

經濟部中央地質調查所報告

計畫編號:102-5226904000-04-01

台灣北部火山活動觀測研究一
台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究(2/4)



執行機關：經濟部中央地質調查所

執行機關：中央研究院地球科學研究所

中華民國一〇二年十二月

台灣北部火山活動觀測研究一
台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究(2/4)

中華民國一〇二年度期末報告

計畫主持人：林正洪

協同主持人：陳洲生

協同主持人：黃柏壽

研究人員：劉忠智

研究人員：黃文紀

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行機關：中央研究院地球科學研究所

中華民國一〇二年十二月

目錄

	頁碼
中英文摘要	III
圖目錄	VI
表目錄	I
壹、前言	1
貳、研究方法與步驟	5
一、計畫執行方法	5
二、進行步驟	11
三、作業方式與電腦工作	14
四、地震定位的方法	16
五、三維速度構造的逆推方法	21
參、觀測與分析結果	28
一、大台北地區	28
1. 井下寬頻地震站	28
2. 微震觀測站	30
3. 觀測網的地震觀測	34
二、大屯山地區	45
三、宜蘭地區	60

四、大屯山地區三維速度構造逆推的初步結果	74
五、密集地震儀陣列觀測	82
1. 大屯山地區密集地震儀陣列	82
2. 宜蘭地區密集地震儀陣列	89
六、大地電磁監測	93
1. 最近三年期間之 MT 監測	93
2. 宜蘭南方地區之二維電性構造剖面	104
肆、討論	119
伍、結論	123
陸、參考文獻	125
附件一： 測區 12 個 MT 資料及其一維反演	129
附件二： 期中綜合審查意見與回覆	141
附件三： 期末綜合審查意見與回覆	143

中文摘要

位於宜蘭縣之龜山島及台北盆地北側之大屯火山群為北台灣主要之火山地區。龜山島生成年代推測約在七千年前，因此一直為台灣學術界認定為一個活火山。相對地，大屯火山群根據多年來的調查監測結果，雖然沒有立即噴發的危險，但是大屯火山群的種種地質跡象仍讓科學家擔憂，因為大屯火山群很年輕，證據顯示最近一次噴發年代落於國際活火山定義的一萬年內，且地殼深部仍可能有高溫的岩漿存在之可能。因此，為進一步探測北台灣主要之火山地區火山活動相關之岩漿熱液活動，本計畫規劃以四年之時間，利用多種密集陣列觀測，研究北台灣火山地區之火山地下構造。主要工作項目包括（1）密集地震儀陣列、（2）大地電磁陣列、（3）大屯火山及台北井下地震網觀測與（4）宜蘭龜山島地震網觀測等四部分。今年度主要工作已依規劃之進度，除了維護現有地震網，並完成兩個火山地區之微震觀測分析外，已於大屯山地區完成三個密集地震儀陣列之設置，並收集大量資料進行分析與初步之討論。同時在台灣北部火山完成部分大地電磁觀測與解釋。今年度主要成果簡述如下。本計畫於大台北地區所設置的地震觀測網，已具有相當完整監測該地區地震活動的能力。結合大台北地區北緣的大屯火山與東側的宜蘭龜山島地區的微震觀測，將可更了解區域內震源之時空分佈及斷層的活動性。本計畫於大屯火山地區所設置的密集地震站，可以充分的蒐集到許多大屯火山地區的微地震活動。雖然大屯山的微震活動非常明顯，但是這個現象與真正火山噴發所造成的地震個數相差非常的遠，所以必須長期進行火山相關的的監測。根據三維初步速度構造的結果，可以發現在大屯山淺部地區，看到一些速度構造相對較低的異常區，初步推斷可能與近地表的熱水作用有關，但仍仔細分析。從頻率-波數法初步分析大屯山地區的三個密集地震儀陣列資料結果發現，可

以判定一些地震或火山型震動訊號可能來源方向及區域。宜蘭龜山島地區的微震活動十分頻繁，目前在本研究地區共發現到了將近兩萬個地震的事件。大油坑地區大地電磁監測站，發現地下存在導電體，呈東北-西南走向。大油坑之地下深部電阻率變化，可能與入侵岩漿之氣體有關。

關鍵詞：大屯火山、龜山島、地震網、地震陣列、大地電磁陣列、火山活動

ABSTRACT

Tatun volcano group and Kueishantao are two of active volcanoes in the northern Taiwan area. Kueishantao was resulted from volcanic activity before 7,000 years ago and thus it has been considered as an active volcano. Although the Tatun volcano group hasn't been found any eruption in the human history, recent studies suggest that the last eruption might be taken place about 6,000 years ago. Therefore, the project is planning to study both volcanic areas of Tatun volcano group and Kueishantao in the northern Taiwan area by deploying several geophysical arrays in the following 4 years. The major works in the study areas will include (1) dense seismic arrays, (2) MT arrays, (3) seismic networks in the Taipei area and (4) seismic networks in the Ilan area. In this year, we have finished the seismic observations in two volcanic areas, deployed three dense seismic arrays at the Tatun volcanic area and some preliminary MT measurements in Ilan area. Some of preliminary results are briefly summarized below. We have deployed a seismic array for fully monitoring earthquakes in the northern Taiwan area. The dense seismic stations in Tatun volcano and Kueishantao have detected a lot of micro-earthquakes and some swarms, but the phenomena are obviously different from most volcanic eruptions in the world. Some shallow low-velocity zones beneath Tatun volcanic areas imply significant hydrothermal activity near the surface. The detailed analyses of seismic data recorded at the dense seismic arrays show some volcanic tremors beneath Tatun volcanic areas. The preliminary results from MT indicate some low resistant bodies beneath the Tayouken area, implying some intruded volcanic gases in the Tatun volcanic area.

Keywords : Tatun volcano, Kueishantao, seismic array, MT array, volcanic activity

圖目錄

	頁碼
圖 1 大屯火山群數值地型模型	1
圖 2 大屯山地區過去幾年微震分佈之三維空間投射	2
圖 3 宜蘭龜山島地區過去幾年微震分佈之三維空間投射	3
圖 4 大屯山地區地震站及規劃設置的三個密集地震站震列之位置圖	6
圖 5 宜蘭地區地震站及規劃設置的密集地震站震列之位置圖	7
圖 6 北台灣地區規劃設置的密集線形地震陣列之位置圖	8
圖 7 北台灣地區規劃設置的兩個密集棋盤式地震站陣列範圍	8
圖 8 大地電磁主要之代表性陣列觀測站佈置圖	9
圖 9 台北盆地、大屯火山區及宜蘭地區測站分佈圖	10
圖 10 4.5 赫茲垂直向感應器 (GS-11D)	11
圖 11 RT-125A (Texan) 記錄器	12
圖 12 英國 Guralp 公司所製 CMG-6TD 中長週期速度型地震儀	13
圖 13 德國 Mark Products 公司所製 LE-3Dlite 短週期速度型感應器	13
圖 14 大台北地區寬頻地震觀測網的測站位置分佈	29
圖 15 本計畫更新之井下與地表展示系統首頁之頁面	31
圖 16 本計畫重新整合之井下與地表寬頻站波形展示系統，使用者可依測 站與日期點選查閱	33
圖 17 本計畫重新整合之井下與地表寬頻站紀錄頻譜展示系統，使用者 可依測站與日期點選查閱	34
圖 18 大安(DANB)井下地震站在 2005 年 10 月至 2012 年 11 月所收錄臺 灣地區地震之震央分佈	35

圖 19	2004 年以來發生於大台北地區的地震分布，其中 1909 年 4 月 15 日是該區歷史記載所發生過的最大地震(M7.0)	36
圖 20	2013 年 1 月至 10 月發生於臺灣地區之顯著地震(紅色實心圓)與對應之斷層面解	36
圖 21	2013 年 6 月 2 日南投仁愛鄉地震($M_L=6.5$)在 6 個井下站所記錄到的(a)垂直向與(b)南北向速度波形	40
圖 22	2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震在 101B 井下站的三分量的速度波形	41
圖 23	2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震在 DANB、GDUB、SNJB 所紀錄三分量速度紀錄	41
圖 24	井下寬頻地震站在 2013 年 1 月至 2013 年 10 月收錄之遠場地震之震央分佈	42
圖 25	2013 年 4 月 20 日中國大陸四川雅安地震(規模 6.6)與 2008 年 5 月 12 日四川汶川地震(規模 7.8)的震央位置	42
圖 26	2013 年 4 月 20 日四川雅安地震在(a) PADB 與 WKVB 井下站和(b)TB36 與 37 地表站所記錄到三分量速度波形	43
圖 27	2013 年 10 月 25 日日本本州近海地震(規模 7.1)與 2011 年 3 月 11 日東北大地震(規模 9.0)的震央位置	44
圖 28	2013 年 10 月 25 日日本本州近海地震在 DANB 井下站和 TB36 地表站所記錄到三分量速度波形	44
圖 29	井下地震儀之外觀	46
圖 30	三個深井地震站分佈	47
圖 31	深井地震站現場施工情況	47
圖 32	八個淺井地震站分佈	48
圖 33	淺井地震站現場施工情況	48

圖 34	大屯山地區過去數年中之微震活動分布	50
圖 35	大屯山各地區各月份累積之微震活動個數	51
圖 36	大屯山地區之微震深度分布統計圖	52
圖 37	大屯山地區之微震規模分布統計圖	52
圖 38	大屯山地區的地震日個數統計圖	53
圖 39	大屯山地區 2008 年地震分布圖	54
圖 40	大屯山地區 2009 年地震分布圖	55
圖 41	大屯山地區 2010 年地震分布圖	56
圖 42	大屯山地區 2011 年地震分布圖	57
圖 43	大屯山地區 2012 年地震分布圖	58
圖 44	大屯山地區 2013 年上半年地震分布圖	59
圖 45	宜蘭地區地震分佈圖	61
圖 46	宜蘭地區地震深度的統計圖	62
圖 47	宜蘭地區地震規模的統計圖	63
圖 48	宜蘭地區每月地震個數的統計圖	64
圖 49	宜蘭地區每日地震個數的統計圖	66
圖 50	宜蘭地區 2007 年地震分佈圖	67
圖 51	宜蘭地區 2008 年地震分佈圖	68
圖 52	宜蘭地區 2009 年地震分佈圖	69
圖 53	宜蘭地區 2010 年地震分佈圖	70
圖 54	宜蘭地區 2011 年地震分佈圖	71
圖 55	宜蘭地區 2012 年地震分佈圖	72
圖 56	宜蘭地區 2013 年上半年地震分佈圖	73

