模為 6.1。利用 GPS 資料逆推所得之地震規模 M_w 介於 6.1 和 6.3 間，而震波波形逆推、GCMT、及美國地質調查所 NEIC 計算的地震規模為 5.9。中央氣象局公布之霧台地震地震規模 $M_L=6.4$ ，與 2010 之甲仙地震規模相當。但霧台地震的同震位移明顯比甲仙地震小 3 倍左右，遠場地震波形之振幅也比甲仙地震小，本研究推論霧台地震之規模應該小於目前氣象局公布之地震規模 $M_L=6.4$ 。

肆、霧台地震震前地震及 GPS 資料分析

GPS 地表速度場顯示在潮州斷層西側測站之運動速度相對於澎湖白沙測站約為 30~50 mm/yr，在花東縱谷南段 GPS 測站運動速度約為 30-40 mm/yr (圖四)。GPS 資料顯示中央山脈南段呈現伸張變形，和淺層(深度 0~10 km)之地震震源機制吻合。但深度 10~30 km 之間的地震多數為逆斷層機制(圖五)。利用不同深度範圍之地震，進一步計算水平最大主應變力軸之方向。地表至深度小於 10 km 處最大主應變力軸之方向約為 130° (西北-東南)，由深度 10-30 km 的地震所推求之水平最大主應變力軸方向約為東西向，和霧台地震及甲仙地震投影至地面的斷層滑動方向相近。為了解甲仙及霧台地震在震前 GPS 或地震活動度是否有顯著變化，本研究

分析震前 GPS 地表面膨脹率及地震活動度隨時間之變化。本研究選取橫跨中央山脈南段 8 個 GPS 測站所組成之測網(S105、TMAM、LONT、PTUN、LIKN、NJOU、PAOL)及一個橫跨潮州斷層二側，長 50 km 寬 15 km 之較小測網(LIKN、WDAN、S23R、MAJA、PAOL、GAIS、MLO1)進行計算，二測網之地震數目(2004-2012.6，震源深度小於 30 km)及地表面膨脹率隨時間之改變情形如圖六及圖七所示。橫跨中央山脈測網(圖六)之地震數目在甲仙及霧台地震發生之前半年似乎有減少之趨勢，利用 GPS 速度得到的 7 年平均面膨脹率為 $0.34 \pm 0.04 \mu\text{strain/yr}$ ，在甲仙及霧台地震發生之前，面膨脹率相對於其它觀測時間呈現較大之壓縮變形。在橫跨潮州斷層之小網(圖七)，地震數目在甲仙及霧台地震發生之前並沒有顯著改變，GPS 速度得到的 5 年平均面膨脹率為 $0.04 \pm 0.09 \mu\text{strain/yr}$ ，但使用移動視窗計算二個月 GPS 測網之平均面膨脹率則在膨脹和壓縮之間振盪，甲仙地震發生前，面膨脹率相對於其它時間呈現較大之壓縮變形，在霧台地震發生前面膨脹率則無明顯改變。

伍、庫倫破壞應力

為了解甲仙地震對霧台地震之發生是否有影響，本研究計算霧台地震斷層之庫倫破壞應力(ΔCFS)。庫倫應力變化的定義為， $\Delta\text{CFS} = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma_n$ ，其中 $\Delta\tau$ 是在斷層面上的剪切應力變化， μ' 為視摩擦係數，受孔隙液壓之影響，其值一般約介於 0~0.7 之間， $\Delta\sigma_n$ 是正應力變化，壓制(clamping)為正。若 $\Delta\text{CFS} > 0$ ，斷層破裂會被激發；相反地，若 $\Delta\text{CFS} < 0$ ，斷層破裂則會被壓制 (King et al., 1994)。本研究利用 Okada(1992)的方法來計算斷層錯動造成的應力改變，泊松比和剛性係數採用固定值，分別為 0.25 和 60 GPa。然後，再將應力張量旋轉到目標斷層的法線向量，求取目標斷層面上之正應力以及斷層滑移方向之剪應力，藉以求取庫倫應力變化量。研究中使用二種不同之斷層模型：包含 GPS 資料逆推求得之最佳斷層模型及地震波形得到之震源機制解。斷層模型已於(一)詳述。初步成果顯示若使用 GPS 資料逆推之霧台地震斷層模型，庫倫破壞應力只有在斷層面深度 24~30 km 處呈現

上升，斷層面上的其它區域則呈現庫倫破壞應力下降；反之，若使用地震波形之震源機制解作為地震斷層面，只有在斷層深度 16.5~21 km 處庫倫破壞應力上升，在深度 21~33 km 處庫倫破壞應力下降(圖八)。

陸、誌謝

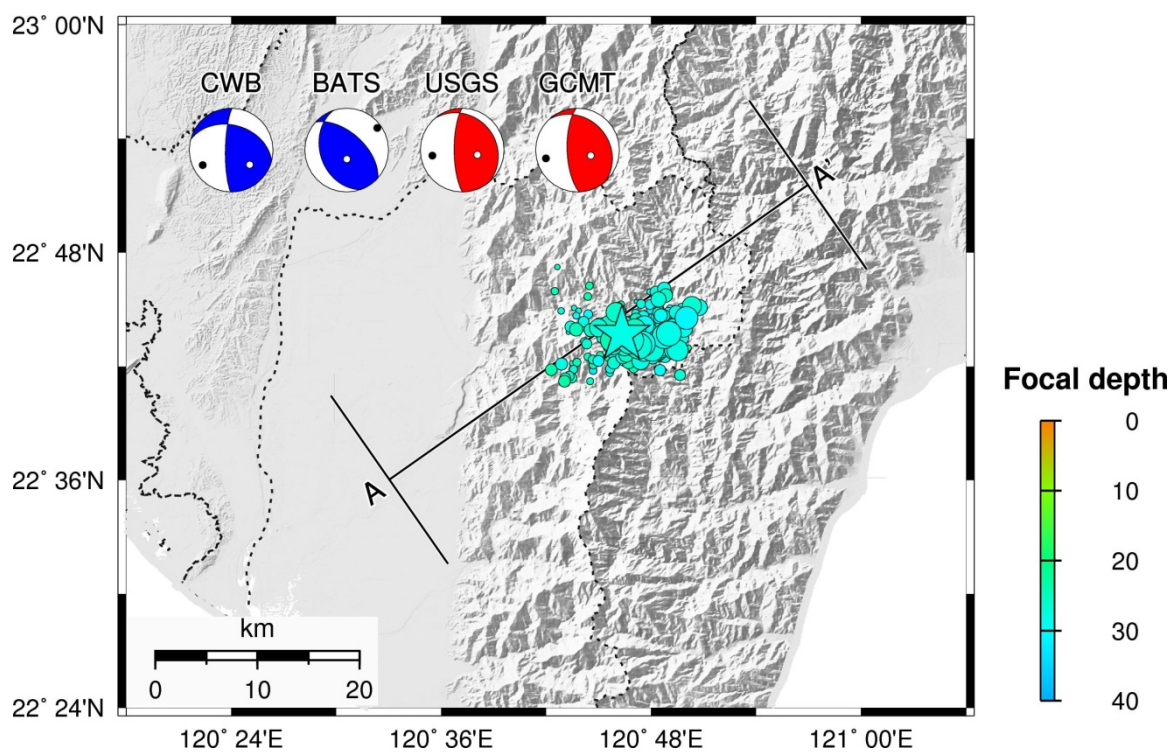
感謝中央研究院蘇宣翰、陳新壹、李炘旻、柯世遊及王福全等諸位同仁協助 GPS 連續觀測站維護事宜，蔡宜純協助 GPS 資料分析及黃一剛協助 GMT 繪圖。本計畫由中央氣象局地震測報中心支助，計畫編號：MOTC-CWB-101-E-08。

柒、參考文獻

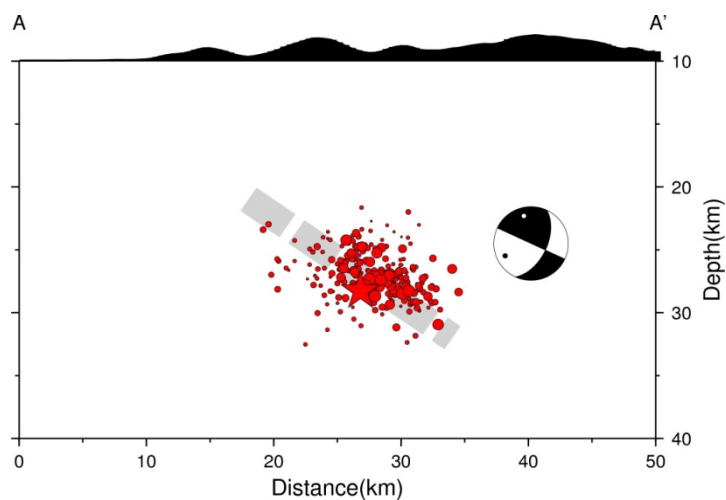
- Hsu, Y. J., S. B. Yu, L. C. Kuo, Y. C. Tsai, and H. Y. Chen, 2011, Coseismic deformation of the 2010 Jiashian, Taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern Taiwan, *Tectonophysics*, 502, 328-335.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 935-953.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 1018-1040.

表一、霧台地震震央附近 GPS 測站之同震位移及其標準偏差。D_E、D_N、D_U 為測站之東西、南北及垂直分量。

Site	Longitude(°)	Latitude(°)	D _E (mm)	D _N (mm)	D _U (mm)
CLON	120.5796	22.4301	-2.8±1.0	- 2.3±2.2	11.8±8.3
GS45	120.7361	22.7508	-5.2±2.1	- 2.3±1.7	6.9±8.9
GS46	120.6475	22.5279	-4.8±1.2	- 3.2±3.3	8.1±9.5
GS51	120.5481	22.9985	-5.5±1.5	- 0.2±1.7	- 0.7±2.9
GS54	120.4602	22.8354	-6.8±2.0	0.1±1.4	- 4.5±3.6
GS55	120.6103	22.8489	-5.7±1.1	1.6±1.1	3.2±3.9
GS56	120.6098	22.7021	-7.8±1.9	- 1.7±2.1	2.3±4.2
KASU	120.6330	22.8102	-5.8±1.5	- 0.1±2.9	6.1±5.5
LGUE	120.6354	22.9929	-3.2±1.1	- 1.8±2.4	1.4±4.7
LIKN	120.5279	22.7586	-7.4±1.9	1.6±2.4	4.6±13.0
MAJA	120.6521	22.7076	-9.5±2.8	- 3.7±2.5	9.0±6.0
NJOU	120.5714	22.5039	-4.8±1.4	- 3.2±2.2	3.1±4.2
PTUN	120.4597	22.6499	-2.3±2.8	1.0±1.7	- 6.0±8.5
S23R	120.6062	22.6450	-6.5±1.9	- 3.3±2.0	3.3±4.9
S105	121.1129	22.9517	-5.6±3.7	- 0.8±3.2	4.3±6.3
S169	120.5033	22.9423	-4.3±2.0	- 0.3±1.7	3.4±7.5
SAND	120.6406	22.7173	-7.0±2.1	- 1.5±2.2	2.1±4.6
TMAL	120.9599	22.6489	-4.4±2.7	0.7±2.1	4.4±7.9
TTUN	121.0807	22.7646	-4.9±3.2	- 0.5±1.9	7.9±10.8
WDAN	120.5043	22.6061	-7.8±2.3	- 2.3±2.1	- 0.9±3.2
CISH	120.4812	22.8896	-6.2±1.5	- 0.7±2.1	7.2±8.1
DONA	120.7035	22.9156	-3.7±1.1	0.4±2.0	4.1±7.7
MLO1	120.5538	22.9000	-5.3±1.3	- 0.9±2.4	4.2±6.6
PEIN	121.1231	22.8011	-2.9±2.1	- 0.9±2.6	1.8±7.7
TMAM	121.0075	22.6161	-4.6±2.8	- 3.4±3.3	6.0±6.8

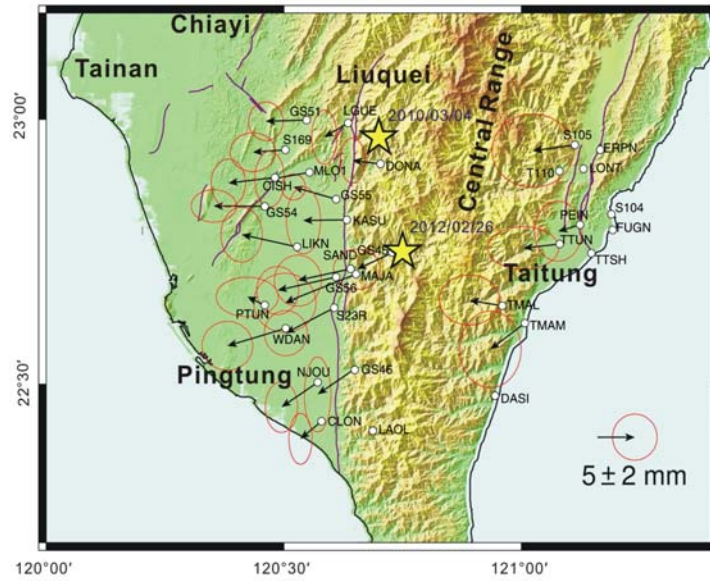


(a)

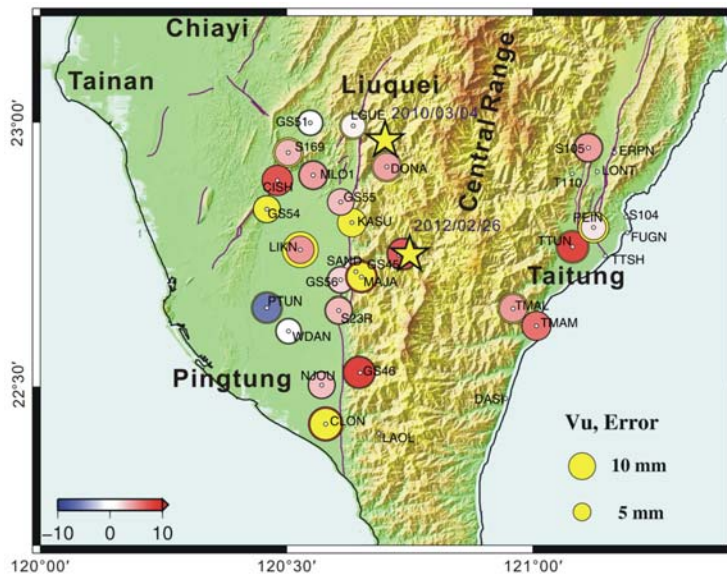


(b)

圖一、霧台地震之主震震源機制解及餘震分布(藍點)。(b)為 A-A'剖面之地震分布 (張建興, 2012/03/15 氣象局霧台地震報告)。

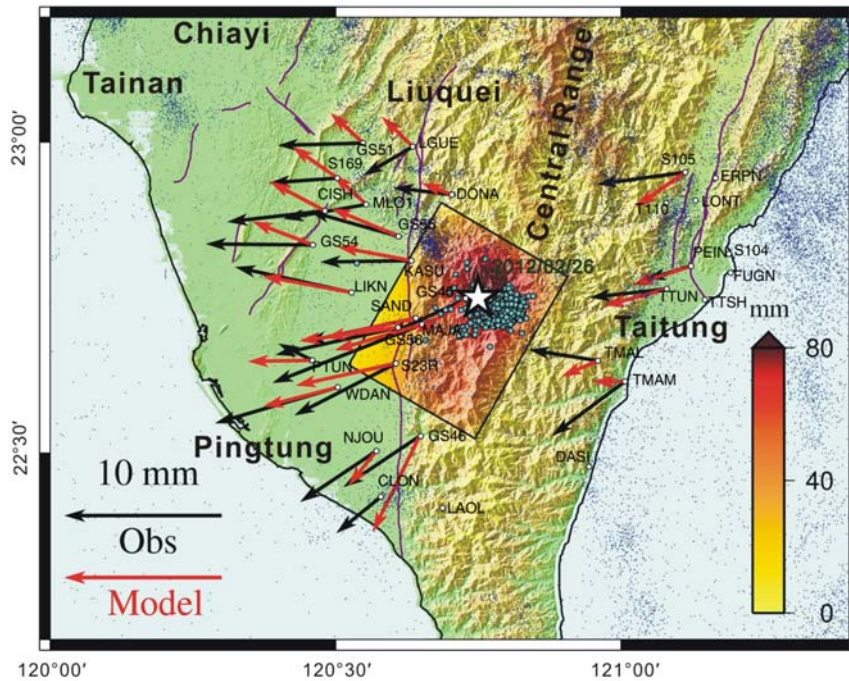


(a)

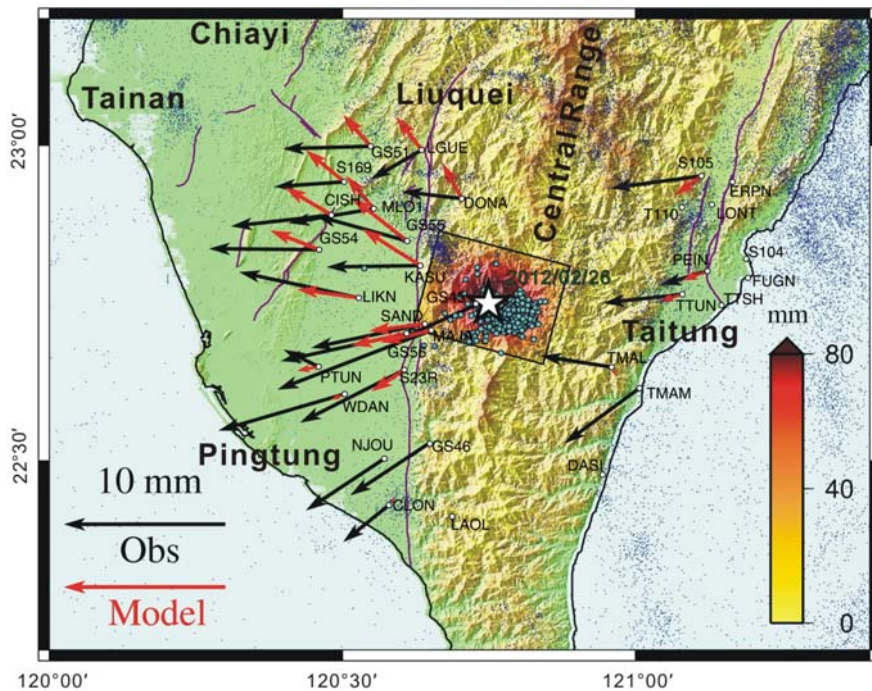


(b)

圖二、2012 年 2 月 26 日霧台地震同震位移量。(a) 黑色箭頭代表由 GPS 觀測得到各測站之水平位移量及其 67%信心區間誤差橢圓。紫色實線為地表主要斷層，黃色星號代表甲仙及霧台地震震央位置。(b) GPS 垂直位移量，紅色圓圈代表抬升，藍色圓圈代表下降，黃色圓圈代表一倍標準偏差之範圍。

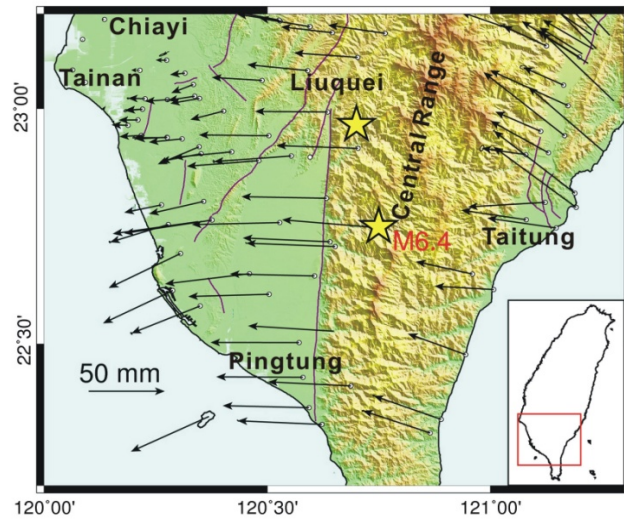


(a)