圖 57 研究區域之速度模型逆推的格點設置圖	77
圖 58 V_p 和 V_s 棋盤式測式的結果 (深度 0~2km)	78
圖 59 西元 2011 年 11 月的數個群震活動	79
圖 60 大油坑地區的速度構造剖面	80
圖 61 七星山地區的速度構造剖面	81
圖 62 竹子湖密集地震儀陣列的直角座標系統	83
圖 63 八煙密集地震儀陣列的直角座標系統	83
圖 64 擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統	84
圖 65 Ghosh <i>et al.</i> (2009) 利用頻率-波數法分析結果	84
圖 66 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。 以西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 (UTC 時間) 為例	86
圖 67 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。 以西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 12 分 (UTC 時間) 為例	87
圖 68 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。 發現在西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 12-17 分 (UTC 時間) 的地震 或火山型震動訊號可能來自大尖後山、磺嘴山	88
圖 69 宜蘭地區設置的三個密集地震儀陣列相關位置圖	89
圖 70 佛光大學密集地震儀陣列位置圖	90
圖 71 桃源谷密集地震儀陣列位置圖	91
圖 72 龜山島密集地震儀陣列位置圖	92
圖 73 大地電磁法原理圖	98
圖 74 大地電磁儀系統	98
圖 75 本研究之大地電磁監測站位置：大屯火山群大油坑與宜蘭清水地熱	

區參考站	99
圖 76 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之 視電阻率與相角記錄圖	100
圖 77 大屯山大油坑站大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線、相位角 曲線及極化圖	101
圖 78 大屯山大油坑站大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線和相位角 曲線(圖左)及其一維反演(紅線:平滑反演;綠線:層狀反演)(圖右)	101
圖 79 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之 視電阻率及相角圖	102
圖 80 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之 電阻率時空變化	103
圖 81 大屯山大油坑大地電磁監測站周邊~50km 之雨量與震度比對圖	104
圖 82 宜蘭平原南側大地電磁 12 個測站衛星影像位置圖	113
圖 83 研究區域地質圖。(a)紅框位置為研究區域;(b)▼是 MT 測站, 座標為 TWD97 二度分帶座標系統	114
圖 84 (a)大地電磁法原理圖及(b)大地電磁儀系統	115
圖 85 不同參考站之比較圖(MT-05 測站為例)。(a)澎湖遠端參考站;(b)清 水參考點	115
圖 86 (a)宜蘭平原南側電性構造走向分析圖以及(b)羅東河流域裂隙之 玫瑰圖	116
圖 87 宜蘭平原南側全週期之區域電性構造走向圖	116
圖 88 宜蘭平原南側東西向剖面觀測值與逆推模型之比較	117
圖 89 (a)宜蘭平原南側,東西向二維電性構造剖面圖以及 (b)電阻率異	

常分佈	118
圖 90 桃源谷 TYC3 測點儀器因蘇力颱風翻覆	120
圖 91 桃源谷 TYD2 測點儀器因蘇力颱風翻覆進水	121

表目錄

	頁碼
表格 一 西元 2012 年大台北地區井下與地表寬頻地震測站的參數	30
表格 二 大屯山地區微震定位時的一維速度構造	76
表格 三 佛光大學 (FK) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	90
表格 四 桃源谷 (TY) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	91
表格 五 龜山島 (KS) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	92
表格 六 MT 兩固定監測站相對位置與高程表	95
表格 七 各測站 TWD97 二度分帶座標與海拔表	110
表格 八 各測站之施測資料表	111
表格 一 二維逆推參數表	112

壹、前言

相對於太平洋地區之明顯火環帶而言，台灣地區並無明顯活動的火山。但眾所周知，台灣北部仍然存有兩個火山活動記錄之地區(Chen, 1990; Tsao, 1994)，就是大屯火山群與龜山島。此外，過去的歷史文獻紀錄從十八世紀以來，台灣東部鄰近海域曾經疑似有四次的海底火山活動的報導。因此北台灣地區火山活動與分佈，非常值得仔細監測與研究。

首先是大屯火山群(圖 1)，它位於台北盆地北方，雖然人類歷史上並無任何火山噴發之記錄，但地表地熱活動極為明顯。大屯火山群不僅緊鄰大台北地區，同時其北側之金山萬里地區有兩座核能發電廠，所以大屯火山群是否再度活動(包括火山或地震)，不僅是一個科學上的問題，更關係著大台北都會區內數百萬居民之生命及財產之安全。故政府該有責任與義務積極整合所屬的相關部門及廣納學術研究單位之意見，朝基礎研究與防震減災的兩個目標，妥善規劃該地區的中、長期之監測計畫。

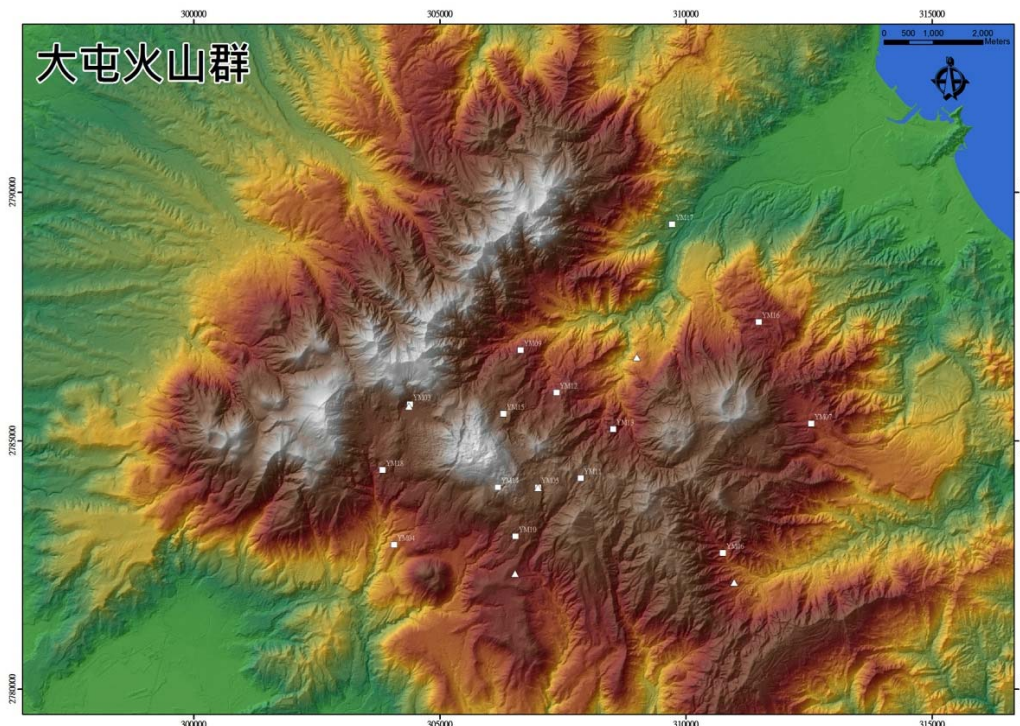


圖 1 大屯火山群數值地型模型(中央地質調查所提供)。

大屯火山的噴發形態依據，顏等人 (Yen *et al.*, 1984) 提出與金山斷層有關。宋等人 (Song *et al.*, 1992) 綜合相關資料進一步推論大屯火山群噴發機制為地殼陷沒後，使岩漿湧出地表，最晚期的大量噴發時間約在 0.3 Ma (Wang and Chen, 1990)。然而台北盆地沉積物內仍夾有火山噴發物的觀察，使得相關研究學者研判大屯火山的噴發時間可能持續到最近一萬年左右。此外，最近一些地球化學 (Yang *et al.*, 1999) 及地震觀測等結果 (Lin *et al.*, 2005a, 2005b 及 Konstantinos *et al.*, 2007) (圖 2)，一致高度懷疑大屯山之火山活動可能還未完全停止。雖然政府已整合政府所屬的相關單位及學術研究團體之力量，建置大屯火山觀測站，進行火山監測之任務。但是還是應該對大屯火山地區作更進一步之研究，以期達到真正防災及研究之兩種目的。

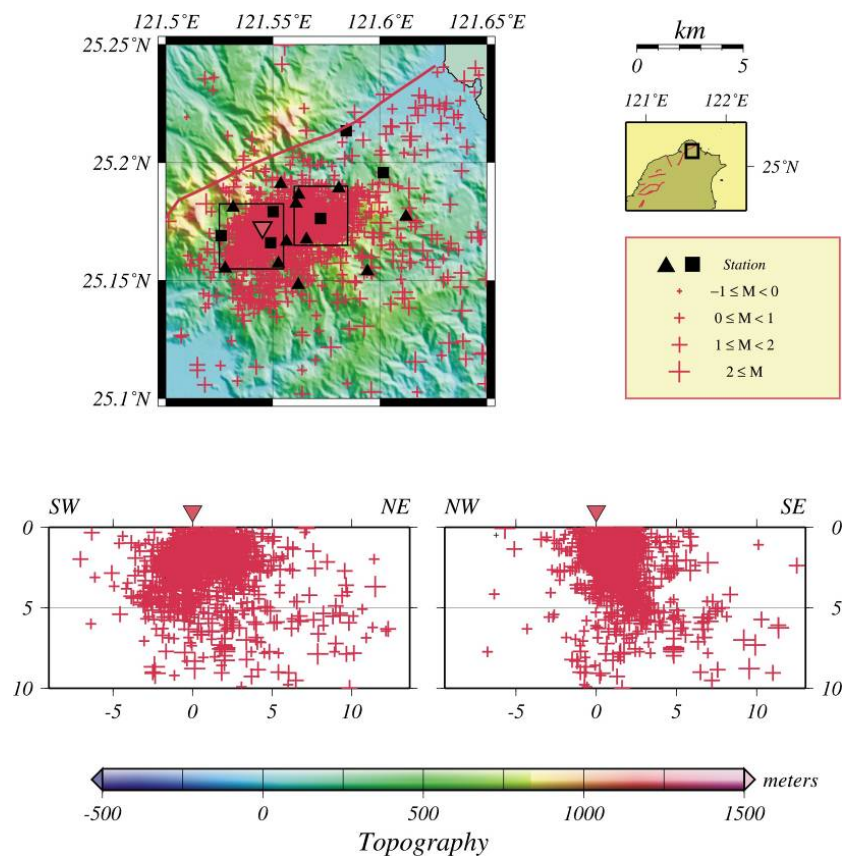


圖 2 大屯山地區過去十年微震分佈之三維空間投射。

台灣北部另一處活活躍的火山地區是宜蘭縣龜山島 (圖 3)。龜山島上的火成岩年齡只有 7000 年 (誤差 ± 800 年)，以火山地質上的定義來說，龜山島是一個活