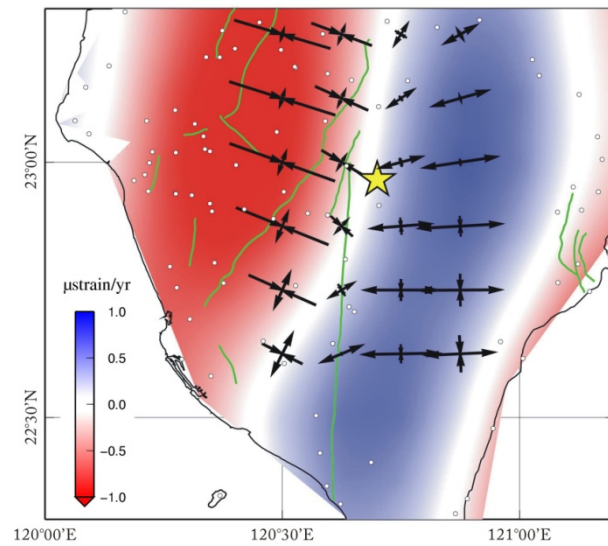


(b)

圖三、霧台地震之同震滑移分布，色階代表將斷層同震滑移量投影至地表的量值。
 (a) 使用 P 波初動分析得到的斷層面及 (b) 寬頻震波反演的斷層面，黑色與紅色箭頭分別代表觀測與模式預測之 GPS 水平位移，紫色實線為地表主要斷層，星號代表霧台地震震央位置，藍點及藍色圓圈代表霧台地震之震前與震後深度小於 30 公里之地震(1990-2012)。

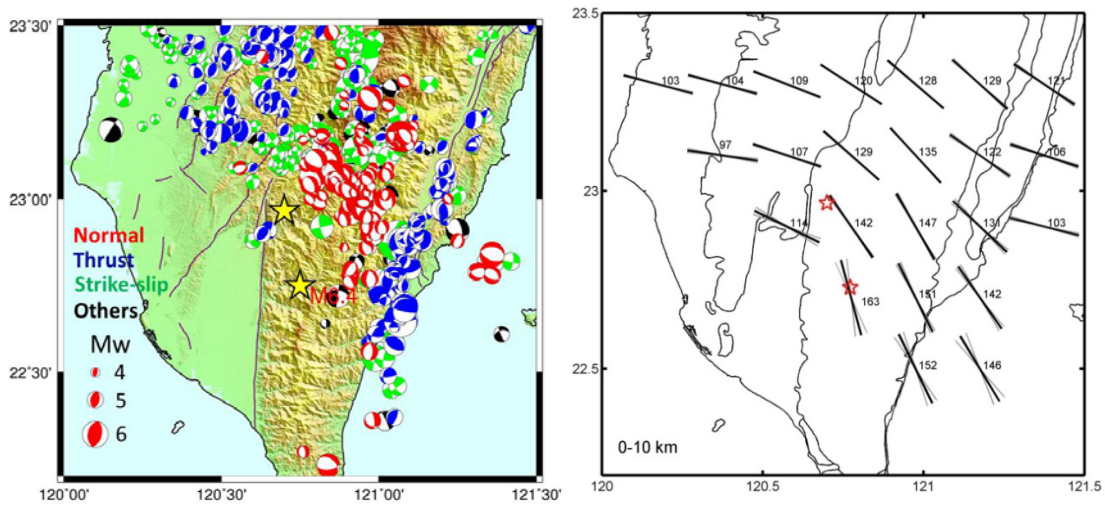


(a)

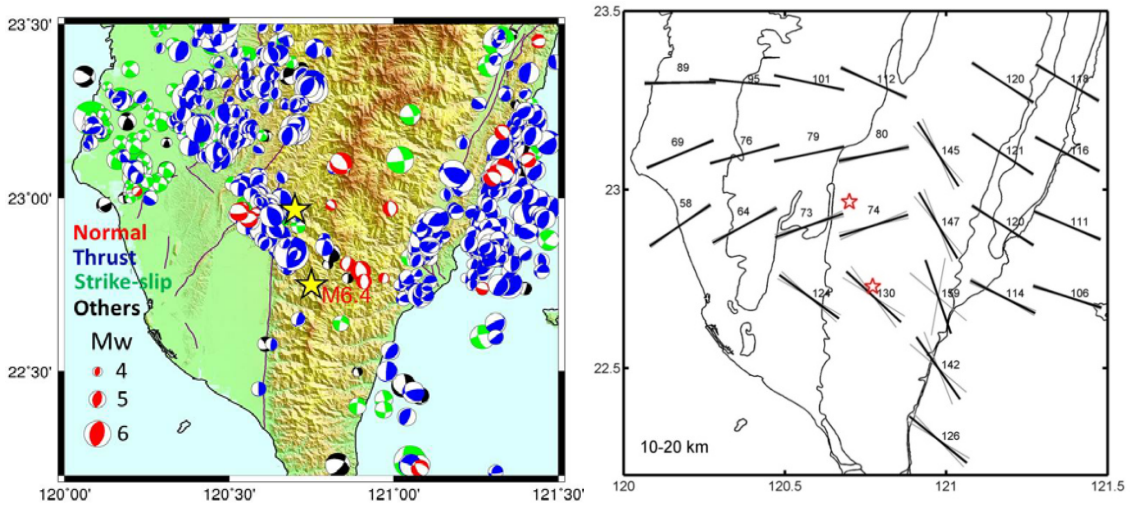


(b)

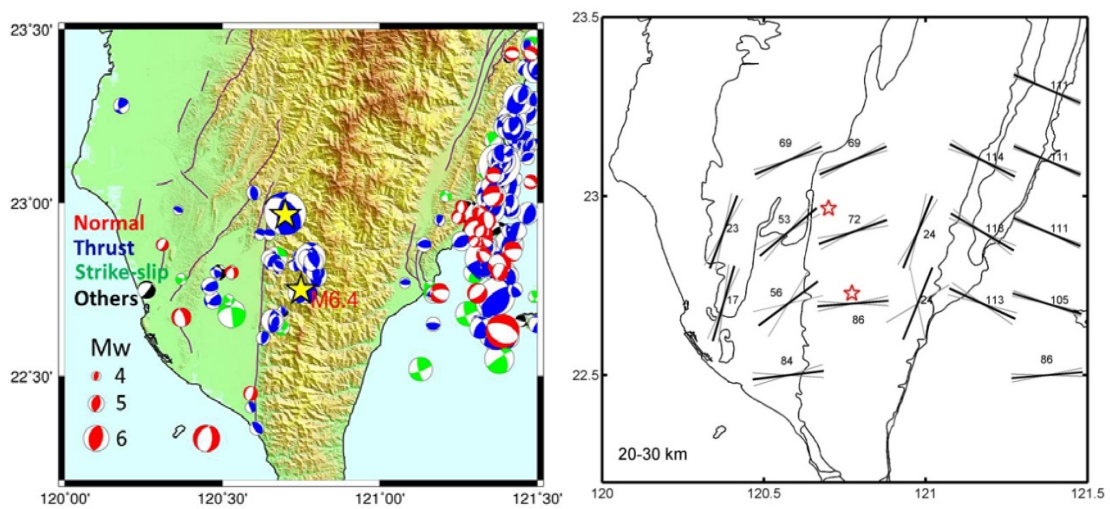
圖四、2012年霧台地震震前 GPS 速度場及地表面膨脹率。(a)黑色箭頭代表從 2005 到 2010 年由 GPS 觀測得到各測站相對於澎湖白沙之運動速度。紫色實線為地表主要斷層，黃色星號代表甲仙地震(北)與霧台地震(南)震央位置。(b)地表面膨脹率(色階)與主應變率軸方向(黑色箭頭)。



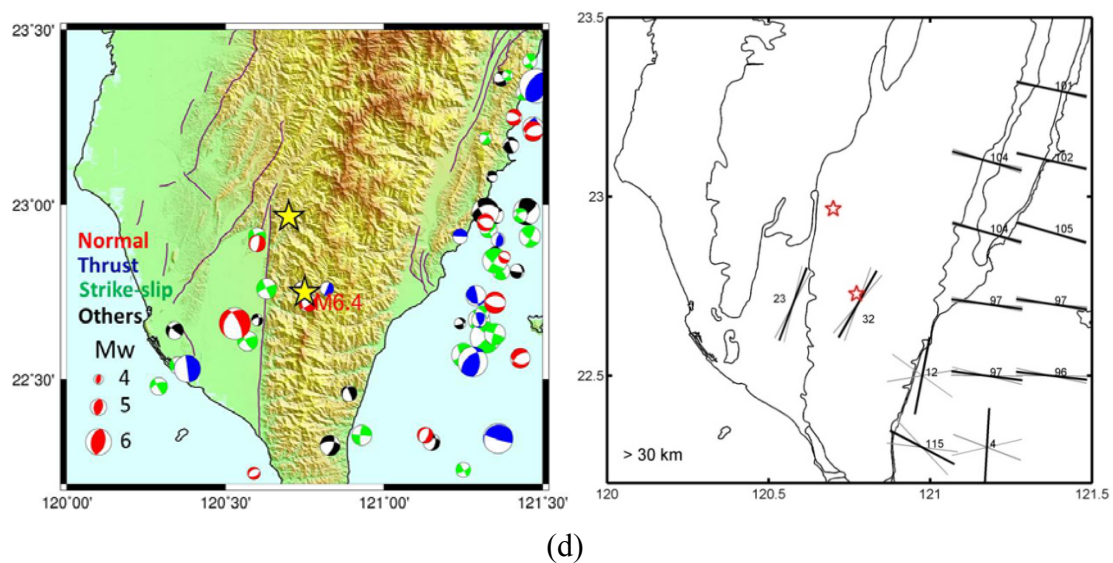
(a)



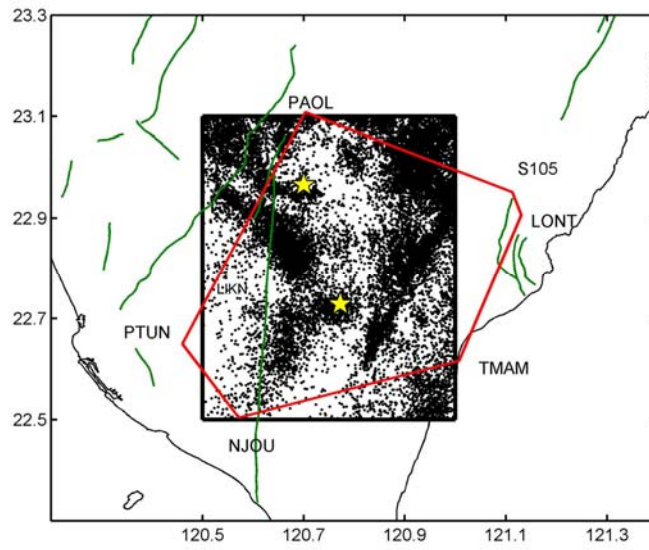
(b)



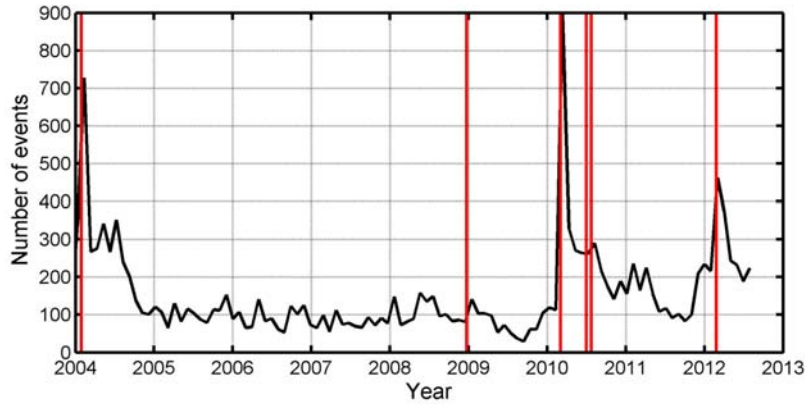
(c)



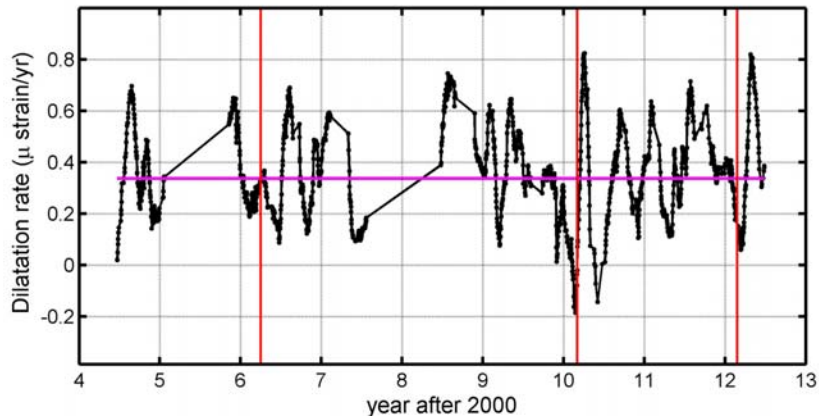
圖五、霧台地震之震前震源機制解(左)與最大水平壓縮應力方向(右)，黃色星號為甲仙和霧台地震之震央位置，紅色及藍色分別代表正斷層及逆斷層，綠色及黑色為走向滑移斷層及其它種類之斷層在不同深度的分布；(a)深度 0-10 km；(b)深度 10-20 km；(c)深度 20-30 km；(d)深度大於 30 km。



(a)

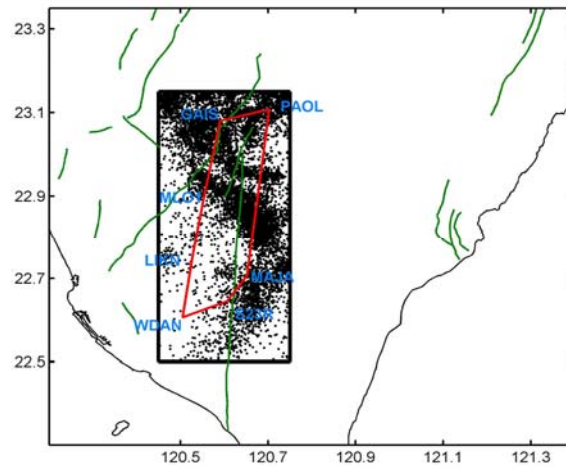


(b)

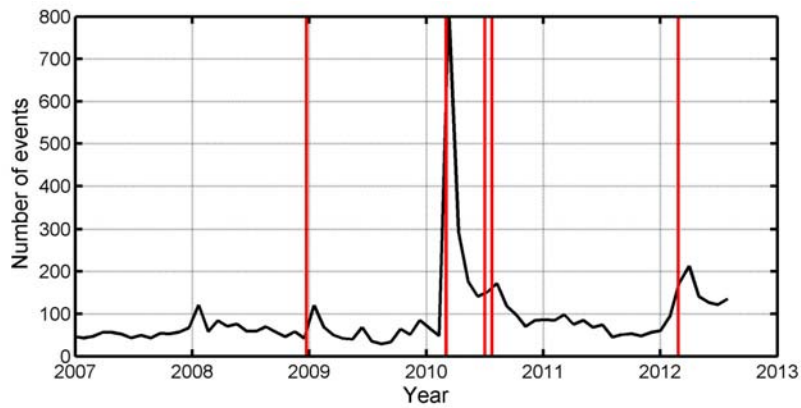


(c)

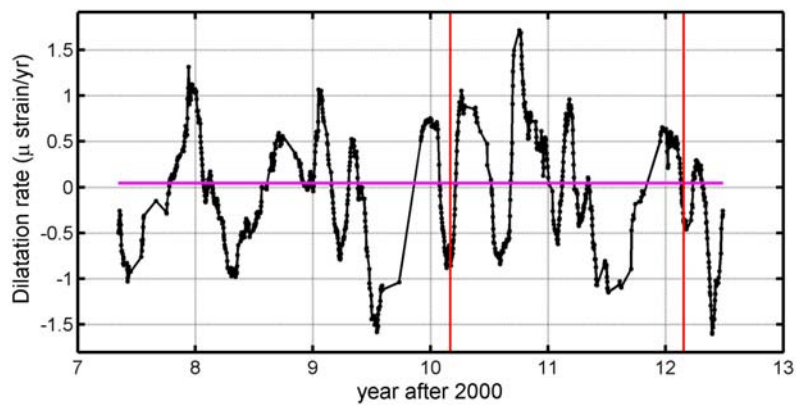
圖六、GPS 地表面膨脹率及地震活動度隨時間之變化。(a)黑框及紅框為地震及 GPS 測站選取範圍，黃色星號為甲仙和霧台地震之震央位置；(b)2004-2012.6 年深度小於 30 km 之地震數目隨時間之變化，紅線為規模大於 5 之地震發生時間；(c)2004-2012.6 年 GPS 地表面膨脹率隨時間之變化，紅線分別為 2006 台東、2010 甲仙及 2012 年霧台地震發生時間，粉紅色線為 2004-2012 年之平均面膨脹率。



(a)

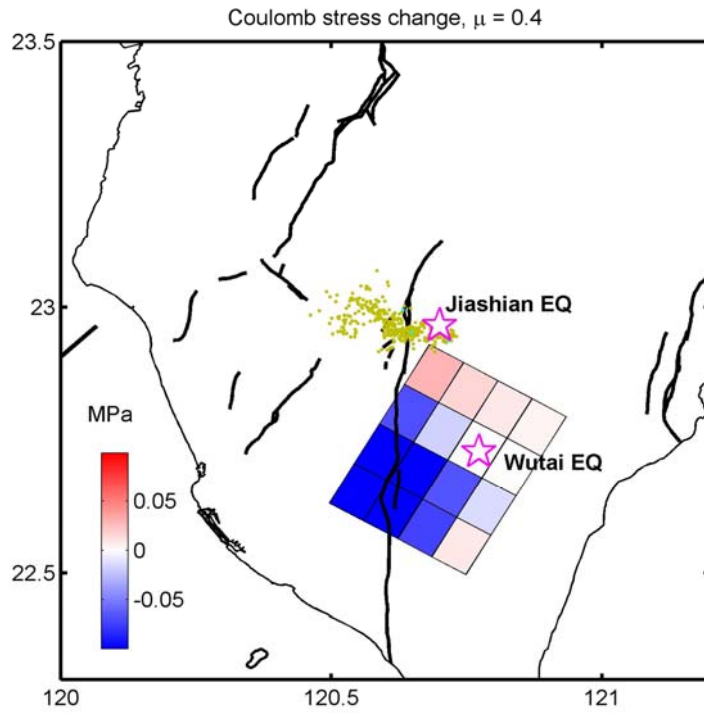


(b)

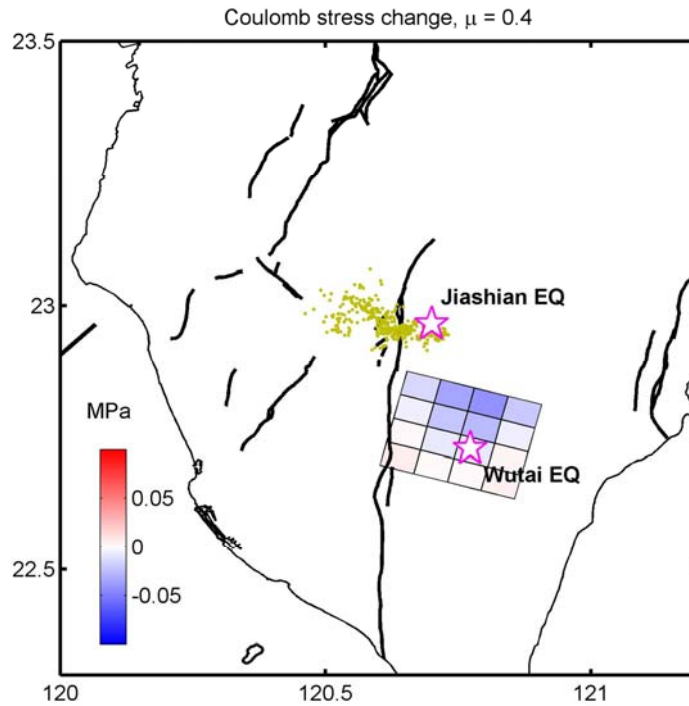


(c)

圖七、GPS 地表面膨脹率及地震活動度隨時間之變化。(a)黑框及紅框為地震及 GPS 測站選取範圍，黑點為地震分佈；(b)2007~2012.6 年深度小於 30 km 之地震數目隨時間之變化，紅線為規模大於 5 之地震發生時間；(c)2007~2012.6 年 GPS 地表面膨脹率隨時間之變化，紅線分別為 2006 台東、2010 甲仙及 2012 年霧台地震發生時間，粉紅色線為 2004-2012.6 年之平均面膨脹率。



(a)



(b)

圖八、甲仙地震在霧台地震斷層面所造成之應力改變(ΔCFS)。(a)使用 GPS 資料逆推得到的霧台地震斷層面及(b)寬頻震波反演的霧台地震斷層面。 ΔCFS 為紅色代表庫倫破壞應力為正，應力改變驅使斷層破裂；藍色為負值，顯示應力改變抑制斷層破裂。

交通部中央氣象局
委託研究計畫(期中)成果報告

震源區域地質與孕震構造之分析(II)

計畫類別：氣象 海象 地震

計畫編號：MOTC-CWB-101-E-08

執行期間：101 年 1 月 1 日至 101 年 12 月 31 日

計畫主持人：張中白

執行機構：國立中央大學-太空遙測研究中心

本成果報告包括以下應繳交之附件(或附錄)：

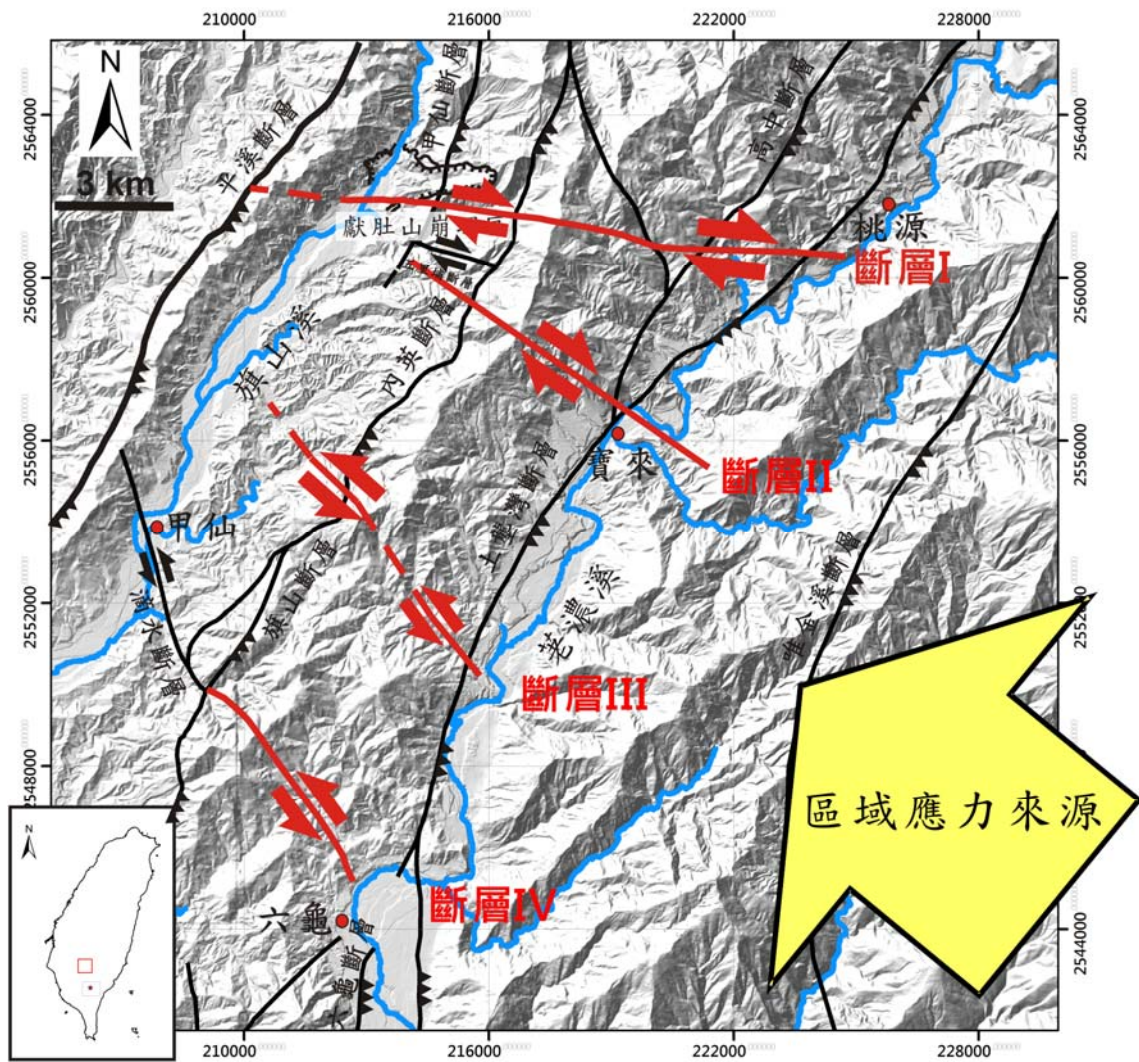
- 赴國外出差或研習心得報告 1 份
- 赴大陸地區出差或研習心得報告 1 份
- 出席國際學術會議心得報告及發表之論文各 1 份

中華民國 101 年 11 月 23 日

政府研究計畫期中報告摘要資料表

計畫中文名稱	震源區域地質與孕震構造之分析(II)		
計畫編號	MOTC-CWB-101-E-08		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	國立中央大學-太空及遙測研究中心		
年度	101 年度	執行期間	101 年 1 月 1 日至 101 年 12 月 31 日
本期經費 (單位：千元)	322 千元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100%	100%	100%
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	322	322	100%
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	張中白		徐乙君
報告頁數	18 頁	使用語言	中文
中英文關鍵詞	中文：霧台地震、野外調查、孕震構造 英文：Wutai earthquake, geological surveys, earthquake potential structure,		
研究目的	<p>台灣的地體構造位於菲律賓海板塊和歐亞板塊聚合的構造活動帶上，根據 GPS 的測量結果，菲律賓海板塊以 82mm/yr 左右的速度推擠歐亞板塊。台灣的造山運動大約在 5 百萬年前展開，逐漸加速並且向南傳遞，因台灣島的造山活動持續進行，使得台灣島地殼變動劇烈，活動斷層遍布且地震活動頻繁，平均每年大小地震超過 4 千個，其中有感地震可達 2 百餘個。</p> <p>發生於東部海域之地震主要屬於板塊隱沒作用所致，且因為震央通常位於外海，對民眾造成傷害較小；花東縱谷以及西部麓山帶內發生之地震皆為斷層引起的，通常屬淺源地震，會伴隨著地表變形及地表破裂，災情較為嚴重。</p> <p>斷層活動是台灣島造山過程中必然的現象，但斷層活動亦會伴隨著許多災害，因</p>		

	<p>此瞭解活動斷層有助於地震防災和減災。</p> <p>本研究依據是否發生伴隨地表變形之地震分兩種狀況，當未發生地震時，將會選取高潛感之活動斷層，彙整活動斷層相關文獻資料及背景資料，利用航空照片、衛星影像及數值模型(DEM)進行構造判釋及分析，並進行野外調查工作。當發生地震後，將先利用衛星影像進行分析作業，再至震央鄰近區域進行野外調查及彙整地質資料，於調查結束後進行震源區域孕震構造之分析，並將此分析及調查結果匯整成完整報告，可供其它子計畫參照使用。</p>
研究成果	<p>今年(2012年)2月26日台灣南部山區發生規模6.1之淺源地震，震央在屏東縣霧台鄉，震源深度達20.4公里。震後本團隊針對震央鄰近區域(霧台-阿禮、桃源-六龜)，進行地質資料彙整及野外調查。經由地質調查發現，在吉露部落與阿禮部落中間的台24號公路間，觀察到西北-東南向的左移斷層。並在桃源-六龜一帶有兩組共軛的橫移斷層系統：近東西走向帶有右移分量之剪裂帶(如一號斷層與二號斷層)及西北-東南走向帶有左移分量之剪裂帶(如三號斷層與四號斷層)，且於鄰近區域造成許多局部性的破裂。此為西北-東南向壓應力在持續擠壓形成兩組共軛的橫移斷層系統。</p> <p>台灣西南部山區的西北-東南走向構造雖不特別發達，卻廣泛分佈在區域地形、構造及地震記錄中，在區域地質上、地形上、河流及水系的分佈上、甚至微構造的記錄裡，都可找到這類斷層活動的證據，未來值得持續觀察。</p>



圖說：桃源-六龜區域之地質構造分析圖。黑線代表根據前人研究所提出之斷層位置，紅線代表根據野外勘查結果所提出之斷層位置。

具體落實
應用情形

1. 由地質背景調查，得知地震發生區域之地層為中新世潮州層，並鄰近隘寮北溪斷層。
2. 經由地質調查可得知震央鄰近區域受到西北—東南向的壓應力影響，因而產生西北—東南向之左移斷層，東北-西南向之逆斷層及劈理構造。
3. 由桃源-六龜一帶的野外測量資料逆推結果指出，此區域因受到西北—東南向之主應力擠壓影響，且普遍存在一組東西走向及西北—東南走向的共軛破裂影響整體

	<p>區域之水系走向。</p> <p>4. 台灣西南部山區的西北-東南走向構造雖不特別發達，卻廣泛分佈在區域地形、構造及地震記錄中，在區域地質上、地形上、河流及水系的分佈上、甚至微構造的記錄裡，都可找到這類斷層活動的證據，未來值得持續觀察。</p> <p>5. 不論是 2010 年發生的甲仙地震及今年度發生之霧台地震，都與西北-東南向的斷層錯動有關聯。</p>
計畫變更說明	無變更
落後原因	無落後
檢討與建議(變更或落後之因應對策)	針對該年度發生之大型地震進行震後地質調查工作，但因霧台地震深度大於 20 公里，故在地表上未伴隨地表變形，故無進行光學影像分析工作，僅針對震後區域進行地質調查工作。

(以下接全文報告)

震源區域地質與孕震構造之分析(II)

張中白
中央大學太空及遙測中心

蔡宜宏
中央氣象局地震測報中心

摘 要

台灣位處於非常活躍的造山帶，菲律賓海板塊每年以8.2公分的速度向歐亞板塊聚合，使得台灣島地殼變動劇烈，活動斷層遍佈且地震活動頻繁，過去幾年已發生許多災情慘重的大地震。為更了解台灣活動斷層之分布，以進行災後之規劃及降低未來地震發生的損傷，於大型地震發生後震央區域的地質調查工作實為重要。今年2月26日，於南台灣霧台鄉發生芮氏規模6.1的地震，震源深度達20.4公里，野外調查並無發現地表破裂。至震央鄰近區域進行調查發現，此區域地層破碎，並受到西北—東南向的壓應力影響，因而發現多條西北—東南向之斷層構造，及東北-西南向之逆斷層及劈理構造；這些西北-東南向的構造經調查並無明顯的同震活動跡象，然由於其地形特徵十分明顯，廣泛分佈在區域地形、構造及地震記錄中，在區域地質上、地形上、河流及水系的分佈上、甚至微構造的記錄裡，都可找到這類斷層活動的證據，可能仍具相當之活動性，未來值得持續觀察。

Abstract

Taiwan island is located on an active orogeny where the Philippine Sea plate converges toward the Eurasian plate with a speed of 8.2 cm per year. This rapid convergence induced dramatic crustal deformation, very active faults and high seismic activity over the past few years in Taiwan, and brought many earthquake disasters. In order to better understand the distribution of active faults in Taiwan, to conduct post-seismic planning, and to reduce future earthquake damage, the geological survey of the near-epicenter area after the large earthquake is crucial. On 26th February of 2012, an earthquake with magnitude 6.1 occurred around the Wutai Township, Pingtung County in southern Taiwan. We carried out geological surveys of the epicenter area after the main shock but no co-seismic surface rupture has been found. The epicenter area is mainly composed of broken slate. Tectonic regime of this area reconstructed by using the fault slickensides shows a NW-SE trending compression. Some north-west to south-east orientated strike-slip faults with left-lateral movement and north-east to south-west orientated reverse faults with co-deformation cleavage structure are also clearly observed. All these structure are not generated by this Wutai Earthquake; however, the NW-SE structures are obvious in the terrain features, and widely distributed in the area topography, tectonic and seismic records. We believe that these faults are still very activity and the continued observation is needed and strongly suggested.

壹、前言

台灣位處於非常活躍的造山帶，菲律賓海板塊每年以 82mm/yr 的速率向歐亞板塊聚合，台灣島的造山活動持續進行，使得台灣島地殼變動劇烈，活動斷層遍布且地震活動頻繁，平均每年大小地震超過 4 千個，其中有感地震可達 2 百餘個。

台灣災害性地震肇因於斷層活動，斷層活動是台灣島造山過程中必然的現象，但斷層活動亦會伴隨著許多災害，因此瞭解活動斷層有助於地震防災和減災。

今年 2 月 26 日在霧台地區發生芮氏規模 6.1 的地震，其震源深度為 20.4 公里，全台都能感受到晃動，最大震度為 5 級，本團隊至震央鄰近區域進行地質調查。

貳、研究目的及意義

台灣的地體構造位於菲律賓海板塊和歐亞板塊聚合的構造活動帶上，根據 GPS 的測量結果，菲律賓海板塊以 82mm/yr 左右的速度推擠歐亞板塊。台灣的造山運動大約在 5 百萬年前展開，逐漸加速並且向南傳遞，因台灣島的造山活動持續進行，使得台灣島地殼變動劇烈，活動斷層遍布且地震活動頻繁，平均每年大小地震超過 4 千個，其中有感地震可達 2 百餘個。

如圖 1 所示，台灣的地震主要發生在東部海域、花東縱谷以及西部麓山帶變形前緣。發生於東部海域之地震主要屬於板塊隱沒作用所致，且因為震央通常位於外海，對民眾造成傷害較小；花東縱谷以及西部麓山帶內發生之地震皆為斷層引起的，通常屬淺源地震，會伴隨著地表變形及地表破裂，災情較為嚴重；根據中央氣象局資料統計，台灣自有儀器觀測以來的一百年間(1898-2005 年)，災情最為慘重之十次災害地震如表 1 所示。

台灣災害性地震肇因於斷層活動，中央地質調查所於 2010 年公佈全台活斷層分布資料如圖 2 所示，共列出 33 條活動斷層，其中包括 21 條第一類活動斷層(全新世以來曾經發生錯移之斷層)，及 12 條第二類活動斷層(晚更新世以來曾經發生錯移之斷層)。

斷層活動是台灣島造山過程中必然的現象，但斷層活動亦會伴隨著許多災害，因此瞭解活動斷層有助於地震防災和減災。

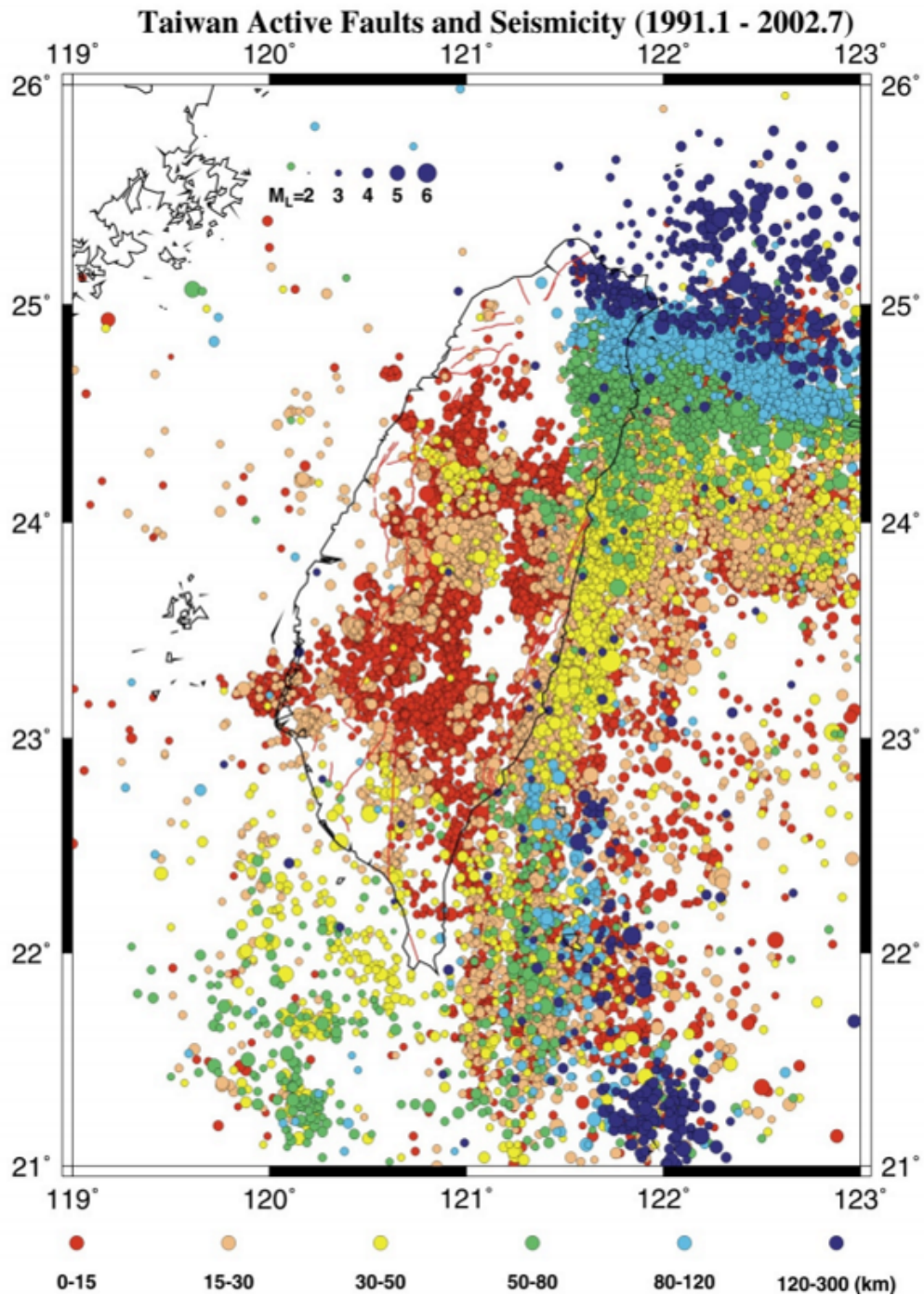


圖 1、台灣活動構造與地震分布圖(地震資料自 1991~2002 年 7 月，資料來源：中央氣象局)。紅色實線為 2000 年中央地質調查所發表台灣陸地上之活斷層分布位置(林啟文等，2000)。

表 1、台灣十大災害地震(資料統計時間：1898~2005 年，資料來源：中央氣象局)