火山。根據海洋地球物理與最近之地震觀測 (Lin *et al.*, 2007) 等研究清楚地指出，該島及其附近有許多火山活動。龜山島雖然位於宜蘭外海，離台北都會區較遠，其火山活動亦將可能造成北台灣地區之災害。例如雖然龜山島離台灣本島依舊有大约二十公里之距離，但如果龜山島或附近之海底火山有任何活動（包括火山及地震），均有可能對蘭陽平原居民之生命與財產造成威脅。其中特別是因地震或火山所造成之海嘯，對北台灣沿岸之村落可能衝擊。如此，政府及相關學術研究單位，應對此地區進行更詳盡的研究及監測。因此，有必要對其進行監測研究，以期對台灣地區可能的火山活動獲得全盤的了解。由於龜山島位於海域，監測不易，因此本研究對龜山島的地震監測，僅設立一個長期監測站實施長期監測。

2007/09-2011/07

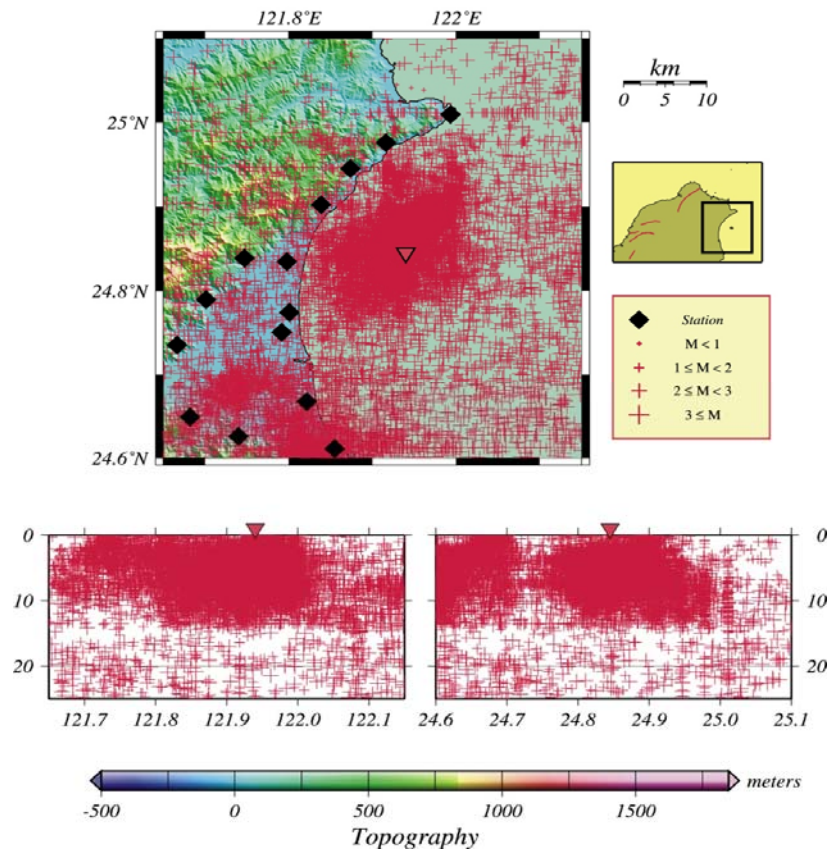


圖 3 宜蘭龜山島地區過去幾年微震(十字)分佈之三維空間投射。

中央地質調查所自 93 年起推動大台北地區特殊地質災害調查與監測計畫，到民國 100 年為止，總共進行 2 期 8 年之各項領域研究計畫，內容包括調查及監測

台灣北部火山活動區域之地質、地震、地球化學等特性。並以長期監測資料建立火山異常活動指標、地震分佈及震波效應，評估火山及鄰近區域斷層之活動性，及應用高精度及高解析度光達數值地形資料於研判災害特徵，符合經濟部以強化環境保育和土地使用管理，落實永續能源發展與環境保護之施政藍圖，與在基礎地質調查資料庫建置、火山地質調查研究及特殊地質資源調查及保育之施政職掌。

本計畫整合過去兩期（共 8 年）之研究計畫及民國 101 年，已經設立地表與井下地震儀，並適度增加或調整觀測站之個數，以求達到全面性同時監測兩個火山地區及大台北附近地區之微震及火山活動地動訊號，進而完成多重學術與防災之目的。本計畫全程目標將以四年為期（民國 101 年至 104 年），利用設立地震陣列及大地電磁陣列，進行火山地區之地下構造與可能活動特性。同時持續維護現有之地震網，針對大屯火山群和龜山島之地震活動進行調查與監測，以評估火山之活動性。期望能為大台北地區潛在火山相關災害的了解與減災之重要目標提供具體貢獻。具體工作時程已經於民國一百零一年起執行，預定於民國一百零四年底完成全程計畫。

貳、研究方法與步驟

一、計畫執行方法

本計畫主要工作包括(1)台北盆地井下地震觀測網與大屯火山地震觀測網、(2)宜蘭龜山島地震觀測網、(3)密集地震儀陣列、(4)大地電磁陣列部分，以下分項說明之。

(1) 台北盆地井下地震觀測網與大屯火山地震觀測網：

本計畫繼續維護台北盆地井下寬頻地震站與大屯火山外圍地區現有之地震站(圖)之運轉，進而偵測火山地震之時空分佈。此地震網對小區域之火山地震活動有更高之應用性。此外，考慮台北盆地內人為活動頻繁，地表雜訊大，本計畫將持續維護井下地震站運轉，並聯合地表地震網共同觀測地震活動。至於小區域地質構造之微震活動監測，則可以利用密集地震站為主要觀測工具，針對台北盆地可能存在的斷層或大屯火山活動所產生之地震，藉由地表的密集地震站進行有系統的調查與監測。

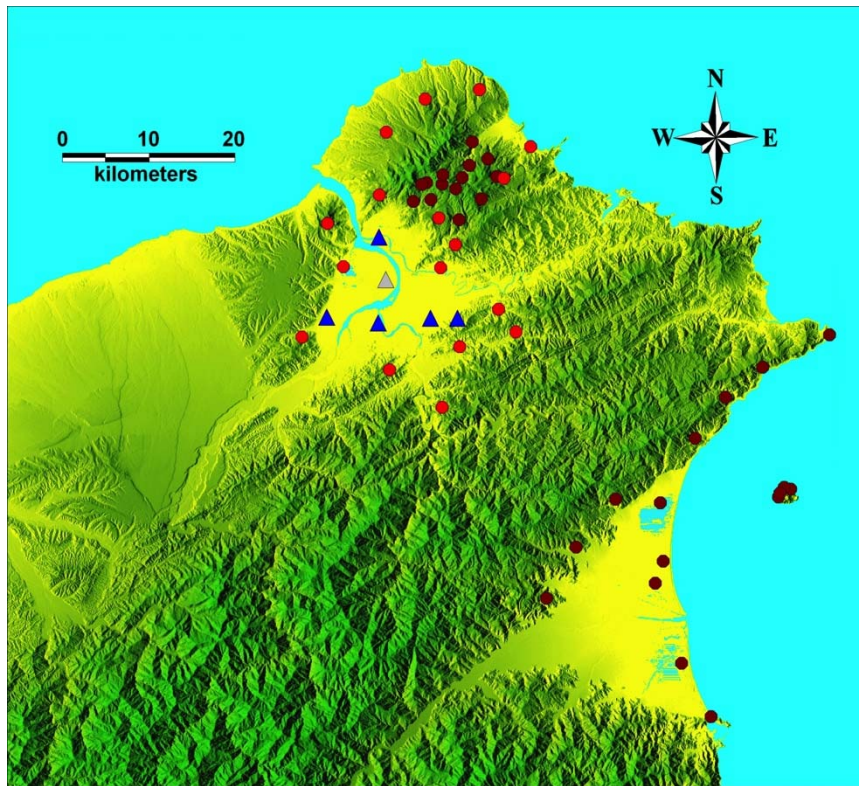


圖 4 台北盆地、大屯火山區及宜蘭地區測站分佈圖。

(2) 宜蘭龜山島地區地震觀測網：

本計畫維持宜蘭龜山島地區現有之地震站（圖 7）之運轉，進而偵測火山地震時空分佈。此地震網對小區域的斷層或火山地震活動有更高之應用性。中央氣象局的地震觀測是以大區域的角度來監測本島及鄰近地區的地震活動。而對於小區域地質構造的微震活動監測，則可以利用密集地震站為主要觀測工具，針對小區域內可能存在的斷層或火山活動所產生之地震，藉由擺設於地表的密集地震站進行有系統的調查與監測。

(3) 密集地震儀陣列：

本計畫之調查範圍設定為台灣具有明顯火山活動之兩區域：（一）大屯火山群，及（二）宜蘭龜山島周圍之陸海域地區。本計畫擬於調查範圍每年設置多種不同型式之密集地震儀陣列，每次時間為期 3 個月，對研究區域進行地下構造之推求。前兩年分別在大屯山及宜蘭地區，以三個密集地震站之震列方式（如圖 8 與圖 9），每陣列包括至少 20 個垂直向地震儀，偵測可能之火山型震動（volcanic tremors），試圖辨識火山主要活動位置與深度，期望能清楚判釋火山地區底下可能主要岩漿活動之位置。

第二及三年將參考美國 USArray 計畫，配置大屯火山群及宜蘭地區，高密度線形地震陣列，定期觀測及解析地震波相訊號。此項工作需要大量地表地震感應器（sensors），以線形或十字型地震陣列方式（如圖 10），每陣列預估包括 15 個地震儀，每次時間為期 3 個月，接收地震網外之區域地震，再次確認可能主要岩漿活動之位置。

最後兩年以棋盤式地震站陣列（如圖 11），每陣列包括 25 個地震儀，每次時間為期 3 個月，利用震波層析成像（tomography）之方法，嘗試獲得更仔細之速度構造模式。並與前兩年之結果進行比對，最後期望對火山可能岩漿之存在形貌或其活動行為可有進一步了解。所有上述規劃之地震陣列之個數與位置，可以依現場地形與設站條件等之因素，進行適度之調整，以達到規劃之目標。