時間	地震名稱	震央	規模	傷亡
1904.11.06	斗六	嘉義附近	6.1	145 死 158 傷
1906.03.17	梅山	嘉義民雄	7.1	1,258 死 2,385 傷
1935.04.21	新竹—台中	竹縣關刀山附近	7.1	3,276 死 12,053 傷
1941.12.17	中埔	嘉義市東南	7.1	358 死 733 傷
1951.10.22	花東縱谷	花蓮東南東	7.3	68 死 856 傷
1959.08.15	恆春	恆春東南方	7.1	17 死 68 傷
1964.01.18	白河	台南東北東	6.3	106 死 650 傷
1964.12.05	新化	台南新化附近	6.1	74 死 482 傷
1986.11.15	花蓮	花蓮東偏南	6.8	13 死 45 傷
1999.09.21	集集 (南投)	南投附近	7.3	2,418 死 11,569 傷

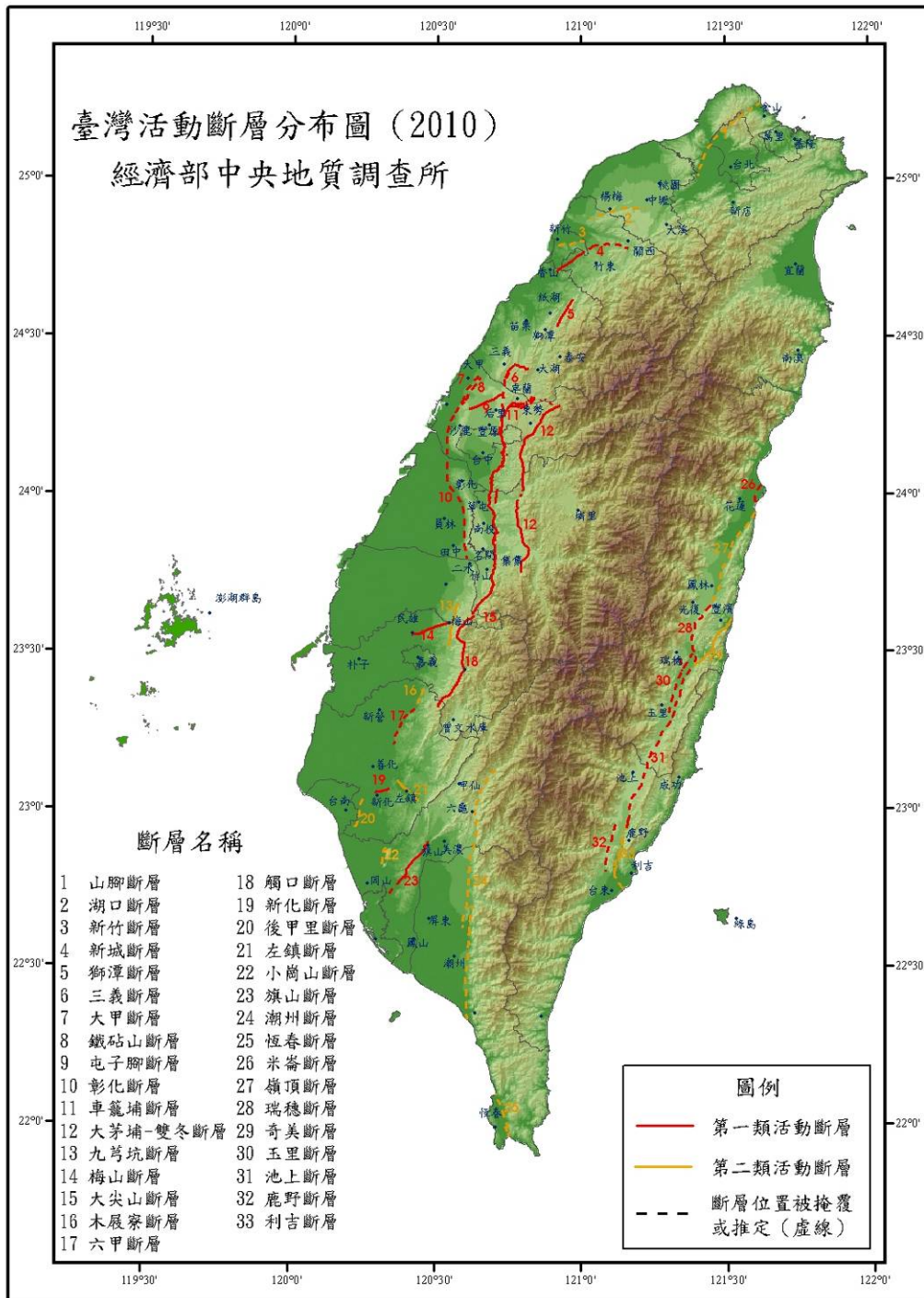


圖 2、台灣活動斷層分布圖(經濟部中央地質調查所，2010)。

參、研究方法及進行步驟

本研究研究流程如圖3所示，依據是否發生伴隨地表變形之地震分兩種狀況，當未發生地震時，將會選取高潛感之活動斷層，彙整活動斷層相關文獻資料及背景資料，利用航空照片、衛星影像及數值模型(DEM)進行構造判釋及分析，並進行野外調查工作。當發生地震後，將先利用衛星影像進行分析作業，再至震央鄰近區域進行野外調查及彙整地質資料，於調查結束後進行震源區域孕震構造之分析，並將此分析及調查結果匯整成完整報告，可供其它子計畫參照使用。

透過野外露頭觀察，對中視尺度的節理、斷層、擦痕與褶皺等構造進行紀錄與統計，利用地表露頭量測斷層帶擦痕等資料可推演斷層的移位方式，以及在不同時間上的運動方式。

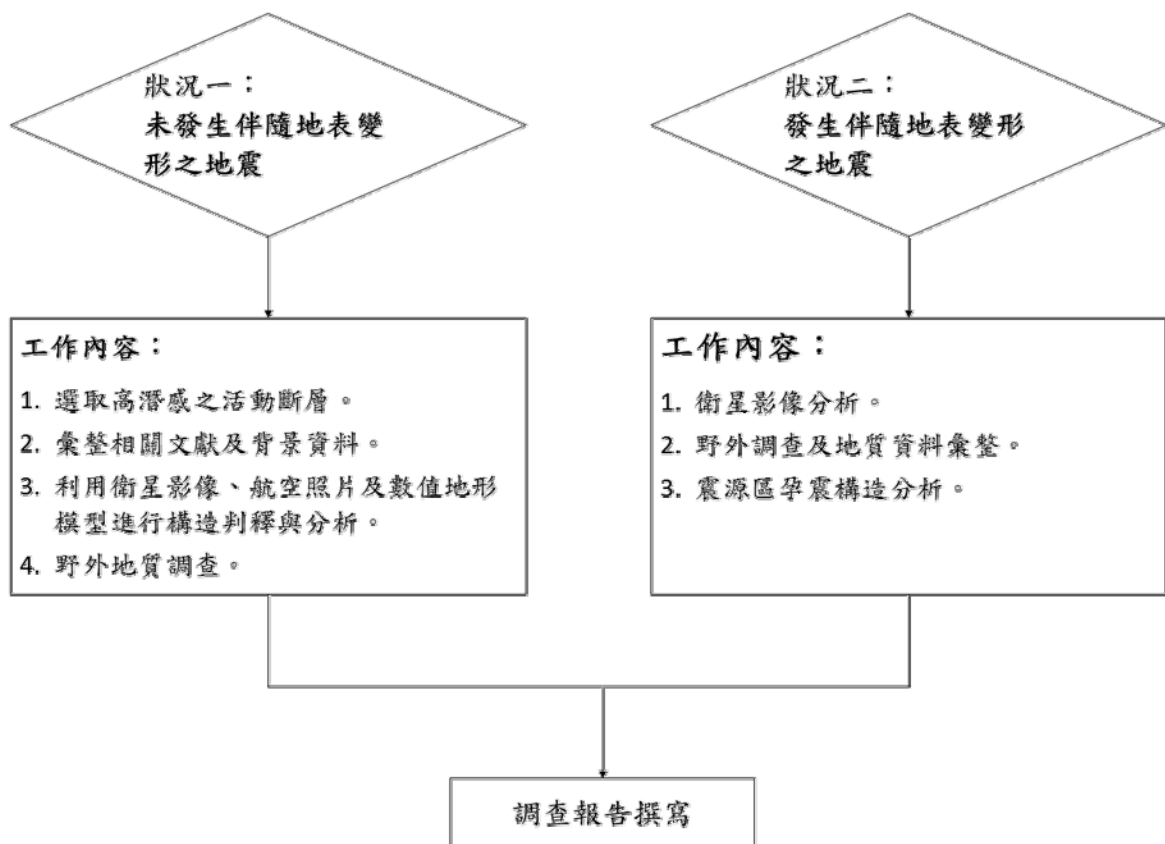


圖 3、本研究計畫工作流程。

本研究除一般的基礎野外地質調外，更要針對岩層的脆性破裂進行分析。主要工作是在野外對微斷層進行廣泛的測量，蒐集完整斷層資料後予以分期計算，求取當地之區域應力演化情形。

就變形方式而言，可依主應力的方向改變與否略分為單期變形(monophase)及多期變形(polyphase)。單期變形在受壓縮變形時，其主壓應力軸(σ_1)不會隨時間發生改變。如圖4所示，從初始狀態到高度擠壓變形，主壓應力軸(σ_1)的方向未曾改變，然而隨著褶皺與斷層的發育，以及變形程度加劇，第二與第三應力軸(σ_2, σ_3)都發生了置換。即便如此，岩石最終的變形結果仍是十分複雜。

多期變形在受壓縮變形時，其主壓應力軸(σ_1)會隨時間發生改變，如圖5所示。由於主壓應力軸的變化，再加上局部地層在擠壓時會伴隨發生旋轉，因此這種形式的變形通常很難重建期變形歷史，及應力發育的過程。

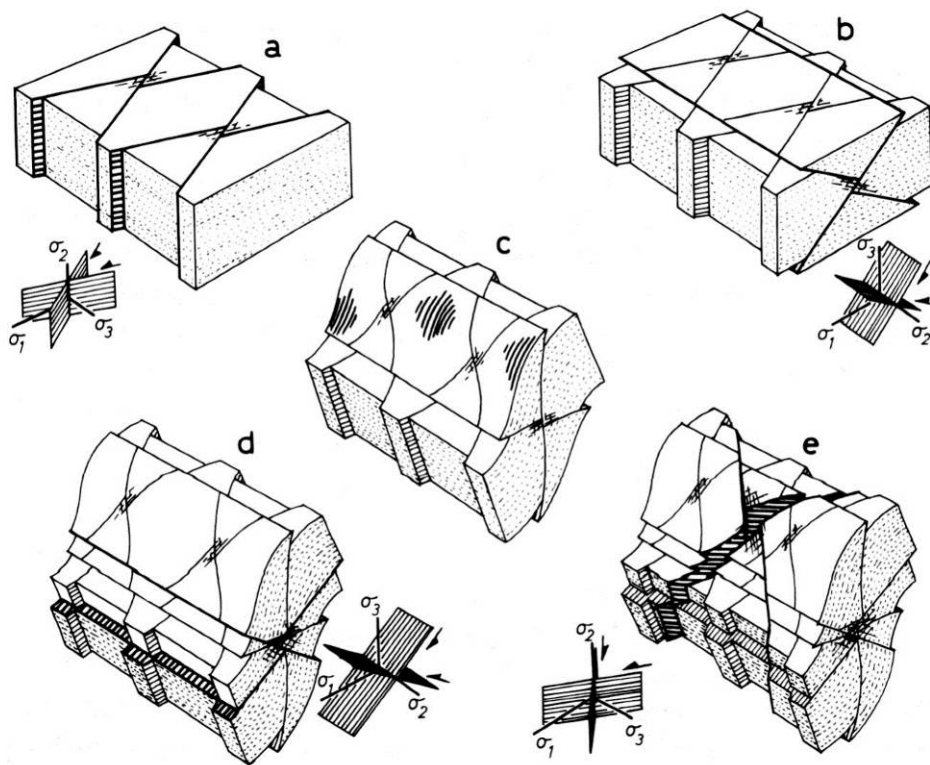


圖 4、單期壓縮變形示意圖(Angelier et al., 1986)。由固定主壓應力軸重建的 5 個階段的壓縮變形。

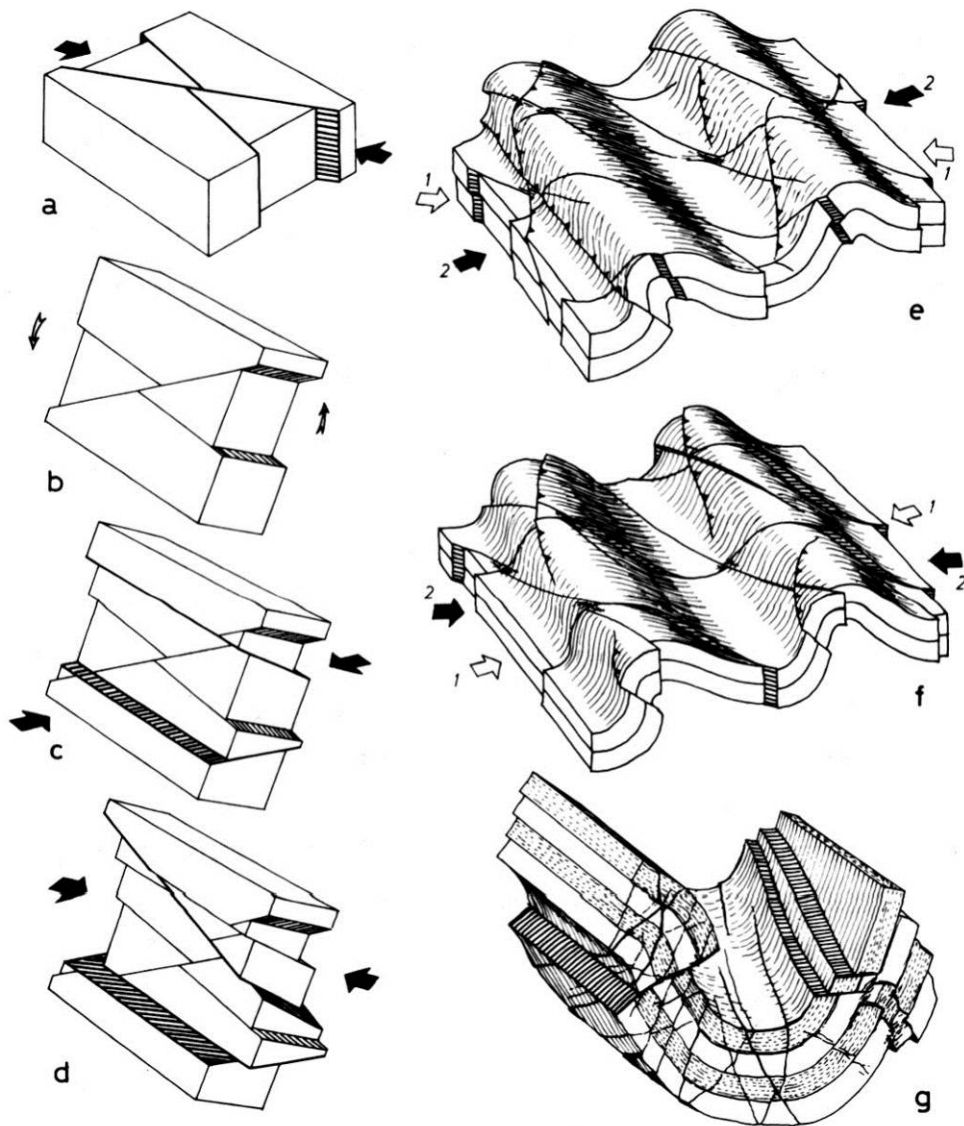


圖 5、多期壓縮變形示意圖(Angelier et al., 1986)。在岩石受變形的過程中，主壓應力軸的方向不斷發生改變，造成觀測與測量的困難。

肆、具體成果

霧台地震於2012年2月26日發生，震央在屏東縣霧台鄉(圖6)，地震規模6.1，震源深度達20.4公里，隨後分別又在台東金峰鄉和台東縣政府西偏南方處發生兩起規模大於3大之餘震，累計大小餘震超過70個。主震震央位於中央山脈南端，山脈抬升快速，地層較為破裂。

由於本次地震震源較深，野外調查並無發現明顯地表變形，故無利用衛星影像進行破裂追蹤之必要。本研究僅針對該次發生地震之鄰近區域，進行地質資料彙整及野外調查，其調查成果如後所述。

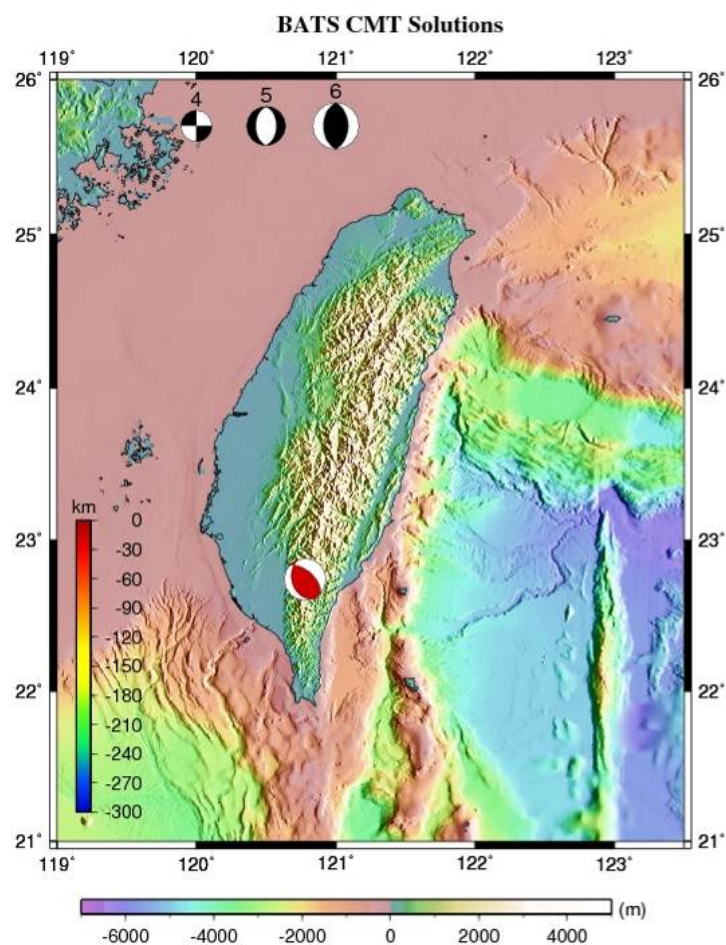


圖 6、霧台地震之震央位置及其震源機制解(資料來源 :BATS 網站)。

(一)地質背景

霧台鄉位於中央山脈南端大武山區，地勢大致由東向西降低，海拔高介於700~2,000公尺間，平均海拔1,000公尺，屬隘寮北溪水系。

此區域之地層與區域性地質構造大致呈北北東—南南西走向，主要斷層線由東向西包括小禿山斷層、隘寮北溪斷層(圖7)。本流域範圍內之褶皺構造亦多呈北北東走向，主要褶皺構造自東向南包括霧台背斜、華容向斜、德文背斜、口社向斜等。地層出露呈北北東方向的條狀分布，由東向西分別為大南澳片岩(PM3)、畢祿山層(Ep)與潮州層(Co)，地層形成年代由東向西逐漸年輕。其中，中新世潮州層其東側以隘寮北溪斷層與始新世之畢祿山層相接，而畢祿山層東側則以小禿山斷層與第三紀大南澳片岩相接。其地層詳細描述如下：