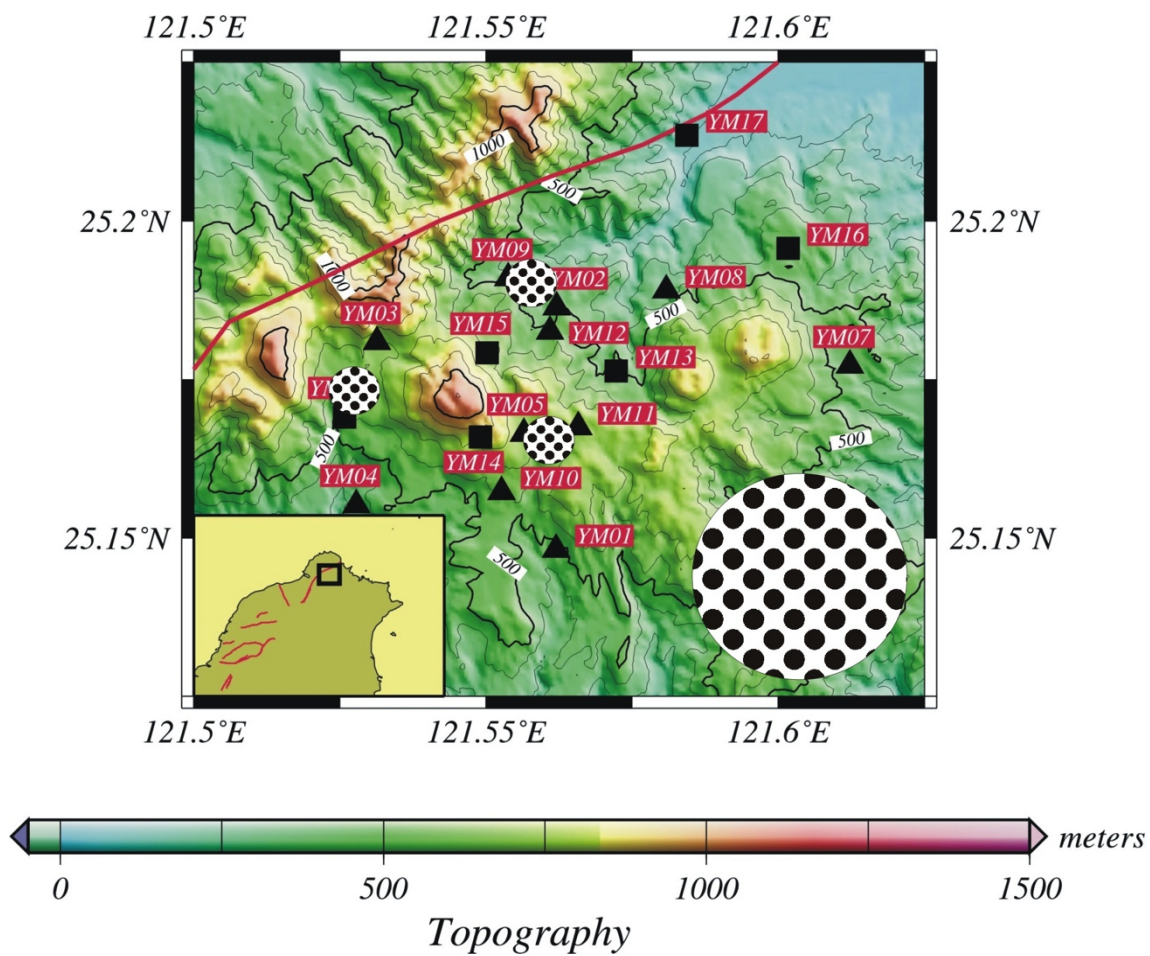


圖 5 大屯山地區地震站(三角形與四方形)及規劃設置的三個密集地震站震列(點狀園圈)之位置圖。

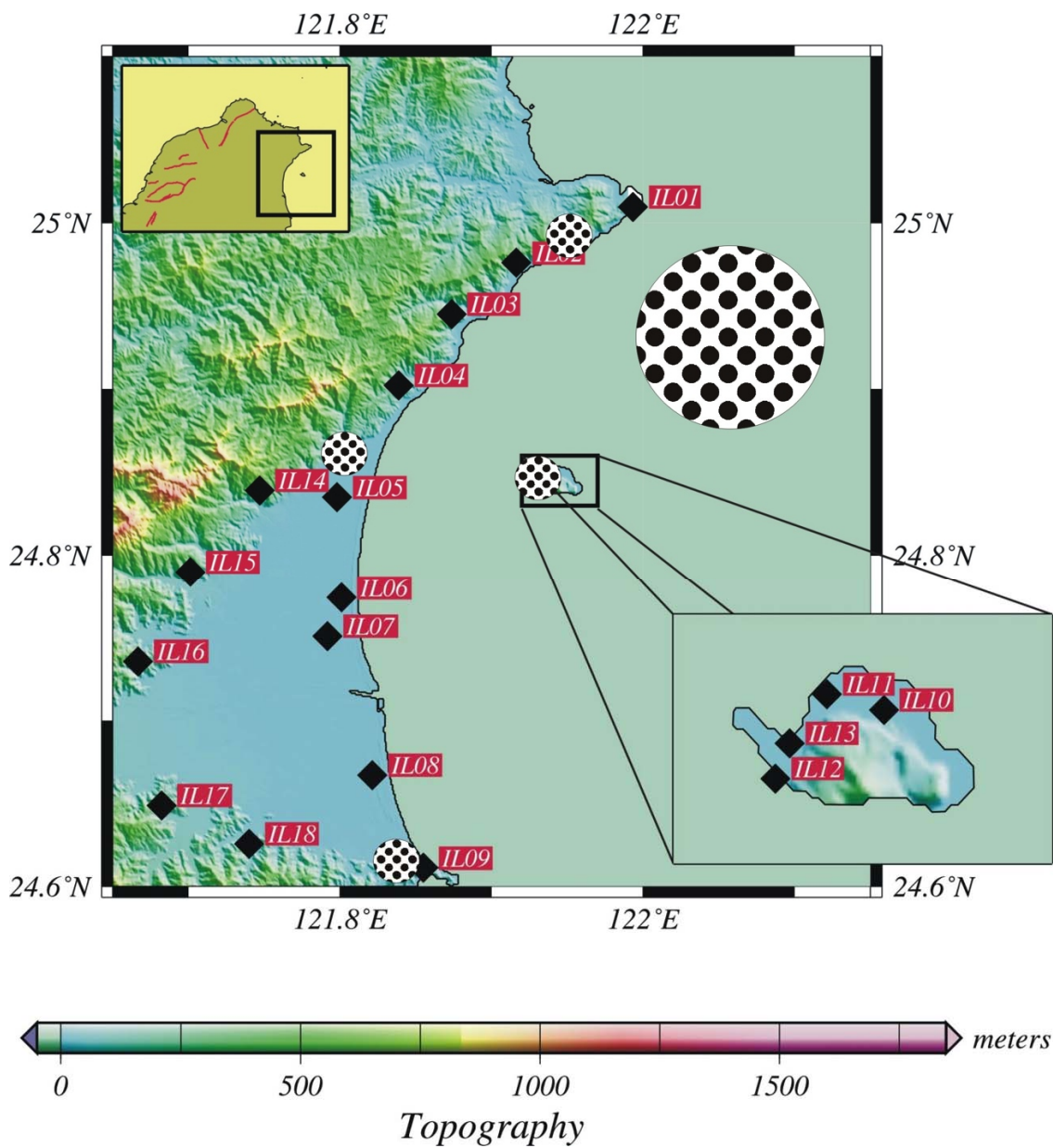


圖 6 宜蘭地區地震站（菱形）及規劃設置的密集地震站震列（點狀圓圈）之位置圖。

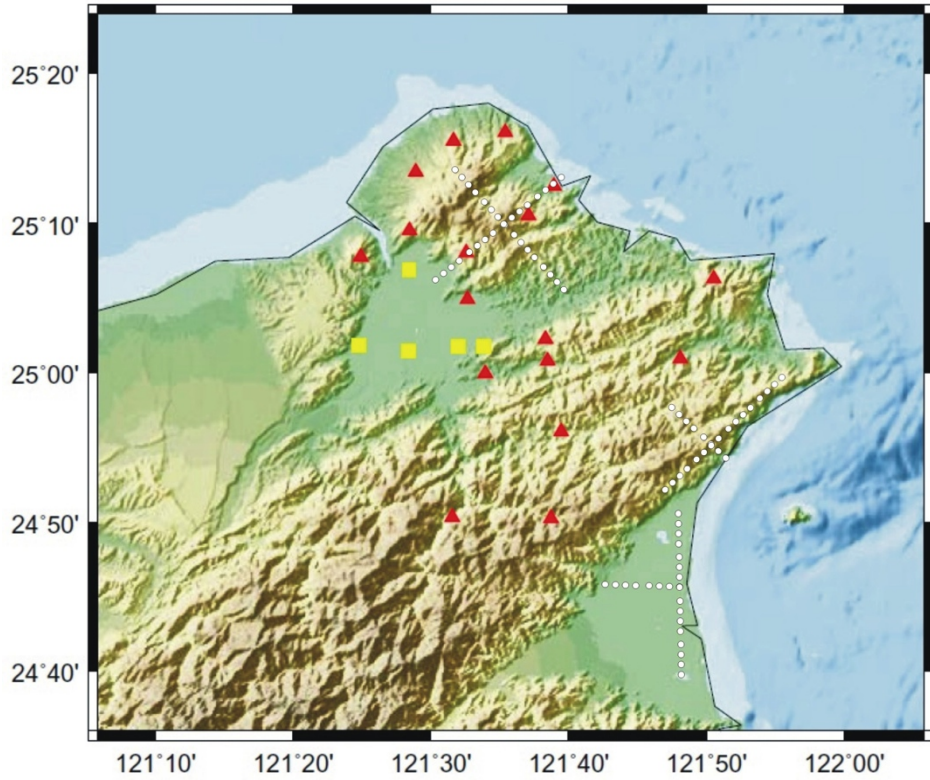


圖 7 北台灣地區規劃設置的密集線形地震陣列（白色點狀虛線）之位置圖。

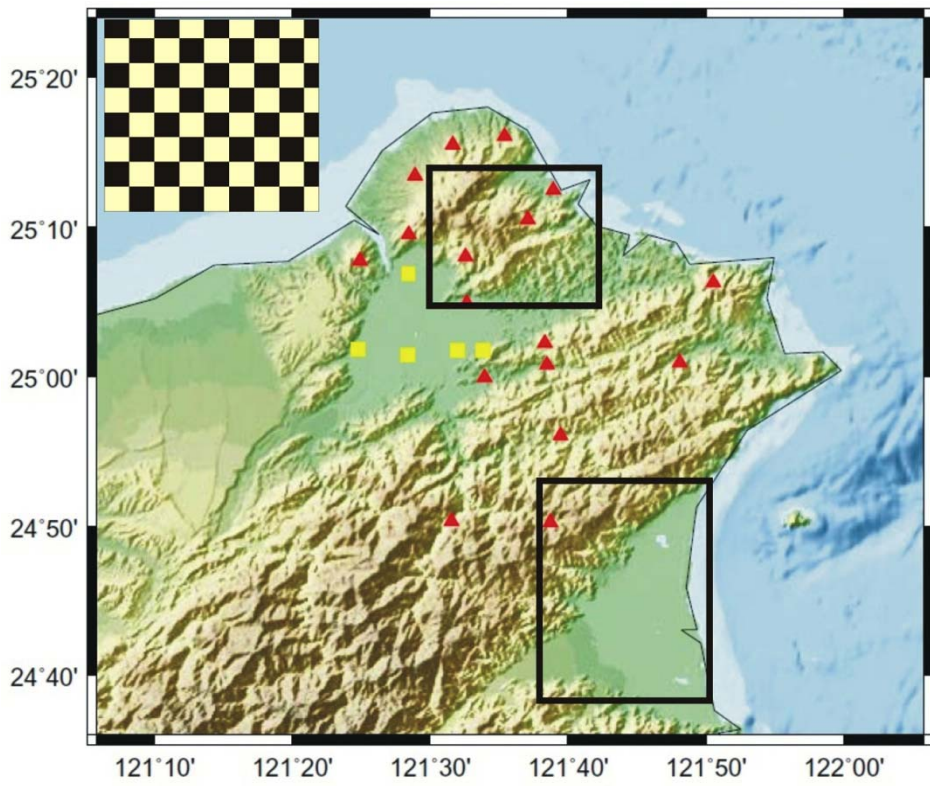


圖 8 北台灣地區規劃設置的兩個密集棋盤式（左上）地震站陣列範圍（長方形）。

(4) 大地電磁陣列：

為探測台灣北部火山活動岩漿熱液之存在及活動範圍及行為，本計畫擬於未來四年內，利用四部大地電磁觀測儀器，在台灣北部配置大地電磁陣列（圖 9），收集深部電性資料，解釋深部電性構造，推估火山構造。因為大地電磁法對深部岩層流體與溫度極為靈敏，可以幫助我們了解火山或地熱區由淺而深部地殼的熱水分佈、地下火成岩體的範圍。若整合上述地震站陣列所推估之速度地下構造之結果，將有助益於判斷岩漿之存在與否。

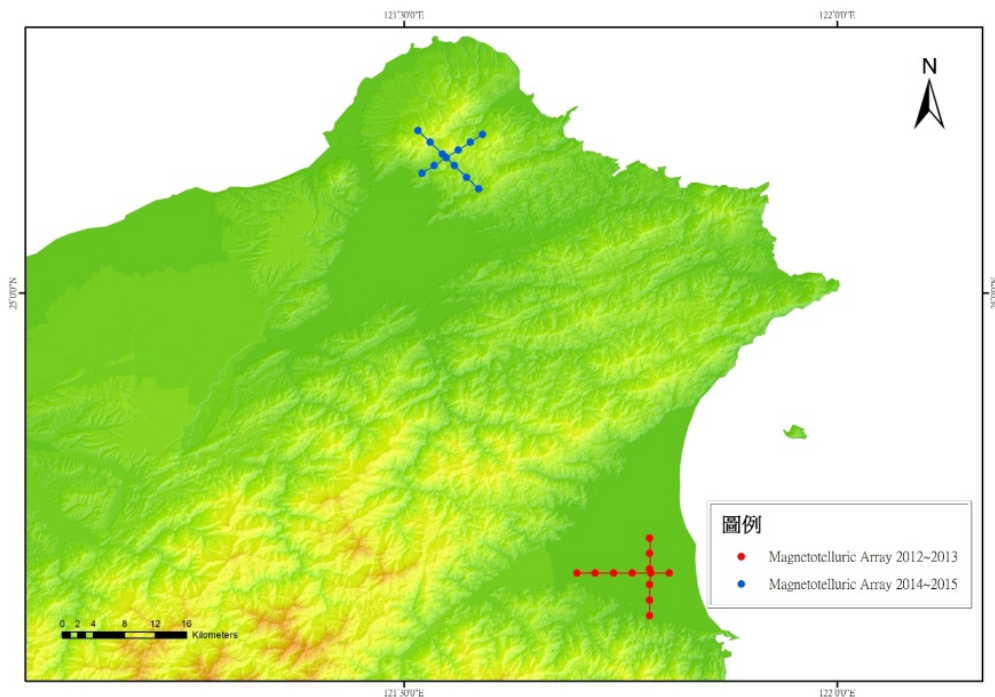


圖 9 大地電磁主要之代表性陣列觀測站佈置圖。

由於大地電磁法測站之選定極為嚴格，位置要儘量避免人為的電磁干擾，才能紀錄到來自深部（~10 km）的微弱電磁訊號，故建站前先以車載深部透地雷達掃瞄北台灣，來瞭解廣域地下淺部（~100m）地質構造，針對北台灣火成岩體、地熱區或地質構造先行普查，再提供大地電磁測勘選站之參考。此外為了要進一步了解地下岩漿或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情形，也必須對測區火山地下做長期的監測，運用所建立之台灣北部電性地層構造資料，選擇適當地點，建立地電監測站，持續長期觀測記錄火山活動變化徵兆與背景值，從監測資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化，以

作為分析可能之火山活動預警前兆。

二、進行步驟

(一)收集分析現有資料：本計畫的第一件工作將為收集分析過去國內對大屯火山群與宜蘭龜山島所進行的地震調查及其成果，以提供本計畫野外細部作業的參考。

(二)密集地震儀陣列：本計畫將在調查範圍，每年設置多個密集地震儀陣列，每次時間為期 3 個月，對研究區域進行火山活動之監測。主要使用之感應器為 GS-11D (圖 4)，是 4.5 赫茲 (Hz) 垂直向地震檢波器 (geophone)；記錄器 (recorder) 為 RT-125A，也叫 Texan (圖 5)，解析度為 24 位元，記憶體容量為 1GB，只能記錄單一分量。利用頻率-波數法 (frequency-wavenumber method, F-K method) 分析陣列資料，辨識可能火山活動之來源。



圖 4 4.5Hz 垂直向感應器 (GS-11D)。



圖 5 RT-125A (Texan) 記錄器。