1. 大南澳片岩：屬於第三紀，為古生帶晚期到中生代之地層，為台灣最古老的地層，位霧台鄉東側地區，岩性以黑色片岩、綠色片岩及砂質片岩為主，具有發育良好的片理構造。在小鬼湖一帶的大南澳片岩中局部有大理岩出露，呈塊狀或厚層狀，結構為細粒到粗粒。
2. 畢祿山層：指中央脊樑山脈帶中出露不分層的始新世地層，主要是以深灰色的板岩和千枚岩為主，在變質的泥質岩層中夾有較厚的變質砂岩。畢祿山層下部則多板岩和石英砂岩所成的互層和淡灰色厚層硬砂岩，偶夾綠色至暗紅色的火山岩凸鏡體，多半已經變質，其原岩可能為輝綠岩或基性凝灰岩。此外畢祿山層中也常含有石灰岩或泥灰岩所成的岩層或凸鏡體，多為石灰質礫岩或砂岩，多數的始新世大型有孔蟲就產生於這些石灰質岩層中(何春蓀，1986)。
3. 潮州層：為中新世岩層，大部分由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩、千枚岩和深灰色硬砂岩的互層所組成。潮州層的主要岩性為硬頁岩或板狀頁岩，夾透鏡狀砂岩體，並含有零星散佈的泥灰岩團塊，相當於中新世中期，可對比中央脊樑山脈帶的廬山層或台灣北部的南港層上部。依地層中所含砂岩的多寡，可分成上下兩段。下段幾乎全為硬頁岩，偶夾2至3公分的粉砂岩，有粒級層構造。硬頁岩的變質程度可由鉛筆構造變為板狀劈理。上段則為硬頁岩間夾1至2米厘的透鏡狀砂岩體，砂岩為細粒至中粒的石英砂岩，具有濁流岩相的沉積特徵。本層的底部未出露，所以確實厚度不知，但至少5500公尺以上。本流域內之潮州層劈理構造有由南向北逐漸發達之趨勢，岩體受風化

後之野外特徵為具有洋蔥狀剝蝕及鉛筆構造，且普遍存在著與沈積作用同時的崩移構造，在口社至阿禮一帶有些較具規模的潮州層透鏡狀砂岩體(Cos)出露。

4. 現代堆積層：現代堆積層由泥、砂和礫石組成，分布於河床。

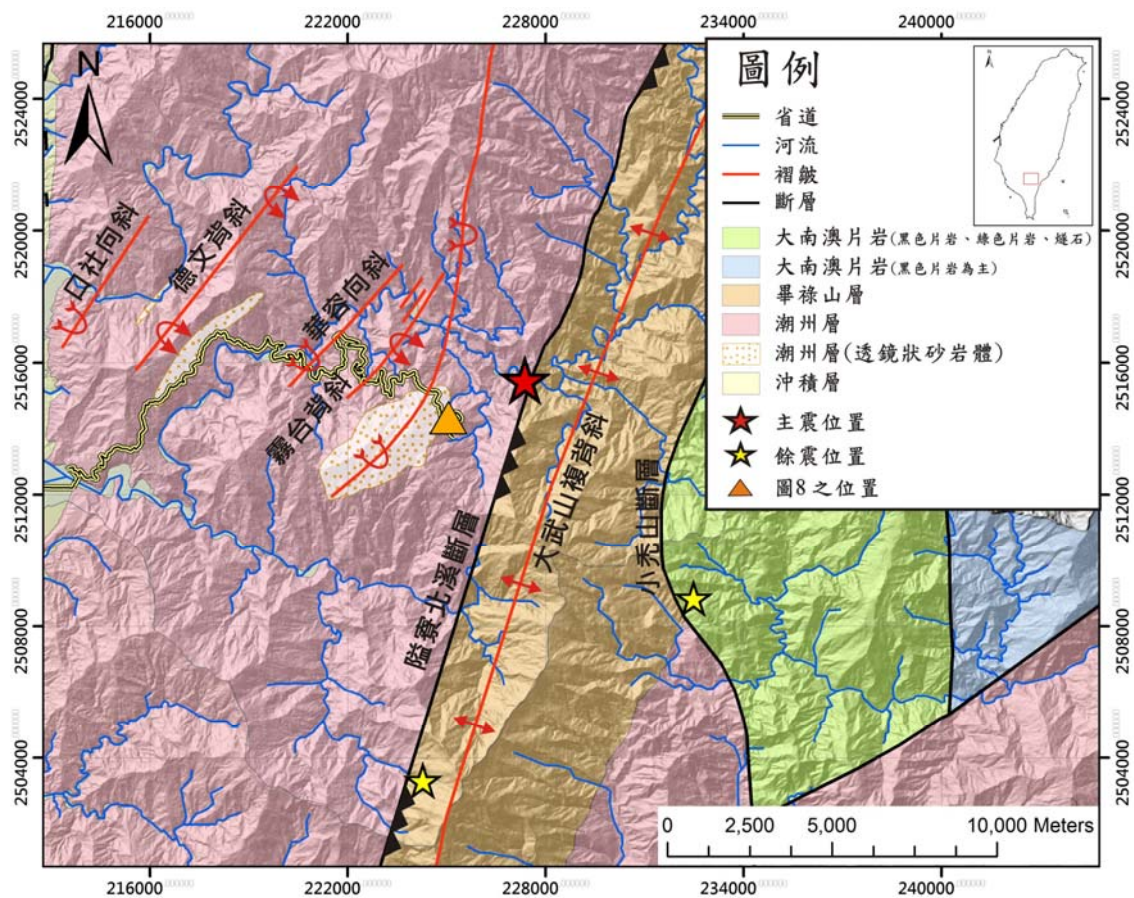


圖 7、震央鄰近區域地質圖(改繪自經濟部中央地質調查所流域地質圖)，△為圖 8 所在的位置。

(二) 野外調查

2-1 霧台-阿禮地區

霧台地震的地震斷層在地表並無出露，從主、餘震的分佈位置、震波與應力分析資訊，推論出該斷層是一條呈西北—東南的逆斷層，同時伴隨走向滑移分量。本團隊於地震發生後，至霧台、阿禮一帶進行野外調查(如圖7之區域)，在吉露部落與阿禮部落中間的台24號公路有段嚴重崩塌路段(位置於圖7中之三角形標註位置)，此區域可清楚觀察到裸露的岩層(圖8、圖9)。此區域岩層以板岩為主，並夾有變質砂岩，屬中新世潮州層。

於A點，經由沉積構造(圖10)判斷此區地層已呈倒轉(overturn)，且岩層位態約為 $N50^{\circ}E, 62^{\circ}S$ (圖9-A點)，並在岩層旁發現一大型斷層(圖9-B點)，斷層面位態為 $N20^{\circ}E, 50^{\circ}S$ ，經由砂岩層之拖曳褶曲現象，判斷此斷層為逆斷層。此外，該區普遍存在一組近南北向，向東傾斜之劈理(cleavage)，其位態約為 $N10^{\circ}E, 40^{\circ}S$ ，和B點觀察到的逆斷層位態相近，判斷劈理及該逆斷層可能為同一期應力作用下之產物。

於D點，從遠處即可觀察到一大型的崩塌面(圖11)，崩塌面右側為砂岩、頁岩交界面，左側為斷層，層面和斷層面位態分別為 $N50^{\circ}E, 80^{\circ}S$ 、 $N25^{\circ}W, 31^{\circ}E$ 。由近距離觀察，可於斷層面上發現有薄層斷層泥及斷層擦痕(圖12)，擦痕位態為 $N25^{\circ}W, 31^{\circ}E, 31^{\circ}N$ ，指示斷層活動為左移斷層。

根據斷層擦痕測量資料逆推，霧台區域整體受到的主應力大致為西北—東南向，此方向與菲律賓海板塊與歐亞板塊聚合方向相同。西北—東南向的壓應力也暗示此地區應普遍存在一組東西走向及西北-東南走向的共軛破裂。

這些構造經調查並無明顯的同震活動跡象，然由於其地形特徵十分明顯，且露頭新鮮，可能仍具相當之活動性，未來值得持續觀察。



圖 8、吉露部落與阿禮部落間的台 24 號公路，岩層裸露之情形，露頭位置見圖 7。

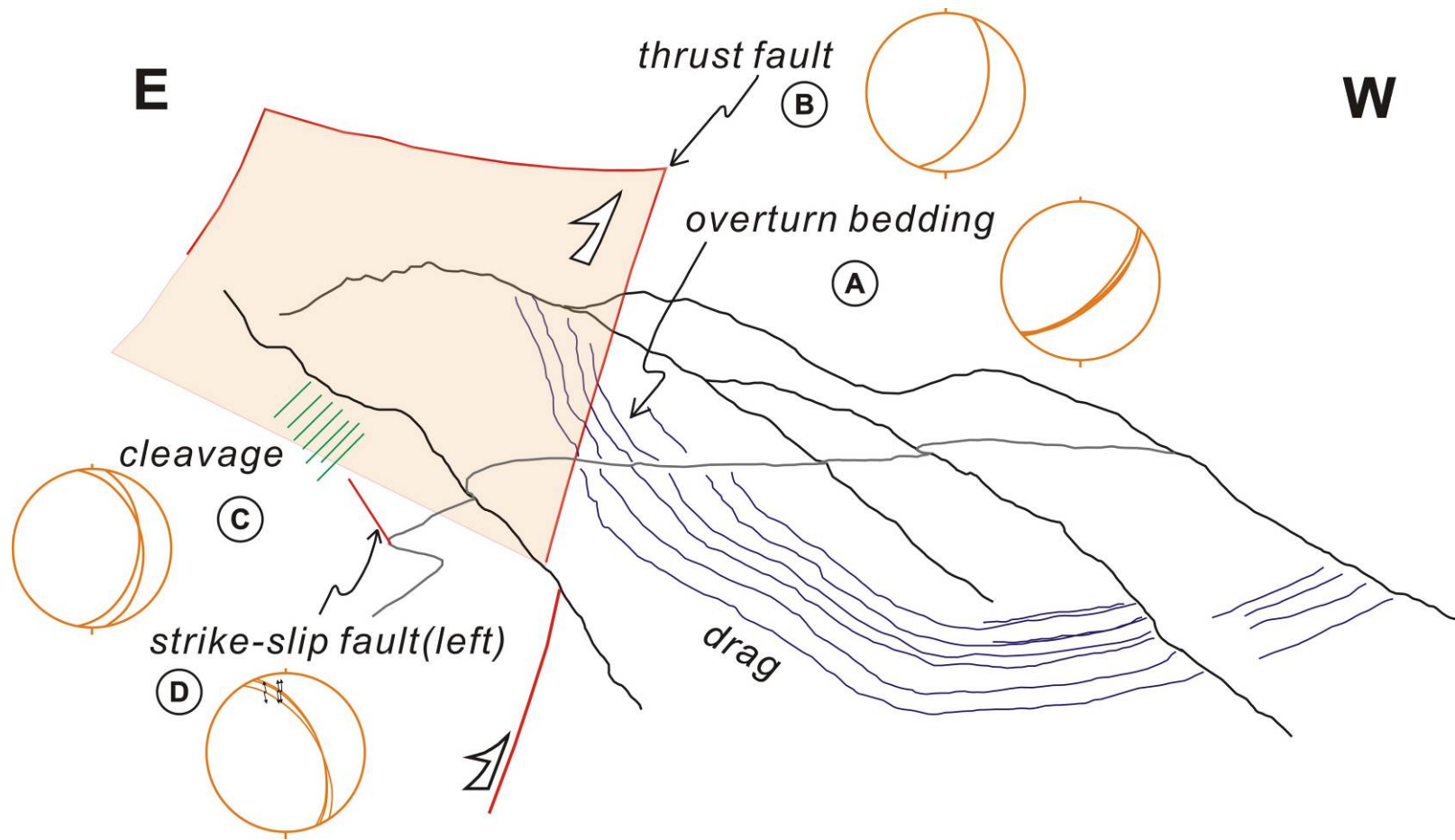


圖 9、吉露部落與阿禮部落間的台 24 號公路間之岩層與構造示意圖。於 A、B、C、D 點皆可發現此區域構造活動之證據。橘紅色投影球分別為地層、斷層及劈理面之下半球投影。



圖 10、岩層上的底痕構造。由此可判斷此區地層已呈倒轉(overturn)。



圖 11、崩塌面岩層出露情形。右側為岩性交界，左側為斷層。



圖 12、斷層位置，由斷層擦痕資訊可得知此為左移斷層(右下角為斷層面及擦痕之投影圖)。



圖 13、從崩塌面上往河谷觀看，隘寮北溪河谷即為此次主震震央位置。

2-2 桃源-六龜地區

本計畫除了至震央鄰近區域進行野外調查之外，亦將調查區域往北延伸至桃源-六龜一帶。圖14為野外調查區域及結果，指出全區域受到來自於西北-東南向之區域應力擠壓，且整體研究區域除大型逆衝斷層，尚存在一系列之共軛破裂，並在多處造成局部性的剪裂帶。以下針對野外勘查成果進行描述，將共軛破裂分為四條斷層帶，根據其位置與斷層滑移形式依序介紹。

1. 一號斷層(斷層 I)

推測之一號斷層位置如圖14。勘查結果指出，獻肚山崩塌區南側存在帶有右移分量之走向滑移斷層，約呈東北東-西南西方向(圖15)，於斷層面可觀察到兩期的斷層活動擦痕，包括早期右移之斷層擦痕及獻肚山崩塌時，塊體往下坡滑動形成左移之擦痕(圖16)。

測量點a位於荖濃河流域小我丹山南方之無名溪流，該溪谷下游受斷層活動影響甚鉅，露頭清楚明顯，此區出露之斷層亦接近東西走向(圖17)；編號b的應力測量點位於塔羅留溪中游，此區可觀察到帶有右移分量之剪裂帶。

於獻肚山崩塌區、及a、b測量點的應力量測資料具一致性，推測此區域存在一組近東西走向之走向滑移斷層，且由獻肚山崩塌區及a測量點觀察到斷層大小及b測量點的剪裂帶，推測此斷層應具有一定的活動規模，斷層應為區域性而非局部性的地質構造。