小型地震網：台灣中央氣象局的地震觀測，以監測全國境內的所有地震活動為其主要目標。相對於較小區域之長期的火山活動監測，則有其不達之困難。為了能達到對重點地區的火山地震活動之精密監測目的，可以利用小型密集的地震網為主要觀測工具，借由地表連續性地震網擔任觀測任務，對區域內存在的許多火山活動進行有效的調查與監測。利用地震觀測方法調查火山的活動度，與其地下形貌或應用於火山地震活動的調查與監測等，在國內外已行之有年並獲得具體成果。為能蒐集微小之地震波信號，並連續觀測該地區之地震活動，本計畫之地震觀測網採用高解析度的數位式地震記錄器，並以高效能、PC-Based 的資料擷取系統作分析研究。

本計畫所架設臨時地震觀測網的感應器為三向量速度型感應器，分別有英國 Guralp 公司所生產的中長週期 CMG-6TD (圖 6)，及德國 Mark Products 公司所生產的短週期 LE-3Dlite (圖 7)。記錄器為英國 Guralp 公司所生產的 CMG-6TD，及日本東京測振株式會社 (Tokyo sokushin) 所生產的 SAMTAC-801 系列 (801H 與 802H)。資料存放在硬碟，其容量高達 20Gigabyte。硬碟優點在於連續記錄的資料量龐大，高容量硬碟將可減少前往測站蒐集資料的次數。觀測微小地震是本監測

網的主要任務，為避免在監測的過程中漏失任何有用的資訊，連續記錄方式就成為較佳的選擇。具有 24 位元的解析度，取樣率最高可達每秒 100 點 (100Hz)。地震紀錄與資料處理系統，包括三組磁碟陣列 (Disc-array)、數台個人電腦 (PC) 及兩個工作站 (SUN-workstation) 來進行地震資料處理分析研究。



圖 6 英國 Guralp 公司所製 CMG-6TD 中長週期速度型地震儀(感應器與記錄器)。



圖 7 德國 Mark Products 公司所製 LE-3Dlite 短週期速度型感應器。

(三)在本計畫中其配置及設定的狀況如下：

取樣率：100Hz

頻道數目：日本東京測振株式會社所生產的 SAMTAC-801 記錄器可以接 6 個，頻道 1、2、3 連接短週期（訊號主頻率為 2Hz）速度地震計（L、V、T 方向）。若有需要記錄較長週期之地震訊號時，可於頻道 4、5、6 連接中長週期（訊號週期可至 30 秒）速度型感應器。英國 Guralp 公司所生產的 CMG-6TD 只有 3 個頻道，且也是中長週期感應器。

定時系統：利用 GPS 全球定位系統（Global Position System）接收衛星時間信號，全球定位系統所獲得之時間作為地震觀測網之標準時間系統。換言之，每一地震觀測站之時間系統均為 GPS 時間。每小時的 55 分~00 分會進行一次 GPS 時間修正，而儀器每小時的誤差量不會超過 0.005sec。在儀器的設定上，每隔 0.01 秒就會記錄一次。

(四)大地電磁法：本計畫將以四年時間進行台灣北部火山活動重點地區之深部電性資料收集與深部地熱構造解釋。大地電磁法是以地球外部天然交變電磁場為場源，量測此電磁場進入地層後之感應電磁場，在地面上一點或多點同時觀測互相垂直的電磁場水平分量，可以測獲地球內部的電阻率構造，這是法國學者 Louis Cagniard（1953）所創，成為一種研究地球深部電性構造的有效方法。天然交變電磁場，屬寬頻、能量強、場源豐富等特性，高頻段（>1 Hz）主要由大氣層中雷電效應所引起，低頻段（<1 Hz）則是與太陽帶電粒子擾動地球磁層有密切的關係。不同頻率的電磁場訊號，具有不同的穿透深度，頻率越低穿入地層越深，研究不同的頻率響應，即可獲得不同深度的地下電阻率分佈情形。主要採用的儀器設備，是由加拿大鳳凰公司所製造之 MTU-5A（收訊頻寬範圍約 0.0000129Hz 至 384Hz）大地電磁測深儀，配合持續供電設備如太陽能板與鉛蓄電池等。

三、作業方式與電腦工具

本計畫的執行將依下列步驟依序進行：

1. 既有資料之彙整研究：就大屯山與宜蘭龜山島等地區之火山地震相關資料（包括地震資料、地質資料、震測資料、火山活動觀測資料等），進行有系統之蒐集、歸納、整理及分析。本研究所搜集地震資料將建立目錄提供各界使用。並研擬宜蘭龜山島與大屯火山地區的地震站分佈規劃。
2. 測站址勘查、設置與維護：規劃宜蘭龜山島與大屯火山地區內，設立地震站及臨時地震站等兩種。本計畫於安裝地震儀觀測地震前，將先行赴陽明山區及宜蘭縣內進行站址勘查，對各預定地點量測地表雜訊與測試 GPS 收訊以評估設站之可能性，確認可行後再協調建站用地與進行土木施工完成建站作業。地震儀器安裝前須先行配電。安裝寬頻地震儀須要有良好之隔熱處理，待完成後須測試其紀錄的穩定性，必要時將安裝電話線建立資料傳輸系統。
3. 資料收集與整理：地震儀器安裝與測試後，大多數之地震站均到野外現地讀取，將定期派員收集資料與維護寬頻地震儀運作正常。即時處理各種問題，以維持資料紀錄品質。野外收集之資料經過分類與初步整理後，將建立地震資料庫供進一步分析。有些井下地震站資料，將採取即時網路傳輸方式取得。
4. 資料整理與儲存：地震紀錄取回到室內後，必須進行資料格式之轉換、截取與儲存等過程，並放置於磁碟陣列之資料庫中，以便進行下一步之分析工作。
5. 地震事件分析與到時讀取：地震資料由資料庫中選取出來，依經驗判識地震事件之意義，經過適當的修正處理後，利用自行發展之電腦軟體，進行 P 波與 S 波到時的摘讀。
6. 深部電探之分析：擁有寬頻衛星同步大地電磁測勘系統共計 4 台，以及建立完成之 MT 連續記錄站，必需利用遠距同步施測之技術，才可有效壓制人為雜訊的干擾，目前具有兩個遠距參考站—澎湖與宜蘭縣福山。此外，每個測站至少需要有三天以上之連續紀錄，才能提升深部資料（1000s）之品質。

7. 火山地震來源之分析：以陣列分析軟體，計算地震網所記錄之低頻微地動資料，以了解微地動之時空分佈，並決定可能之火山型震動來源。
8. 探討所有地震之時空分佈：以期尋找火山地震之時空分佈與火山地質構造之可能關係。
9. 評估可能火山地質災害或威脅：整合本計畫觀測分析結果與其他相關之地質資料，進行可能火山地質災害之評估。
10. 成果整理與報告撰寫：彙整各項研究成果，並撰寫年度結案報告。

利用個人電腦蒐集和處理資料是本計畫地震監測網的特色之一。拜科技進步之賜，以往須仰仗大型電腦才能運作的即時地震資料蒐集系統，目前已可完全由廉宜的個人電腦取代。研究地區微震觀測網的地震紀錄與資料處理系統，基本上是由根據中研院地球所，過去幾年的工作經驗所設計。整體地震紀錄與資料處理系統，包括三組磁碟陣列、數台個人電腦及兩個工作站，來進行地震資料之分析研究。其主要功能分別如下：

- (1) 磁碟陣列：大量地震資料儲存系統。
- (2) 個人電腦：地震資料擷取與資料處理系統。
- (3) 工作站：地震定位與資料處理系統。

本計畫首先利用電腦程式，讀取研究地區地震網所獲得微震之 P 波與 S 波到時，然後利用一般基本定位方式 (HYPO 71; Lee and Lahr, 1972)，給予簡單速度模型，完成初步地震定位之工作。

四、地震定位的方法

將每一地震在各測站所讀取 P 波和 S 波到時資料，採用 HYPO 71 電腦程式，可求得地震之參數（發震時間、震央位置、震源深度、地震規模）、震波自震源傳至各測站之方位角 (azimuth)、離源角 (take-off angle) 及震源距離等。其主要原理在逐步調整一假定之震源及發震時間，使震波到達時間之殘餘值 (residual)，

即觀測到時減去理論到時趨於極小。當調整向量 (adjustment vector) 小於某一規定值時，其震源位置和發震時間即為所求。

其原理是利用下列變量進行運算：

不變量：第 i 個地震站的坐標位置 (x_i, y_i, z_i) 。

第 i 個地震站觀測到的波相到時 T_i 。

可變量：發震時間 t 。

震源位置 (x, y, z) 。

應變量：理論到時 t_i 。

觀測與理論震波到時差 $R_i = T_i - t_i$ 。

當 R_i 很小，由泰勒展開式忽略高次項可得：

$$R_i = dt + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial x} dx + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial y} dy + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial z} dz + e_i \quad (2.1)$$

$$\text{設 } \frac{\partial(t_i - t)}{\partial x} = a_i, \frac{\partial(t_i - t)}{\partial y} = b_i, \frac{\partial(t_i - t)}{\partial z} = c_i$$

(2.1) 式中的 e_i 是第 i 個測站的近似誤差量 (approximation error)，將 (2.1) 式移項後可得：

$$e_i^2 = (R_i - a_i dx - b_i dy - c_i dz - dt)^2 \quad (2.2)$$

一般在進行地震定位時都不會只使用一個測站，若有 n 個測站，測站數大於未知數 (可變量數目)，則用最小平方法 (least square method) 可得到未知數最佳解。即

$$\sum_{i=1}^n e^2 = f(\varepsilon) = \sum_{i=1}^n \left((R_i - a_i dx - b_i dy - c_i dz - dt)^2 \right) \Rightarrow \min \quad (2.3)$$

$\varepsilon = (x, y, z, t)$ 四個變數

而 $\frac{df(\varepsilon)}{d\varepsilon} = 0$ 為在獲得極值時的必要條件，

故把 (2.3) 式分別對 dx 、 dy 、 dz 、 dt 做偏微分可得：

$$\left. \begin{aligned} \sum_{i=1}^n a_i^2 dx + \sum_{i=1}^n a_i b_i dy + \sum_{i=1}^n a_i c_i dz + \sum_{i=1}^n a_i dt &= \sum_{i=1}^n a_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i b_i dx + \sum_{i=1}^n b_i^2 dy + \sum_{i=1}^n b_i c_i dz + \sum_{i=1}^n b_i dt &= \sum_{i=1}^n b_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i c_i dx + \sum_{i=1}^n a_i c_i dy + \sum_{i=1}^n c_i^2 dz + \sum_{i=1}^n c_i dt &= \sum_{i=1}^n c_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i dx + \sum_{i=1}^n b_i dy + \sum_{i=1}^n c_i dz + \sum_{i=1}^n dt &= \sum_{i=1}^n R_i \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

利用矩陣的方式可得到四個未知數 dx 、 dy 、 dz 、 dt 的解，再利用所得的四個未知數，配合起始的震源位置得到新的修正後坐標 ($x + dt, y + dy, z + dz$)，再以新的坐標代入計算，經過多次疊代 (iteration) 後，一直修正到此震源解與前一個震源解的 $\sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \leq 0.05$ 公里及 $dt \leq 0.1$ 秒範圍內，此時結果已收斂，即可得到最佳之震源位置及發震時間。

此程式所需輸入的資料包含初達 P 波或 S 波的到時、加權值、波相初動型態 (上動或下動)、地震波振動延遲時間 (duration time)。上述的加權值是指在挑選波相的到時值，挑選者對於其所挑選到時的正確性與信心程度，可提供程式進行有鑑別度的加權運算，提高觀測到時與降低不明顯訊號之計算權重，增加地震定位的準確性。而波相初動型態是在提供後續運算震源機制時使用。同樣的，地震波振動延遲時間則是被利用來計算地震延時規模 (M_d)。

在計算過程中，S 波速度是根據理論公式由 P 波速度除以 $\sqrt{3}$ 來獲得。由於各個測站的標高不盡相同，故各測站之地震波到達時間須作高度修正，其修正公式為 (2.5)

$$\delta t = \frac{H}{V} \quad (2.5)$$

式中 δt 為延遲時間修正量， H 為測震站標高， V 為表層岩石之地震波平均速度。本研究採用 3790 公尺/秒作為表層岩石的地震波平均速度。

本計畫 M_d 是根據各測震站之震央距離和總振動時間資料，依 Lee and Lahr

(1972) 之經驗公式來計算，其公式為：

$$M_d = -0.87 + 2\log_{10} \tau + 0.0035\Delta \quad (2.6)$$

上式中 τ 為總振動時間(單位為秒)， Δ 為測震站到震央的距離(單位為公里)。關於台灣地區 M_d 的計算，(2.6) 式是最普遍被使用的。此外，本所在台灣遙記式地震觀測網 (Taiwan Telemetered Seismographic Network, TTSN)，其 M_d 的計算公式也是以 (2.6) 式為主 (Shin, 1986)，但與 (2.6) 式不同是加入了一個測站的修正項。因此本研究還是以較普遍的 (2.6) 式計算本研究所監測到的微震規模。

五、頻率-波數法 (Frequency - wavenumber method)

頻率-波數法是將傳統一維 (時間域) 擴展至二維 (時間和空間域)，再進一步求得某一頻率的波，其能量在波數域的分布情形，藉此求得水平相速度及入射到陣列的方位等。

頻率-波數法主要是由頻率 (F) 和波數 (K) 兩個函數所組成，其單位分別為 cycle/sec、cycle/km，是由時間和空間對應而成。假設地下構造是均質 (homogeneous) 且等向 (isotropic) 的水平地層，當平面波入射陣列，每測站接收到波會有時間差，即可依到時的的不同，利用時間移位法 (time shift)，得到平面波的特性。但實際上地下構造並非均質且等向的水平地層如此簡單，且由於雜訊的干擾，因此一般大都採用交對比 (cross-correlation) 法，求得震波到各測站間的時間差，研究波的特性。

F-K 功率譜可由連續的地震儀紀錄經兩次傅氏轉換 (Fourier transform) 求得。目前 F-K 的分析方法有三種：

1. Maximun Entropy Method (MEM) (Barnard, 1969) :

MEM 具有最佳的解析力，但只適用於等間隔的陣列排列，或不等間隔的線性排列。由於本研究測點因地形地物影響，並無法達成以上條件，是採取非等間隔二維陣列排列方式，故無法使用此方法分析。