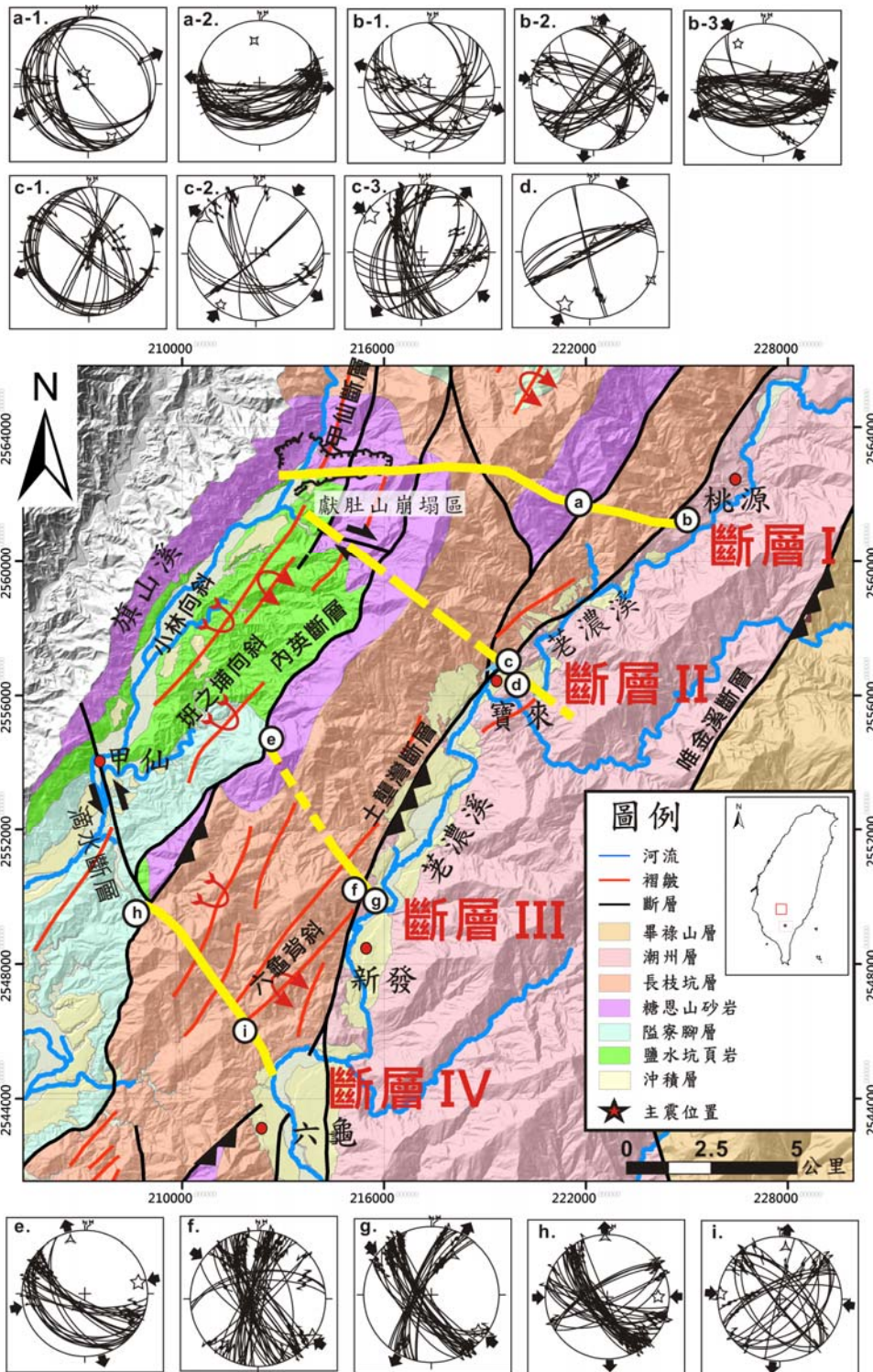


圖 14、桃源-六龜一帶野外調查點及量測資料結果。

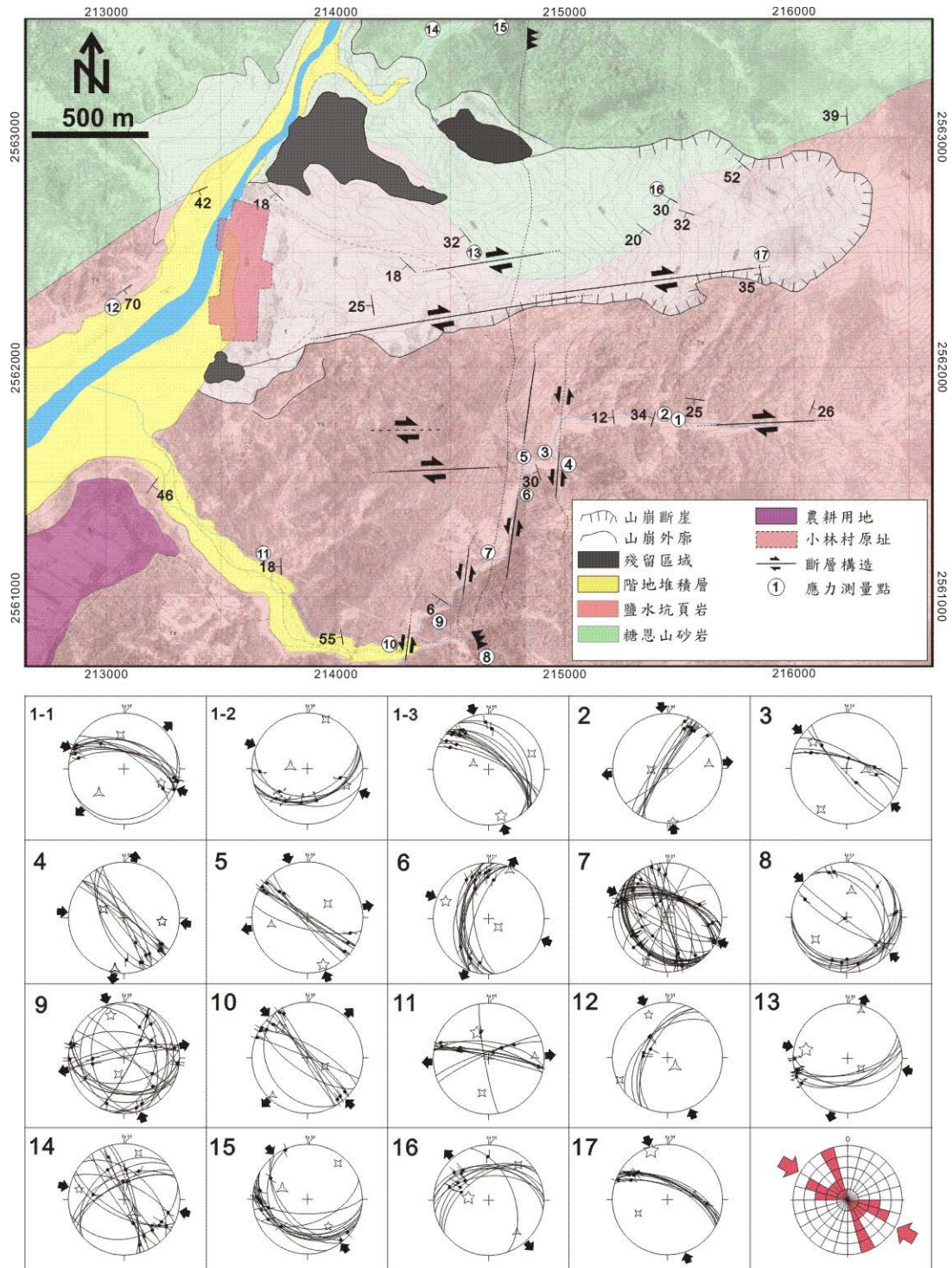


圖15、獻肚山崩塌區野外地質調查圖，右下角為主壓應力方位統計。



圖16、獻肚山斷層之野外露頭照片。右下角為斷層面及其擦痕之下半球投影圖。

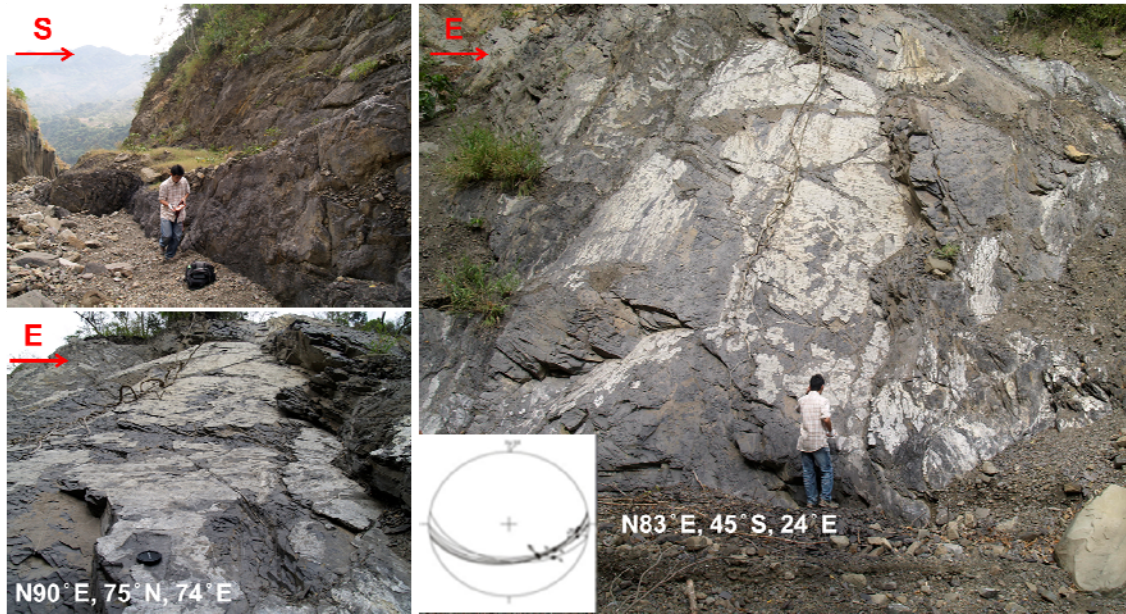


圖17、小我丹山南側無名溪東西向之右移斷層(應力測量點a)。

2. 二號斷層(斷層 II)

推測之二號斷層位置如圖14。勘查結果指出，獻肚山崩塌區南方之角埔溪存在帶有右移分量之走向滑移斷層(圖15)，其位置、走向與斷層滑動形式皆與五里埔斷層相似，約呈西北—東南向(圖18)。

於調查點c、d之位置，荖濃溪流向出現大幅度轉折，河流方向由東北—西南向改變為西北—東南向，與角埔溪之流向一致，且其流向改變方式符合右移斷層之特性。



圖 18、角埔溪的右移斷層。右下角為斷層及其擦痕之下半球投影圖。

3. 三號斷層(斷層 III)

推測三號斷層位置如圖14所示。編號e的應力測量點位於旗山溪流域、油礦溪支流之崩坪坑，主要為帶有左移分量之走向滑移斷層；崩坪坑之東側山頭亦可觀察到一系列之構造破裂面出露，且附近多瀑布，可能因地質構造的活動所產生(圖19 a)。

編號f與g的應力測量點位於荖濃河流域第二號橋下之無名溪流，露頭清楚明顯，同樣主要為帶有左移分量之走向滑移斷層（圖19 b）。兩流域的應力測量點之資料具一致性，且露頭所在之支流走向亦為一致，皆為西北—東南向，推測此區域存在一組西北—東南走向之剪裂帶，主要之斷層滑移方式為左移，且該區域支流之流向可能沿著地質構造的破裂面發育。此外，荖濃溪於鄰近第二號橋處溪流流向由東北—西南向改變為西北—東南向，改變方式亦符合左移斷層之特性。

4. 四號斷層(斷層 IV)

推測之四號斷層位置如圖14所示。編號h的應力測量點位於滴水東南方的無名溪流，主要為帶有左移分量之走向滑移斷層；編號i的應力測量點位於六龜西北方之紅水坑溪，溪谷中游為剪裂帶，可同時觀察到左移與右移的分量，但仍以左移分量之走向滑移斷層為主。林偉雄 (1999)指出走向為東北—西南向之六龜斷層於紅水坑溪出露，顯示紅水坑溪之鄰近區域可能受到多組地質構造的影響。河流的流向亦於此斷層所經位置有所改變：旗山溪的流向在甲仙南方由東北—西南向改變為西北—東南向；荖濃溪的流向在六龜附近亦有大幅度的轉折，流向亦改變為西北—東南向，且兩流域之流向改變方式皆符合左移斷層之特性。六龜鄰近區域同時受到土壠灣斷層以及六龜斷層之影響，可能因此導致六龜附近之斷層錯移量大於甲仙南方之斷層錯移量。



圖19、三號斷層之野外露頭照片。(a) 旗山溪流域之崩坪坑露頭，照片中遠方山頭存在一系列斷層面，約呈西北—東南走向；(b) 荖濃溪流域第二號橋下無名溪流露頭，為帶有左移分量之走向滑移斷層。

(三) 區域構造

根據野外測量資料進行區域構造逆推，桃源-六龜區域整體受到的主壓應力大致為西北-東南向，少部分為近東西向。如圖20所示，此區域受到應力擠壓造成一系列北北東-南南西走向的大型逆衝斷層(如旗山斷層、甲仙斷層、土壠灣斷層及平溪斷層等)，之後應力持續擠壓形成兩組共軛的橫移斷層系統：近東西走向帶有右移分量之剪裂帶(如一號斷層與二號斷層)及西北-東南走向帶有左移分量之剪裂帶(如三號斷層與四號斷層)與之相對應，且於鄰近區域造成許多局部性的破裂。

此類型之共軛斷層亦影響了水系流動之方向，導致旗山溪與荖濃溪流域之支流沿地質構造發育；旗山溪及荖濃溪之流向亦有多處呈大幅度轉折，轉折方式亦符合構造活動之走向與形式，且河流之侵蝕作用在此區域強烈，於小林地區甚至形成峽谷地形(林朝榮，1957)，故可推測影響河流流向之斷層至今仍屬活動斷層。同時，野外的觀察也指出，荖濃溪沿岸之地層多受到崩移構造影響，且尤以西岸明顯，於各支流溪谷皆可發現崩移構造(slumping)。此構造常見於地質活動頻繁的地區，可能是因岩層沈積時發生液化現象，因滑動或流動而使未固結的岩層產生扭曲變形所形成。

根據野外調查結果以及數值高程模型的判釋顯示，台灣西南部山區的西北-東南走向構造雖不特別發達，卻廣泛分佈在區域地形與構造記錄中，在區域地質上、地形上、河流及水系的分佈上、甚至是地震紀錄，都可找到這類斷層活動的證據。不論是今年度2月26日發生於屏東縣霧台鄉、規模6.4的淺源地震，抑或2010年3月4日發生在高雄市六龜區鄰近區域、規模6.4的淺源地震，根據其發生位置，皆可推測地震與西北-東南向之斷層錯動有所關聯。

於2010年3月4日發生的甲仙地震，震源機制解及餘震分佈都指向另一西北-東南走向東北傾斜的低角度逆衝斷層，較有可能為此地震的活動斷層(圖21)。震後野外調查結果發現在美濃鎮東南的龍肚村一帶，有伴隨左移位移發生的地表破裂帶，長度約2公里，總錯動量在數公厘內(圖21、圖22中的紅色虛線)，這些裂隙可能是由於震動引起的地表破裂，這也有可能是在剪力破壞傳遞至地表之前因張力作用產生的裂隙(圖23，The fissure may have resulted from shaking-induced ground failure. It also may have opened as a tension gash before the shear rupture broke through the surface (Klinger et al., 2005))。

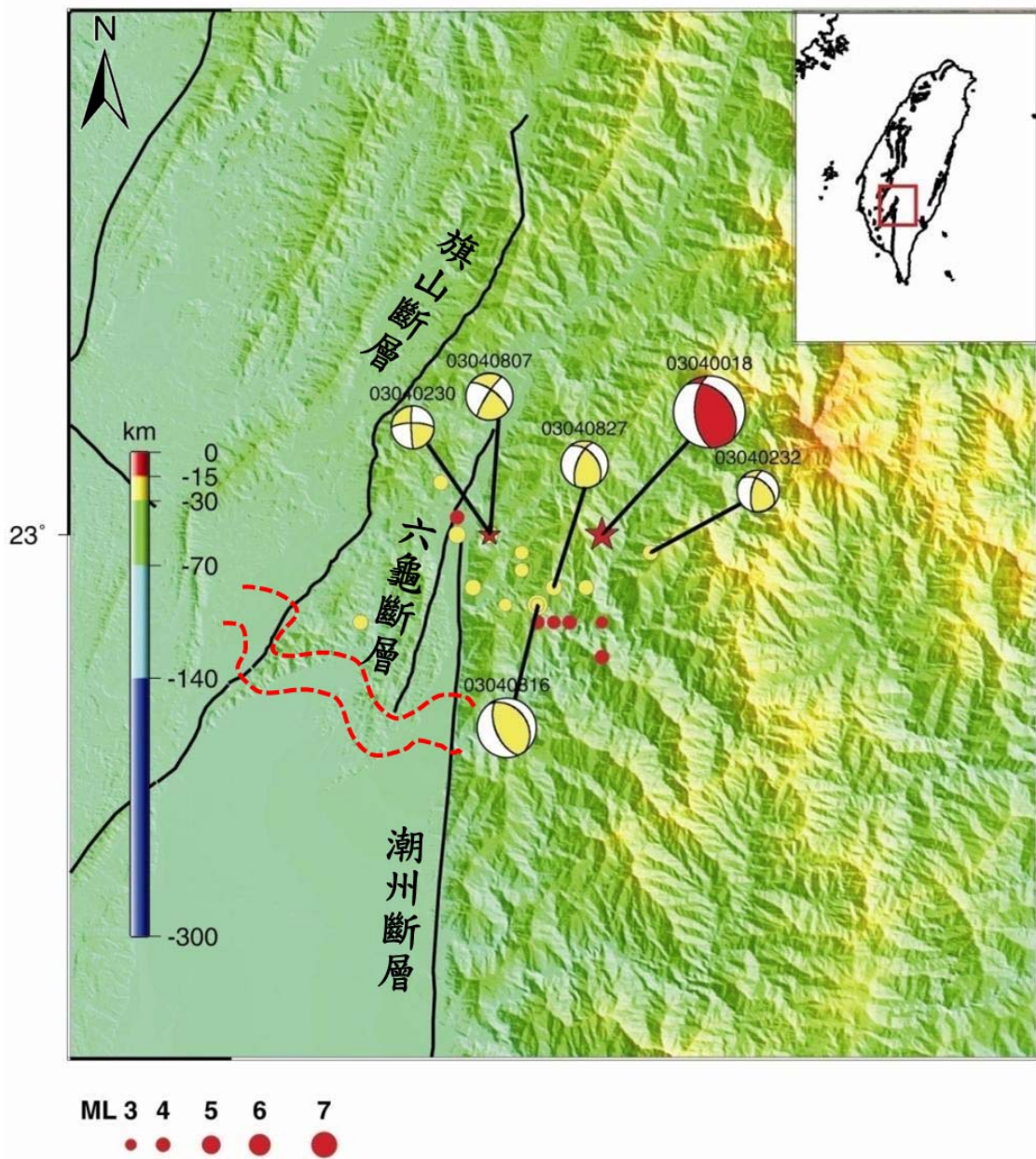


圖 21、2010 年 3 月 4 日甲仙地震及其餘震之位置及其震源機制解(資料來源 :BATS 網站)，紅色虛線為地表破裂的位置。

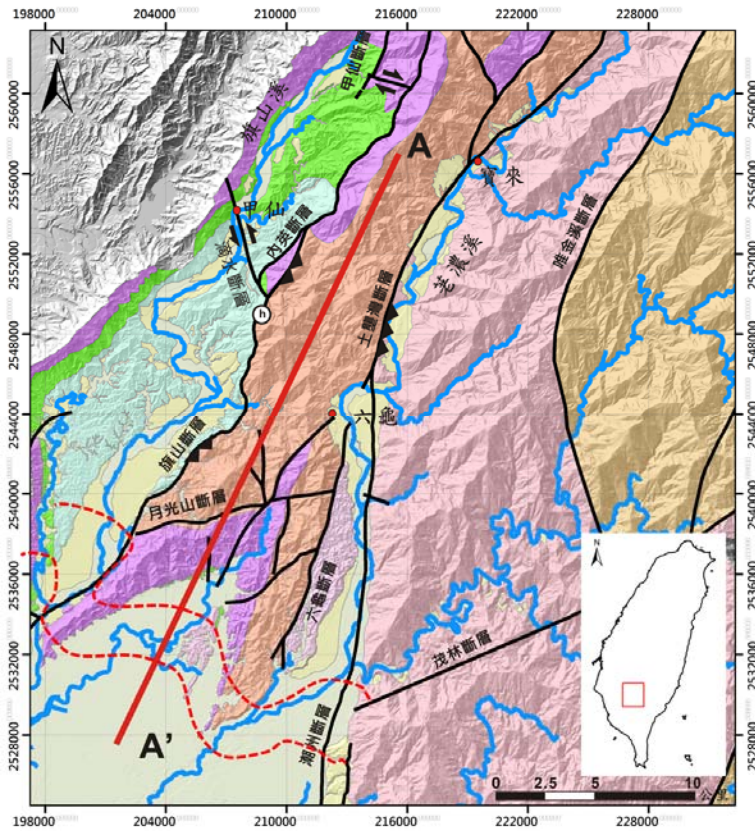


圖 22、寶來-龍肚一帶東北-西南向的剖面位置，紅色虛線為地表破裂的位置。

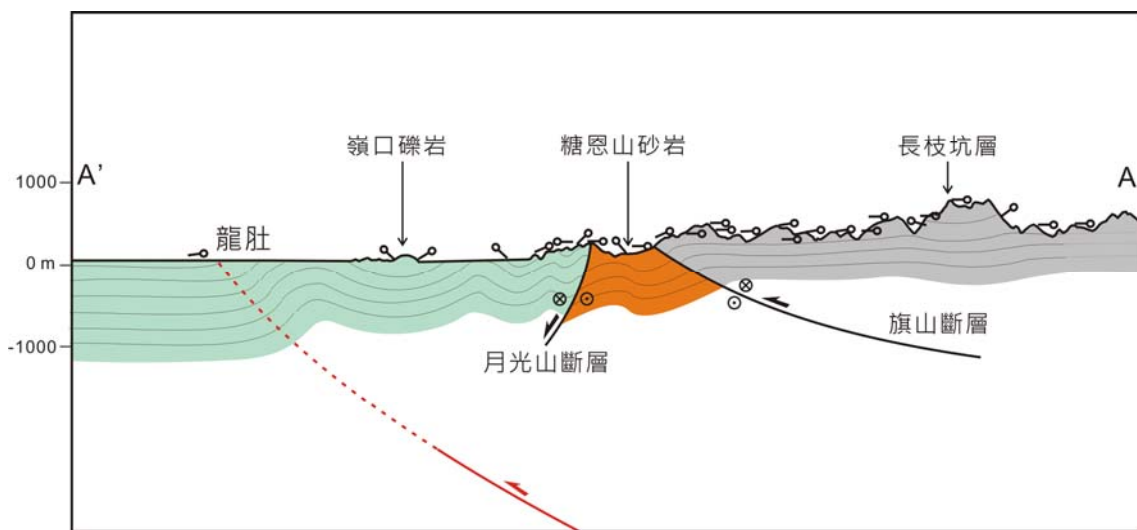


圖 23、寶來-龍肚一帶東北-西南向之剖面。紅色斷層為引發甲仙地震的主要斷層，其未破裂至地表。

伍、結論與建議

霧台地區於2012年2月26日發生規模6.1之地震，震源深度達20.4公里，於地表未發現地表變形及破裂，故無法利用光學影像進行地表變異初步分析，本團隊震後至震央鄰近區域及其北邊桃源-六龜一帶進行地質調查，成果如下。

1. 由地質背景調查，得知地震發生區域之地層為中新世潮州層，並鄰近隘寮北溪斷層。
2. 經由地質調查可得知震央鄰近區域受到西北—東南向的壓應力影響，因而產生西北—東南向之左移斷層，東北-西南向之逆斷層及劈理構造。
3. 由桃源-六龜一帶的野外測量資料逆推結果指出，此區域因受到西北—東南向之主應力擠壓影響，且普遍存在一組東西走向及西北—東南走向的共軛破裂影響整體區域之水系走向。
4. 台灣西南部山區的西北-東南走向構造雖不特別發達，卻廣泛分佈在區域地形、構造及地震記錄中，在區域地質上、地形上、河流及水系的分佈上、甚至微構造的記錄裡，都可找到這類斷層活動的證據，未來值得持續觀察。
5. 不論是2010年發生的甲仙地震及今年度發生之霧台地震，都與西北-東南向的斷層錯動有關聯。

陸、參考文獻

1. 林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正 (2000)：台灣活動斷層概論第二版。五十萬分之一台灣活動斷層分布圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，**13**，79-80。
2. 林朝榮 (1957)：臺灣地形，台灣地形，臺灣省通志稿卷一(土地志，地理篇，第一冊)，臺灣省文獻委員會出版，共424頁。
3. 林偉雄 (1999)：荖濃溪斷層作為臺灣南部新、古第三紀系界限斷層的檢討。經濟部中央地質調查所彙刊，**12**，1-24頁。
4. 何春蓀 (1986) 台灣地質概論—台灣地質圖說明書，第二版，經濟部中央地質調查所，共164頁。
5. Angelier, J., E. Barrier, H.T. Chu (1986) Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: the Foothills of Taiwan. *Tectonophysics*, **125**, p. 161-178.
6. Klinger, Y., Xu, X., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Lasserre, C., and King, G.,

(2005) High-Resolution Satellite Imagery Mapping of the Surface Rupture and Slip Distribution of the $M_w \sim 7.8$, 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun Fault, Northern Tibet, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, no. 5, p. 1970-1987