2. Beam Forming Method (BFM) (Lacoss, 1969) :

BFM 求 F-K 功率譜時，首先考慮解析度的問題。在現實狀況下可能會有許多

種類的平面波同時存在，而某些相關性良好的雜訊也有可能是個信號。BFM 對波數 K 的解析能力主要由陣列的大小決定，雖然增大陣列後可以提高我們的解析力，但陣列的測站數目是固定的，於是增加了測站與測站間彼此的距離，相對的提高空間映頻機會。另外陣列太小，會因解析不夠而合成假的平面波，造成所求的速度偏高。除此外，還會因測站排列方式所引起的邊葉 (sidelobe) 效應，出現不正確的能量高區，也會誤認為有另一個波的存在。

為了解決上述的缺點，Capon (1969) 提出 Maximun Likelihood Method (MLM)，目的就是希望能提高解析力，並壓低邊葉效應。

3. Maximun Likelihood Method (MLM) (Capon, 1969) :

MLM 是依據統計的原理，利用 Maximun Likelihood Filter 濾波，提高信號與雜訊比。

假設測站 i 的資料 $d_{i,t}$ ，是由信號 $S_{i,t}$ 及雜訊 $n_{i,t}$ 所組成，則：

$$d_{i,t} = S_{i,t} + n_{i,t} \quad i = 1, \dots, N \quad (2.14)$$

t 為離散時間 (discretized time)， $S_{i,t}$ 為各測站信號 (common signal)

若簡單考慮某一時間的情況則：

$$d_i = S + n_i \quad i = 1, \dots, N \quad (2.15)$$

假設 d_i 符合高斯分佈 (Gaussian distribution)，並且其平均值為 S ，則其變異數矩陣 (covariance matrix) 可寫為 $R_{i,j} = \langle n_i n_j \rangle$ ，所以 d_i 的聯合機率密度函數 (joint probability density function) 為：

$$F(d_1, \dots, d_N) = \frac{|\phi|^{1/2}}{\left(\frac{\pi}{2}\right)^{N/2}} \exp \left[-\frac{\pi}{2} \sum_{i,j=1}^N \phi_{ij} (d_i - S)(d_j - S) \right] \quad (2.16)$$

其中 ϕ_{ij} 是 $R_{i,j}$ 的逆矩陣， ϕ 是 ϕ_{ij} 的行列式值。

為了求得最佳的信號，因此希望 $\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij} (d_i - S)(d_j - S)$ 值為最小，所以將(2.16)

式對 S 微分，並令其值為零，以求得最小值，則：

$$S = \frac{\sum_{j=1}^N \phi_{ij}}{\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij}} d_i \quad i = 1, \dots, N \quad (2.17)$$

(2.17) 式所表示的是對每一個測站紀錄的加權，加權的大小與 ϕ_{ij} 成正比，由此可決定資料的品質，可利用最小差方法證明之 (Aki and Richard, 1980)。

若定義：

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^N \phi_{ij}}{\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij}} \quad i = 1, \dots, N \quad (2.18)$$

如此一來，就像是每個測站的資料都經過 A_i 濾波，MLM 就是比 BFM 多加了濾波動作，然後再相加起來，所以 A_i 稱為 Maximun Likelihood Filter。

Capon (1969) 利用上述的方法，以 MLM 求得 F-K 功率譜，其結果如下：

$$P(k_x, k_y, \omega) = \left\{ \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \phi_{ij}(\omega) \exp[ik_x(x_i - x_j) + ik_y(y_i - y_j)] \right\}^{-1} \quad (2.19)$$

根據黃文紀 (1986) 對 BFM 與 MLM 相比較的結果，發現 MLM 結果較好，因此本研究也採取 MLM 方法分析密集地震儀陣列資料。

六、三維速度構造逆推方法

三維速度構造逆推的研究方法是開始於 Aki and Lee (1976)。此一逆推地下速度構造方法的概念是極小化波相的觀測到時與波線逆推出的理論到時，而極小化的過程中，主要的未知變數就是震源位置與波線所經過區域內的速度值等。藉由不斷的調整未知變數，直到所有地震在各測站的觀測到時與理論到時的偏差量微小至可接受範圍，而此時所得到的三維速度構造便是最可代表此地區地下的三維速度模型。因此，如果欲求得較可信與高解析的三維速度構造，就必需要有夠密集的地震觀測站與夠多且分佈平均的地震同時配合。而本研究在大屯山地區有著

一個密集的微震監測網，同時，在研究期間內也監測到許多研究地區內的地震活動，進一步也挑選出許多的初達 P-波和 S-波的到時。利用這些 P-波和 S-波的觀測到時資料，配合有利的微震網分佈條件，便可進行三維速度構造的逆推。

本研究中所採用的三維速度構造逆推方法是 Zhang and Thurber (2003) 提出 tomoDD (Tomography double-difference)，此方法與其它逆推方法最大的不同在於其不只使用 P-和 S-波的到時資料，同時也增加了相鄰地震訊號到相同測站的時間差資料，是一種以雙差分 (Double-difference) 的概念，應用於逆推地下三維速度構造的方法。逆推的基本理論與雙差分地震定位是相似的 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)，而其中，較大的不同在於雙差分速度構造逆推是以雙差分的資料，同步逆推震源位置，發震時間和速度構造。由於時間差的資料會明顯的忽略波傳路徑上的效應，而使波傳路徑上的速度構造無法解析。因此，在雙差分速度構造逆推的過程中，此方法不僅是使用了雙差分的觀測資料，同時也加上一般常用的方法 (Thurber, 1993; Eberhart-Phillips, 1993; Lin, 1993) 中所使用的波傳絕對到時資料，同步逆推速度構造。此方法在理論上由於使用了大量地震彼此間的觀測資料，也加強了臨近地震的資料比重，對於震源區附近的速度構造會有比較強的解析能力。而此一方法亦被成功應用於逆推日本中部地區的地下構造 (Nakamichi *et al.*, 2007)，顯示其方式是可行和可被接受的。運用於本研究區域中，對於地震集中的大屯山地區而言，以雙差分資料，逆推速度構造的方法不失為較好的選擇。其理論如下：

體波的理論波傳到時為 T ， k 代表測站， i 代表地震，依據波線理論，

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \dots\dots\dots (3.08)$$

其中， τ^i 是地震 i 的發震時間， u 是地下構造的慢度場， ds 是表示波傳的單位路徑長度。

未知數則是震源的位置 (x_1, x_2, x_3) ，發震時間 τ ，波傳的路徑 s 和構造的慢度場 u 。

由於 (3.08) 式波傳到時和地震位置是非線性的方程式，因此，將 (3.08) 式以 Taylor

series 表示成線性方程式，並將高次項去除

$$r_k^i = \sum_{l=1}^3 \frac{\partial T_k^i}{\partial x_l^i} \Delta x_l^i + \Delta \tau^i + \int_i^k \delta u ds \dots\dots\dots (3.09)$$

其中，(3.09) 式表示理論與觀測到時的時間差 (r_k^i)、震源位置與速度構造的擾動項。

同理，地震 j 亦可以 (3.09) 式表示之，再將 ($r_k^i - r_k^j$)

$$r_k^i - r_k^j = \sum_{l=1}^3 \frac{\partial T_k^i}{\partial x_l^i} \Delta x_l^i + \tau^i + \int_i^k \delta u ds - \left(\sum_{l=1}^3 \frac{\partial T_k^j}{\partial x_l^j} \Delta x_l^j + \tau^j + \int_j^k \delta u ds \right) \dots\dots\dots (3.10)$$

若地震 i 與 j 十分接近，則 i 與 j 彼此相對於測站 k 的關係式 (3.10) 式可簡化成 (3.11) 式

$$dr_k^{ij} = r_k^i - r_k^j = \sum_{l=1}^3 \frac{\partial T_k^i}{\partial x_l^i} \Delta x_l^i + \tau^i - \left(\sum_{l=1}^3 \frac{\partial T_k^j}{\partial x_l^j} \Delta x_l^j + \tau^j \right) \dots\dots\dots (3.11)$$

其中的 dr_k^{ij} 表示雙差分項，

$$dr_k^{ij} = r_k^i - r_k^j = (T_k^i - T_k^j)^{obs} - (T_k^i - T_k^j)^{cal} \dots\dots\dots (3.12)$$

而雙差分項亦可以 (3.12) 式表示。

設定 $P=1,2,3,\dots,p$ ，表示不同的地震， N_p 代表第 P 個地震所收到的到時資料個數。

$$A_p \Delta X_p + C_p \Delta M = \Delta T_p \dots\dots\dots (3.13)$$

將 (3.09) 式可以矩陣方式表示成 (3.13) 式。其中

A_p 是偏微分項，為 $(N_p \times 4)$ 的矩陣；

ΔX_p 是代表震源位置與發震時間的擾動項，為 $(4 \times 1) = (x_1, x_2, x_3, \tau)$ 的矩陣；

C_p 是模型的微分項（波傳路徑的長度（ ds ）），為（ $N_p \times L$ ）的矩陣；

ΔM 是慢度場（ u ）的擾動項，為（ $L \times 1$ ）的矩陣；

ΔT_p 是到時的殘差，為（ $N_p \times 1$ ）的矩陣。

將（3.13）式加上測站修正即是（3.14）式

$$A_p \Delta X_p + C_p \Delta M + s_p = \Delta T_p \dots\dots\dots (3.14)$$

其中 s_p 是（ $N_p \times 1$ ）的矩陣。

定義 $N_T \left(= \sum_{p=1}^p N_p \right)$ ，則（3.13）式可以寫成（3.15）式

$$A \Delta X + C \Delta M + s = \Delta T \dots\dots\dots (3.15)$$

而

$$A = \begin{bmatrix} A_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ 0 & A_2 & \bullet & \bullet & 0 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & 0 & \bullet & \bullet & A_p \end{bmatrix}; N_T \times M_T \dots\dots\dots (3.16)$$

$$\Delta T = \begin{bmatrix} \Delta T_1 \\ \Delta T_2 \\ \bullet \\ \Delta T_p \end{bmatrix}; N_T \times 1 \dots\dots\dots (3.17)$$

$$C = \begin{bmatrix} C_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ 0 & C_2 & \bullet & \bullet & 0 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & 0 & \bullet & \bullet & C_p \end{bmatrix}; N_T \times L \dots\dots\dots (3.18)$$

$$\Delta M = \begin{bmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \bullet \\ \Delta m_L \end{bmatrix}; L \times 1 \dots\dots\dots (3.19)$$

$$s = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \bullet \\ s_p \end{bmatrix}; N_L \times 1 \dots\dots\dots (3.20)$$