交通部中央氣象局
委託研究計畫期末成果報告

震源機制與地震破裂面之迅速判定

計畫類別：氣象 海象 地震

計畫編號：MOTC-CWB-101-E-08

執行期間：101年1月1日至101年12月31日

計畫主持人：趙里

執行機構：中華民國地球物理學會

中華民國一百零一年十一月二十二日

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	震源機制與地震破裂面之迅速判定		
計畫編號	MOTC-CWB-101-E-08		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	中央研究院地球科學研究所		
年度	2	執行期間	101年1月1日至101年12月31日
本期經費 (單位：千元)	參拾貳萬貳仟		
執行進度	預定(%)	實際(%)	比較(%)
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率(%)
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	趙里		
報告頁數	13	使用語言	中文
中英文關鍵詞	震源機制，強地面運動，斷層面判定。 Focal mechanism, strong ground motion, fault-plane identification.		
研究目的	本計畫之研究目的是在業已建立的即時自動確定地震震源機制系統的基礎上，進一步解決震源機制中兩個共軛斷層面(conjugate planes)的不可確定性(ambiguity)，對地震的實際斷層破裂面作出判斷。同時利用這些即時震源參數通過對地面運動的更為精確和詳細的評估來為地震減災提供更多的資訊，如製作地震動動畫(shakemovie)，以及計算和繪製PGA和PGV分佈圖，從而將更多更豐富的內容納入地震預警報告之中，使各界在震後能迅速獲得有關地震更詳細的信息，也使對強地面運動的預估達到定量化，並具有更大的可靠性。		
研究成果	本計畫在震源機制即時確定系統之基礎上，以有限震源之概念，通過迅速計算三維結構中有限震源之理論地震圖並與觀測記錄比對的方法增加該系統對地震斷層面判定之能力。目前已經建立起一個可以迅速在三維速度結構中修正點源震源機制，並通過對有限震源的波形模擬搜索與記錄波形最為接近的震源平均破裂模型，達到迅速判斷真實斷層面的目標。		
具體落實應用	在三維速度結構中修正點源震源機制以及判斷真實斷層面的系		

情形	統已經建立。點源震源機制的修正目前的設計要對數万個可能的震源機制做搜索，計算效率仍有待修改提高。判斷真實斷層面的有限震源模擬則可以在 2-3 分鐘內完成。
計畫變更說明	無
落後原因	無
檢討與建議 (變更或落後 之因應對策)	無

震源機制與地震破裂面之迅速判定

趙里¹、謝銘哲²

1. 中央研究院地球科學研究所
2. 國立中央大學地球物理研究所

摘 要

台灣位于環太平洋地震帶上，地震活動頻繁，災害性地震也經常發生。因此，防震減災是必須持續加強的研究課題。快速而豐富的地震資訊，包括地震的位置，規模和震源機制，以及破裂面的判定，可以為地震防救災反應提供重要的指標，也能滿足社會大眾及新聞媒體的期待。本計劃在已經建立的震源機制即時確定系統之基礎上，以有限震源之概念，通過迅速計算三維結構中有限震源之理論地震圖並與觀測記錄比對的方法增加該系統對地震斷層面判定之能力。目前已經建立起一個可以迅速在三維速度結構中修正點源震源機制並通過對有限震源的波形模擬搜索與記錄波形最為接近的震源平均破裂模型，達到迅速判斷真實斷層面的目標。這些更加詳細的震源資訊可以使震后迅速研判地震發展趨勢，震害分佈的評估和救災應急反應提供可靠的科學依據。

Taiwan is situated in the western portion of the circum-Pacific seismic belt with frequently occurring earthquakes, some of them causing significant damage to the society. Therefore earthquake hazard mitigation has always been an important task for the earth science community. After the occurrence of large earthquakes, rapid report of earthquake information, including the earthquake location, magnitude, focal mechanism, and the fault-plane orientation, etc., is crucial to disaster relief and to meet the demands by the society and news organizations for information. In the past three years, with the support of the Central Weather Bureau we have established an automatic system for rapid determination of focal mechanisms. In the current project, we will adopt the finite-source concept. By rapid calculation of synthetic seismograms from finite sources in three-dimensional structure and comparing with recorded waveforms, we can extend the ability of the current earthquake early warning system so that the actual fault plane can be determined. Currently we have established a system to refine the focal mechanism of a point source, and then determine the actual fault plane by modeling the waveforms of finite-source models and compare them with the recorded seismograms. The more accurate and detailed earthquake information will be helpful for quick assessment of hazard distribution, seismic potential, and disaster relief deployment immediately after damaging earthquakes.

壹、前言

本計劃之研究目的是在業已建立的即時自動確定地震震源機制系統的基礎上，進一步解決點源震源機制中兩個共軛斷層面(conjugate planes)的不可確定性(ambiguity)，對地震的實際斷層破裂面作出判斷。同時利用這些即時震源參數通過對地面運動的更為精確和詳細的評估來為地震減災提供更多的資訊，如製作地震動動畫(shakemovie)，以及計算和繪製 PGA 和 PGV 分佈圖，從而將更多更豐富的內容納入地震預警報告之中，使各界在震後能迅速獲得有關地震更詳細的信息，也使對強地面運動的預估達到定量化，並具有更大的可靠性。

從即時自動確定地震震源機制系統開始運行以來，對發生在臺灣本島及其附近海域地區有感地震基本上能夠在三分鐘以內自動計算出震源機制解。本計劃中我們利用已經建立的臺灣地區三維速度結構中的 Green 函數庫迅速計算理論地震圖，通過與地震波形觀測記錄的互相關比對，首先對震源機制做進一步進行修正。然後以震源機制的兩個共軛面為斷層面計算多個有限震源模型之理論地震圖，再次通過與觀測波形的互相關比對，判斷地震的實際破裂面，同時確定地震最可能的平均破裂圖像。其結果可以用來提高地面運動計算的效率和精度，並迅速得到更加真實的模擬 PGA 和 PGV 分佈圖。

貳、修正震源機制與判斷真實破裂面

目前即時自動確定地震震源機制系統採用的是 Zhu & Helmberger (1996)的 CAP 方法，在一維速度模型中通過分別對 P 波和 S 波或面波進行波形擬合來逆推震源機制的方法中。CAP 方法的優點是將 P 波與 S 波或面波分別獨立處理，並且考慮到它們之間頻率上的差異，充分利用 P 波資訊，使結果更加穩定可靠。

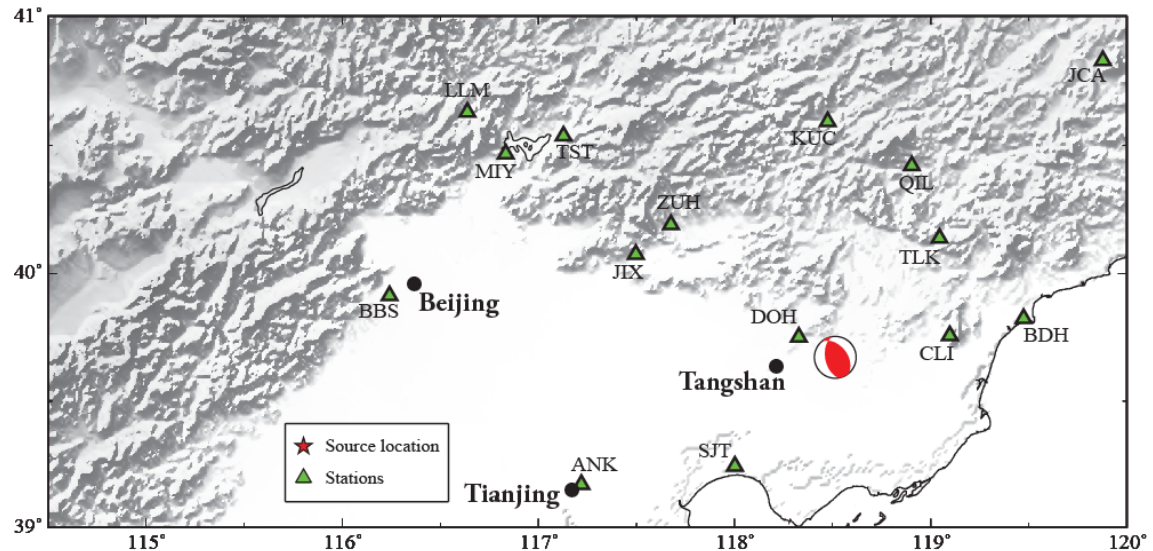
通過過去幾年的努力，我們已經利用有限差分數值方法建立起臺灣地區三維速度模型的應變 Green 函數庫 (Zhao et al. 2006)。在計算這些應變 Green 函數時不僅使用了臺灣最新的三維速度模型(Kuo-Chen et al., 2012)，而且考慮了的地形變化(ETOPO1)，因此使波形模擬誤差盡可能減小。我們以 4 公里為間隔選取了一共 2,282 個陸上採樣格點，計算從每一格點到地表至 80 公里深處整個臺灣本島至東部海岸線以外約 50 公里處任何一點的應變 Green 函數。有了這個應變 Green 函數庫，在此區域內發生的任何地震都可以迅速計算出島上 2,282 個採樣格點處的精確的地面運動。

由於應變 Green 函數庫可以大大提高計算三維模型中的理論地震圖的效率，在本研究中我們利用該數據庫達到兩個目的：(1) 在三維速度結構中修正 CAP 方法得到的點源震源機制解；(2) 快速計算多個有限震源模型的理論地震圖，通過與記錄波形的定量比較來解決共軛斷層面不可確定性的問題，確定真實破裂面。在修正點源震源機制過程中我們仍然採用 CAP 方法的分別比較 P 波與 S 波或面波的辦法來提高對震源深度的分辨能力。在對判斷真實破裂面的有限震源模擬中，則以修正後的震源機制中的兩個共軛面為可能的破裂面，對有限震源模型中對波形影響較大的幾個參數，包括破裂類型，破裂方向和破裂速度分別在

一定範圍內進行格點搜索，尋找提供波形殘差最小的有限震源模型，其所對應的破裂面則為兩個共軛面中最有可能的真實破裂面。

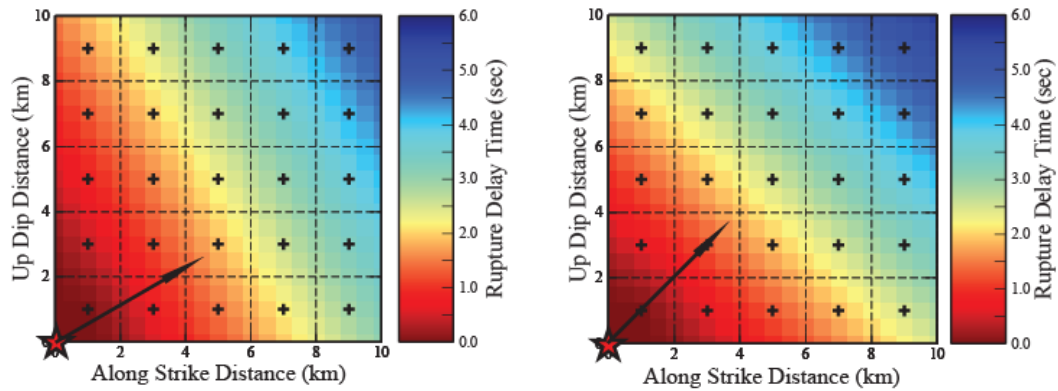
三、模擬實驗

我們首先用模擬的方法對上述操作過程進行驗證，為此我們以中國大陸北京首都圈地區為研究地點。2012年5月28日在北京東部的唐山附近發生的規模4.8的地震，北京市區有明顯震感。我們在地震發生以後搜集了一些區域地震測站的波形記錄，對該地震震源進行了一些研究。雖然該地震規模不大，有限震源的特徵並不顯著，但是地震以及測站的相對位置可以用來驗證我們所發展的修正震源機制以及判斷真實破裂面的方法。模擬實驗中所使用的地震與測站的分佈如圖一所示。我們用北京地區三維速度結構和地形模型計算了圖中顯示的測站的，並以圖中沙灘球所示的震源機制來進行模擬。實驗中對震源機制不做修正，而只檢驗對於真實破裂面的判斷結果。



圖一、模擬實驗使用的中國大陸北京首都圈地區地震測站位置（綠色三角形）。沙灘球則顯示所使用的唐山附近地震的位置和震源機制，模擬實驗不對震源機制做修正，但其兩個共軛面用來作為可能的破裂面進行有限震源模擬，並從中選出最可能的破裂面。

在判斷真實破裂面的模擬實驗中，我們以圖一中向東北傾斜的共軛面為輸入破裂面。破裂模型如圖二所示，破裂範圍長寬各為10公里，破裂從左下角開始，以S波速度的0.75倍的速度向右上方傳播，其傳播方向與水平方向的夾角為 30° 。以該破裂模型為有限震源，我們利用已建立的應變Green函數庫計算各個測站處的三分量理論地震圖。然後我們用輸入破裂模型所得到的理論地震圖作為假想的波形記錄，分別以點源震源機制中的兩個共軛面為可能的破裂面設計一組有限震源模型，計算它們的理論地震圖，並與假想的波形記錄做定量比較，計算它們的殘差降。通過對設計的所有有限震源模型的搜索，最終選出殘差降最大的一個，其破裂面所對應的斷層面即為最可能的真實破裂面。



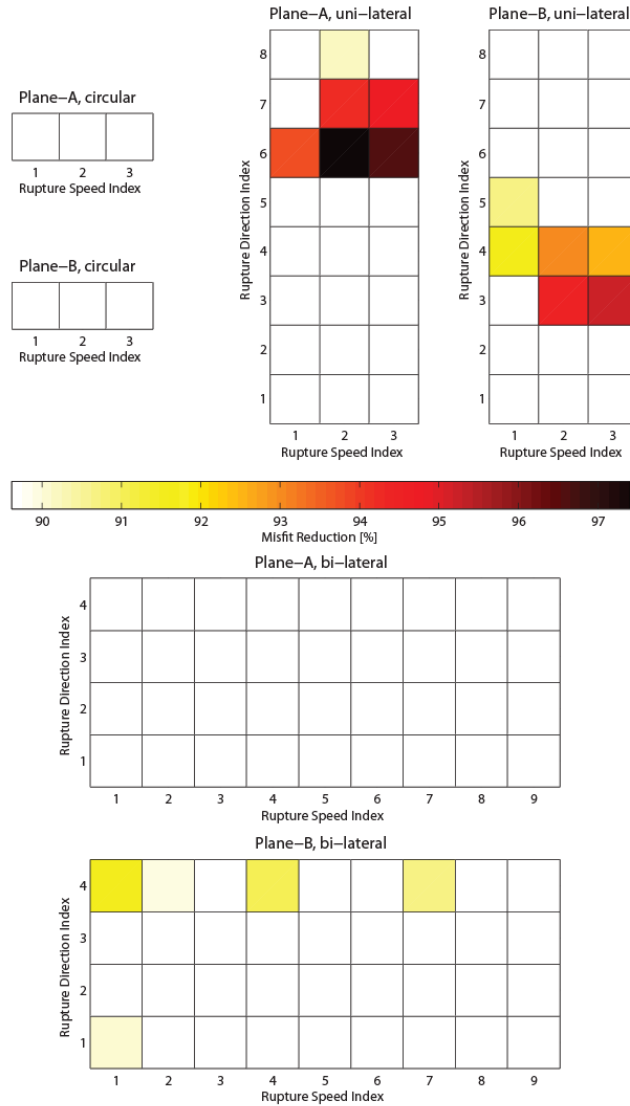
圖二、模擬實驗的輸入（左）與輸出（右）破裂面示意圖。圖中五角星顯示破裂起始點，箭頭方向表示破裂傳播方向，其長度表示破裂速度。破裂面上任一點的顏色代表該處破裂發生的時間，即從起始點傳播至該處的時間。

在用來做搜索的有限震源模擬中，為了考慮盡可能廣泛的破裂模型參數以確保結果的可靠性，又要保證搜索過程的效率，我們所設計的破裂模型中包含的可能性有：(1) 點源震源機制中的兩個共軛面；(2) 3 種可能的破裂類型，包括圓形，單向以及雙向破裂；(3) 破裂傳播方向；(4) 破裂傳播速度。通過分別選定這 4 項模型參數，我們可以設定 126 個有限震源破裂模型。圖三的說明中詳細解釋了這 126 個模型的具體參數選取。在搜索中通過計算這 126 個模型的理論地震圖以及它們與記錄波形對比的殘差降，來找到最佳的破裂模型。圖三顯示了所有 126 個模型的理論地震圖與假想波形記錄對比的殘差降，從中可以清楚地選出最佳破裂模型，該模型所預測的理論地震圖與輸入模型的波形比較如圖四所示。由於是模擬實驗，兩組結果波形幾乎完全相同，殘差降達到 97.51%。最佳破裂模型示意圖見圖二。這一結果與輸入模型基本相同，表明搜索過程達到設計的目標。

肆、甲仙地震真實破裂面的判定

在模擬實驗驗證了點源震源機制修正以及判斷真實斷層面的系統的效能後，我們將其用於 2010 年 3 月 4 日甲仙地震。圖五顯示甲仙地震的位置，震源機制以及我們所使用的氣象局強震測站分佈。在修正點源震源機制中，因為只有斷層走向，傾角，滑動角和震源深度 4 個未知參數，所以我們只用較近的 4 個測站的三分量記錄。但是由於角度的變化範圍大（走向 0° - 360° ，傾角 0° - 90° ，滑動角 -90° - 90° ），需要搜索的格點數目龐大，計算時間也較長。在今後的研究中將對搜索方法進行改進，以提高效率。圖六顯示了修正的震源機制，4 個所使用的測站綜合殘差降為 85.43%，圖中同時顯示了另外幾個測站的理論與記錄波形比較。

甲仙地震真實斷層面判斷的有限震源模擬結果以及記錄與理論波形的比較如圖七和圖八所示。結果顯示該地震可能是在向東北傾斜的斷層面上向右上方的單向破裂，與甲仙地震余震的分佈結果比較一致。需要強調的是本研究的目的是在地震以後迅速判斷真實斷層面，因此我們的有限破裂模型僅僅是實際震源整體上的平均表現，而不是波形逆推所得到的實際滑移量在時空上的分佈。在測震站分佈比較理想的情況下，本結果應當是波形逆推所得滑移量在時空上的平均。

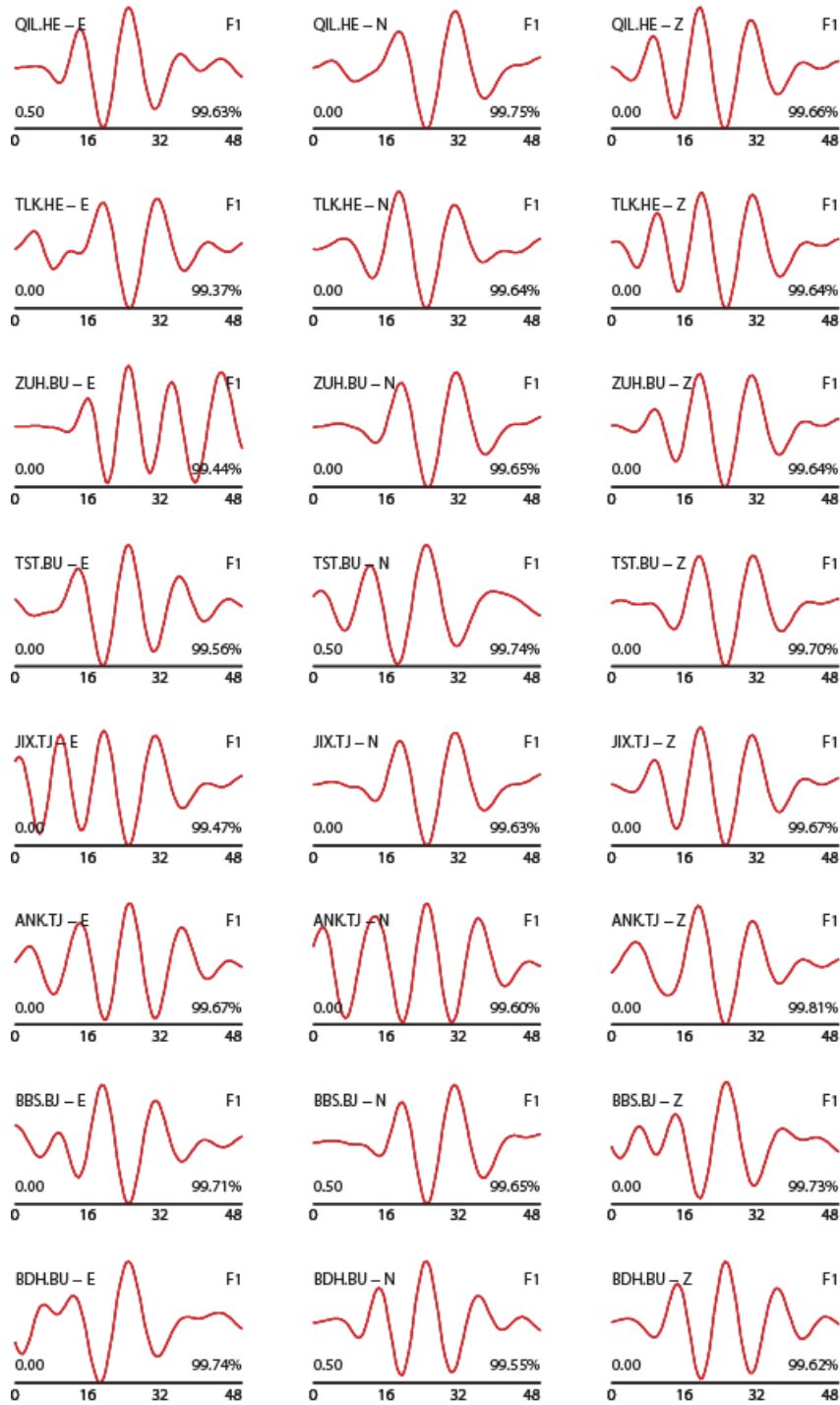


圖三、利用有限震源模擬中 126 個破裂模型的殘差降 (Misfit Reduction)。每一個格子顯示一個破裂模型，顏色代表殘差降的大小。破裂模型分為三類：圓形 (circular)，單向 (uni-lateral) 和雙向 (bi-lateral) 破裂，每種破裂有兩個可能的破裂面 (A 和 B，其中 A 為兩個共軛面中走向角度較小的一個)。圓形破裂僅有一個破裂方向，單向破裂取 8 個可能的方向，其序號 (index) 為 1-向下；2-以 45° 角自右上方向左下方；3-向左；4-以 45° 角自右下方向左上方；5-向上；6-以 45° 角自左下方向右上方；7-向右；8-以 45° 角自左上方向右下方。雙向破裂取 4 個可能的破裂方向，其序號為 1-上下；2-45° 角右上和左下；3-左右；4-45° 角左上和右下。破裂傳播速度取 3 種可能的數值，其序號為 1-S 波速度的 0.55 倍；2-S 波速度的 0.75 倍；3-S 波速度的 0.95 倍。對於雙向破裂，兩個方向分別取 3 種可能的破裂速度，其序號排列順序以上側為先，下側隨後，左右破裂則以右側為先，左側隨後。由此，這 126 個有限震源破裂模型可以用一個 4 位字符串表示，依次為破裂面，破裂類型，破裂方向和破裂速度的序號。如 AB33，表示在走向較小的共軛面上的左右雙向破裂，向右破裂速度為 S 波速度的 0.55 倍，向左破裂的速度為 S 波速度的 0.95 倍。圖中所示最佳破裂模型為 AU62，即在向東北傾斜的斷層面 (見圖一) 上以 45° 角自左下方向右上方速度為 S 波速度的 0.75 倍的單向破裂。

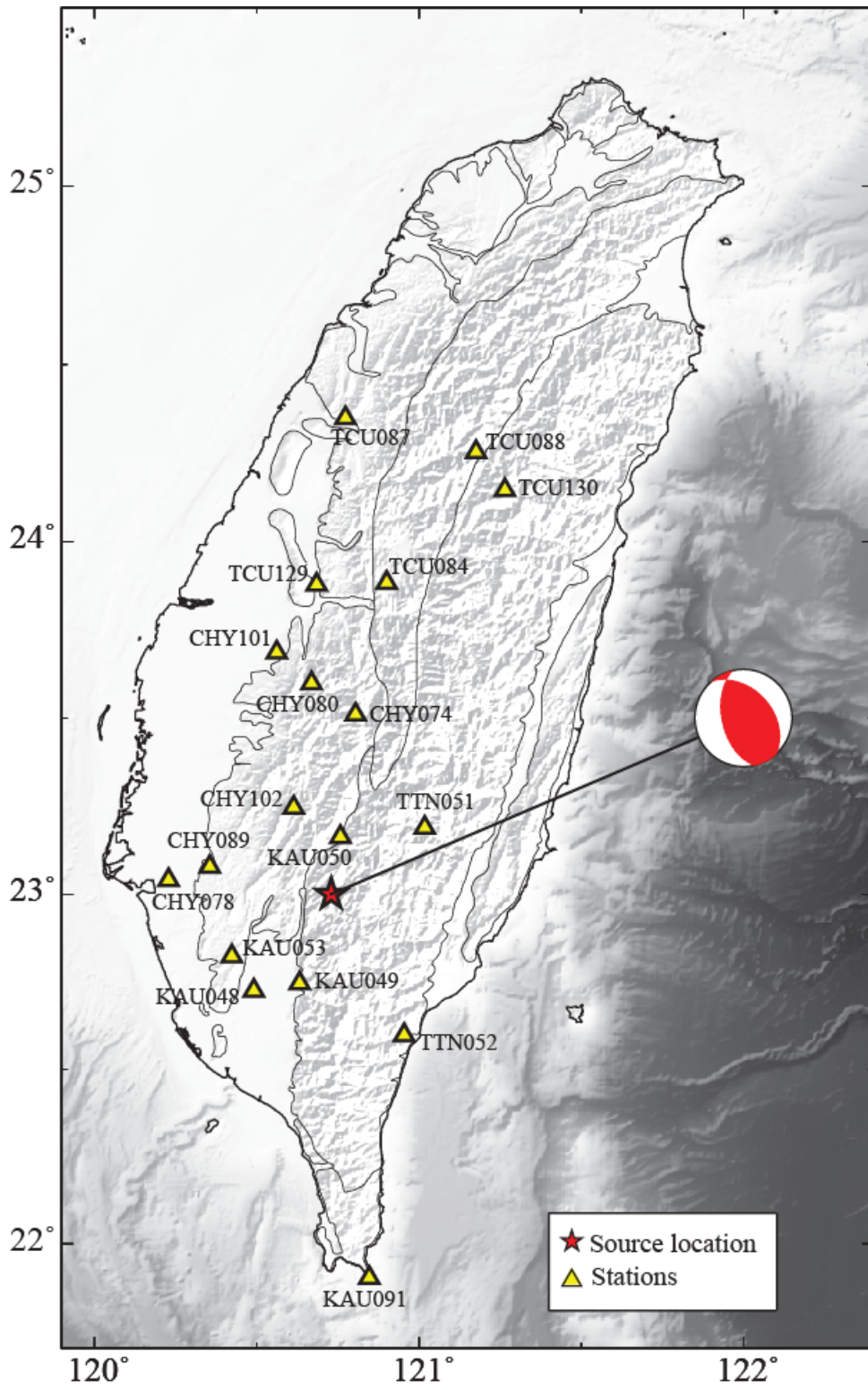
iset: 2 , ID: AU620

Used traces: 144 , twin_tol: 8.0000 [sec], MR: 97.51%

S/D/R in degree: 170.00 50.00 110.00

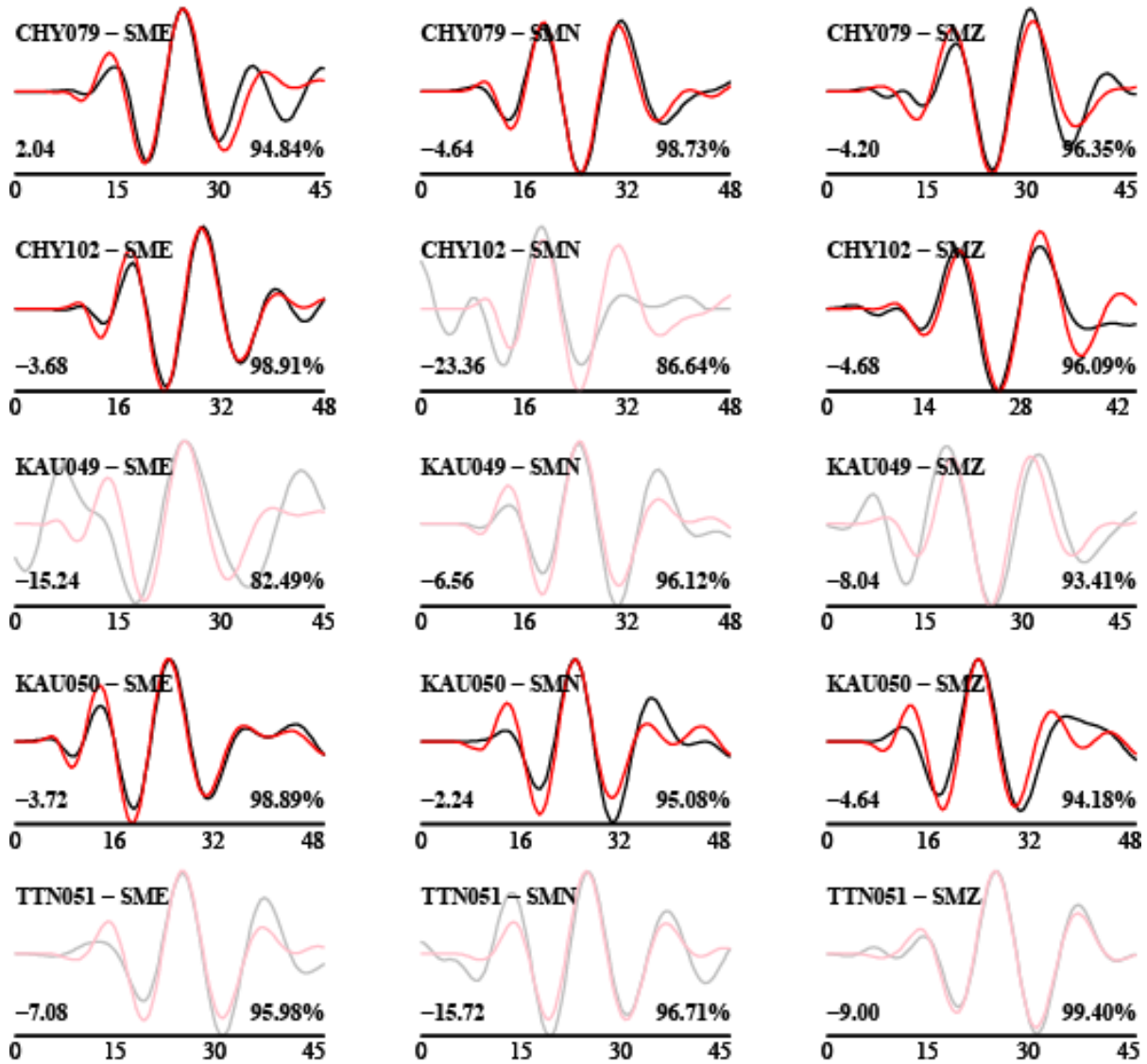


圖四、模擬實驗中輸入與輸出破裂模型（見圖二）在部分測站之波形比較。圖中每一道波形均包含黑色與紅色兩條波形，黑色為輸入破裂模型所計算的波形，用來作為假想波形記錄數據。紅色為輸出破裂模型所預測之波形。綜合殘差降為97.51%。

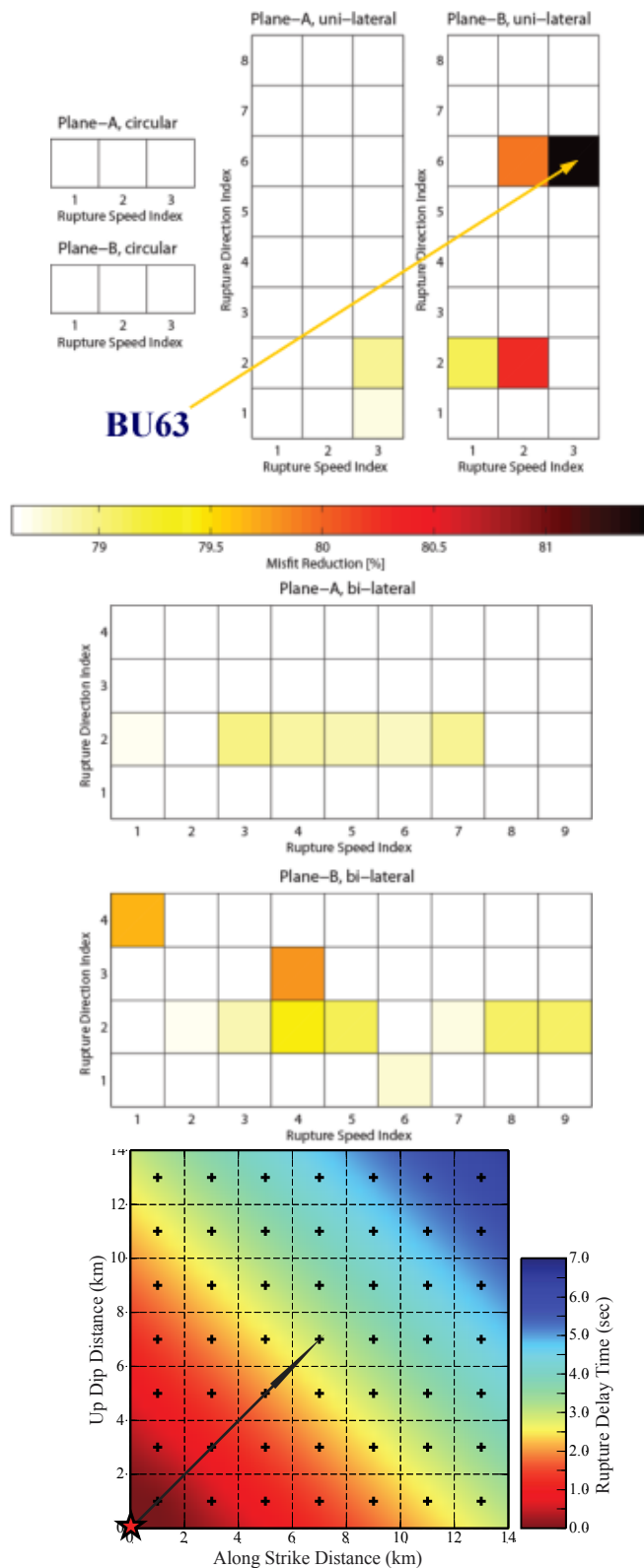


圖五、2010年3月4日甲仙地震震央位置與本研究所使用測站分佈，沙灘球表示本研究中修正後的甲仙地震震源機制。

Used traces: 19, MR: 85.43%
 S/D/R in degrees: 160/80/100

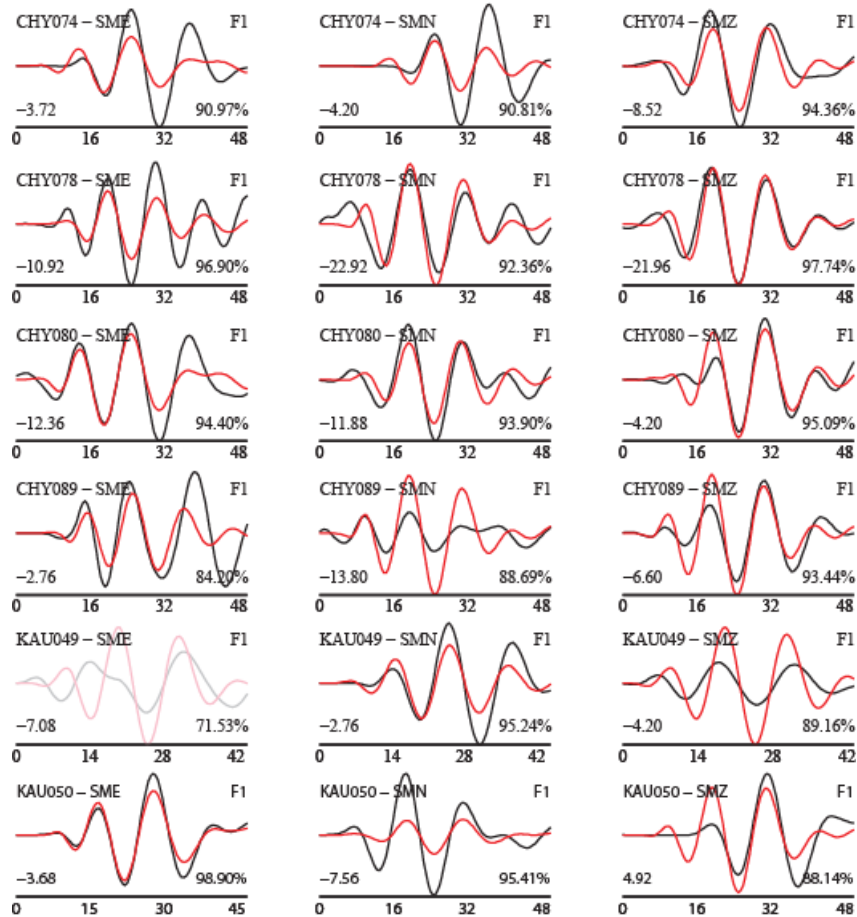


圖六、2010年3月4日甲仙地震在部分測站記錄波形(黑色曲線)與點源震源機制修正後理論波形(紅色曲線)的比較。綜合殘差降為85.43%。



圖七、利用有限震源模擬中 126 個破裂模型的殘差降 (Misft Reduction)。每一個格子顯示一個破裂模型，顏色代表殘差降的大小。圖中所示最佳破裂模型為 BU63，即在甲仙地震的兩個共軛面中（見圖五）向東北傾斜的面上以 45° 角向右上以 S 波速度的 0.95 倍速度的單向破裂。下圖為最佳破裂模型示意圖，圖中五角星顯示破裂起始點，箭頭方向表示破裂傳播方向，其長度表示破裂速度。破裂面上任一點的顏色代表該處破裂發生的時間，即從起始點傳播至該處的時間。

Used traces: 107 , MR: 81.47%
S/D/R in degrees: 318/41/67



圖八、2010年3月4日甲仙地震在部分測站記錄波形（黑色曲線）與圖七中搜索得到的最佳破裂面理論波形（紅色曲線）的比較。綜合殘差降為81.47%。

參考文獻

- Kuo-Chen, H., Wu, F. & Roecker, S., 2012. Three-Dimensional P Velocity Structures of the Lithosphere Beneath Taiwan from the Analysis of TAIGER and Related Seismic Datasets, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JB009108.
- Lee, S.-J. & Lui, S., 2010. Source rupture process of the 20100304 Kaohsiung earthquake: Preliminary result, http://tec.earth.sinica.edu.tw/research/conference/JiaShianEQ/05_Lee_20100311_TEC_SourceRuptureProcess.pdf.
- Zhao, L., Chen, P. and Jordan, T. H. Strain Green tensor, reciprocity, and their applications to seismic source and structure studies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 1753-1763, doi:10.1785/0120050253, 2006.
- Zhu, L. and Helmberger, D. V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1634-1641, 1996.