令 $s_o; K_T \times 1$ 為 K_T 個測站的測站修正

$$s = B s_o \dots\dots\dots (3.21)$$

其中，

$$B = \begin{bmatrix} B_1 \\ B_2 \\ \bullet \\ B_p \end{bmatrix}; N_T \times K_T \dots\dots\dots (3.22)$$

又其中的 $B_p; N_p \times K_T$ ，

$$[B_p]_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{when } |\Delta t_{p_i}| \text{ is from station } j \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \dots\dots\dots (3.23)$$

在 (3.23) 式表示 $|\Delta t_{p_i}|$ 觀測與理論時間差的方程式來自於地震 p 在 i 測站的資料，而 i, j 表示測站。

設計一個轉換因子 Q_{DD} ，

$$Q_{DD} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & \bullet & \bullet & 0 \\ 1 & \bullet & \bullet & -1 & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & \bullet & 1 & \bullet & -1 \end{bmatrix}; \sum_{k=1}^{K_T} \frac{w_k (w_k - 1)}{2} \times N_T \dots\dots\dots (3.24)$$

由於 Q_{DD} 是設計成不同的兩個地震事件在同一測站的 Double-difference 轉換因子，因此 (3.21) 式乘上轉換因子可以消除了測站修正項成

$$Q_{DD}S = Q_{DD}Bs_o = 0 \dots\dots\dots (3.25)$$

將 (3.15) 式乘上 Q_{DD} 配合 (3.25) 式可寫成

$$Q_{DD}A\Delta X + Q_{DD}C\Delta M = Q_{DD}\Delta T \dots\dots\dots (3.26)$$

將 (3.26) 式矩陣化，則可寫成

$$Q_{DD}EY = Q_{DD}\Delta T \dots\dots\dots (3.27)$$

其中，

$$E = \begin{bmatrix} A & C \end{bmatrix}; N_T \times (M_T + L)$$

$$Y = \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta M \end{bmatrix}; (M_T + L) \times 1$$

求解移項 Y 可寫成逆推方式表式成

$$Y = (Q_{DD}E)^{-1} Q_{DD}\Delta T \dots\dots\dots (3.28)$$

(3.28) 式即為 Double-difference 的逆推式

一般的逆推式 (僅針對到時資料，無時間差的資料) 為下

$$Y = E^{-1}\Delta T \dots\dots\dots (3.29)$$

結合 (3.28) 式的時間差資料和 (3.29) 式的絕對到時資料，則可寫成

$$Y = \begin{pmatrix} Q_{DD}E \\ wE \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} Q_{DD} \\ wI \end{pmatrix} \Delta T \dots\dots\dots (3.30)$$

其中， w 為相對權重， I 為單位矩陣。而相對權重便是用來控制相對的雙差分到時資料與絕對到時資料在逆推過程的比重關係。

雙差分速度構造逆推運用了 Pseudo-bending ray-tracing 的方式去進行波線的追跡，計算波線在地下構造傳播時所經過的路徑，進而逆推所經過區域周圍的格點速度值。也因此，可以同時計算在地下構造各速度格點的 Derivative weight sum (DWS, Thurber, 1983)，也就是波線密度；換而言之，就是速度格點在逆推過程中被計算的次數。此一數值可以幫助我們瞭解在速度構造逆推過程中，各區域所運用到的觀測資料之情況。如果 DWS 值愈高，則表示有愈高的波線密度，同時也表示有愈多的觀測資料可供逆推臨近格點的速度值，因此，其逆推結果也就較為可信。本研究後續也將運用此一參數協助檢測最後的逆推結果。

參、觀測與分析結果

一、大台北地區

2004年起中央地質調查所在大台北地區進行「大台北地區特殊地質災害調查與監測」計畫，此計畫的重點即在大台北地區廣泛、密集的裝設新一代高性能的數位式寬頻地震儀，設置地點除了涵蓋都會區地震災害潛能較高的斷層區域外，也將鄰近大台北地區的大屯火山群與宜蘭外海龜山島的火山活動納入觀測的範圍。此項工作是由中央研究院地球科學研究(簡稱地球所)所負責執行，在歷經2004年至2007年「地球物理微震調查與監測」與2008年至2011年「大屯火山群與台北盆地之地震地質調查與監測」的兩期計畫後，共完成有6口座落於台北盆地內的井下長期寬頻站，4個位於大屯火山群外圍區域與2個位於台北與宜蘭山區間的地表長期觀測固定站以及10個以上設於台北盆地鄰近山區的地表臨時觀測站，不僅擴大北台灣地區構造活動的監測範圍，同時也能補強過去宜蘭、花蓮發生大地震時，地震波行經山區傳至台北間所缺乏的資料。

鑒於大台北地區在地震研究上的重要性與寬頻微震觀測網之成就，2012年中央地質調查所為進一步探測北台灣主要火山地區之火山活動的需要，進行「台灣北部火山活動觀測研究—台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究」計畫。任務是延續前期計畫的工作，將地震觀測的實驗場移至兩個北台灣主要之火山地區：宜蘭縣之龜山島和台北盆地北側之大屯火山群，而此計畫之偵測儀器安裝、定期儀器維護、資料收集及處理則委由地球所辦理。在野外地震觀測工作上，將繼續在台北盆地所設立的長期井下地震站與大屯火山群外圍固定的寬頻地震站的運轉，同時為維持觀測網的持續性與完整性，也將若干在台北盆地鄰近山區的地表臨時觀測站投入觀測的行列(地球所提供儀器)。本報告將對2013年大台北地區寬頻微震觀測網的運轉狀況與資料收錄作一概述。

1. 井下寬頻地震站

本計畫目前共有6口井下地震站正常運轉，它們分別是2005年設立於台北市大安森林公園的DANB、2006年設立於台北市關渡自然公園的GDUB、2007年設立於新北市新莊區生命紀念公園的SNJB、2008年設立於新北市板橋區八德公園的

PADB、2009 年設立於新北市三重區國立三重高級商工職業學校的 SCVB 與 2010 年設立於新北市五股區憲兵學校的 WKVB。此 6 口井下地震站的位置繪於圖 8，各站的參數則列於表格一。每個井下站均設計有深度 100 公尺(或 150 公尺)與 50 公尺的兩個井位，其中較深的井位所安裝的是 VSE-355G3R 速度地震計；而 50 公尺的井位所安裝的是 AS-3250 加速度地震計，兩者均為東京測振株式會社所出產。此兩個地震計共用一部美國 Kinemetrics 公司出產的 Quanterra Q330 紀錄器，採樣率可高達每秒鐘 100 點，並以 24 位元之數位式記錄儲存下來。此一井下寬頻網的設計，以 SCVB 為中心測站，略呈半徑 6 公里圓形的排列，涵蓋台北盆地的主要都會區，此一適當的幾何排列，除希望藉由對小地震的監測勾勒出山腳斷層的幾何形貌外，對波場行經盆地內部與震波進入盆地的方位都具有均一性。此外，此 6 個井下地震站在施作過程中都進行了淺層(地下 100 公尺)P 波與 S 波速度的量測工作，這些資料將提供波形模擬、場址效應等研究的參考。

目前的 6 口井下寬頻站均裝有非對稱數位用戶線路(ADSL)，其功能除可即時的將資訊傳回地球所資料中心外，也可隨時監控儀器的運轉狀況，並掌握第一手的地震訊息。本年度由於本所 3.5G 的門號不足，PADB 與 WKVB 兩個井下的資料目前並未回傳至所內，但資料仍儲存於近端的硬碟中，目前正向中華電信申請增加門號中，待申請完成可立即加入地震監測的行列。

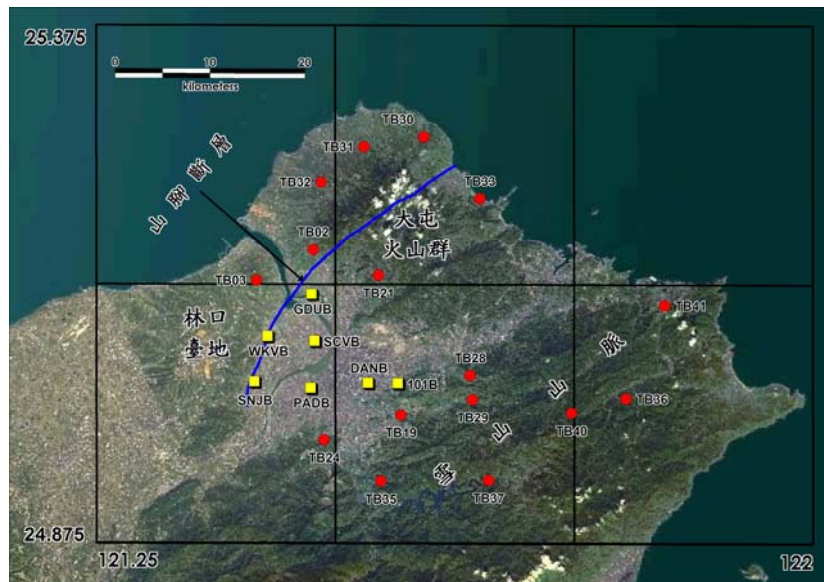


圖 8 大台北地區寬頻地震觀測網的測站位置分佈。紅色實心圓是 16 個地表站，其中 TB30、31、32、33、36 與 37 是本計畫建立的固定站，餘為地球所提供；黃色方塊是 7 個井下站(101B 為地球所建立)，測站旁的字母代表站碼

表格一 2013 年大台北地區井下與地表寬頻地震測站的參數

測站 編碼	儀器型式		測站座標		運轉時間	測站位置
	感震器	記錄器	東西經(E)	南北緯(N)		
TB02	Trillium-40	Q330	121.4796	25.1585	20080611 ~	新北市淡水區國華高球場
TB03	Trillium-120	Q330	121.4176	25.1294	20080611 ~	觀音山國家風景管理處
TB19	Trillium-40	Q330	121.5686	25.9995	20080611 ~	台北市文山區萬芳國小
TB21	Trillium-40	Q330	121.5452	25.1339	20080611 ~	台北市士林區山仔后消防分隊
TB24	KS54000	Q680	121.4881	24.9754	20080611 ~	新北市中和區南勢角
TB28	Trillium-40	Q330	121.6411	25.0379	20090917 ~	新北市汐止白雲分校
TB29	Trillium-120	Q330	121.6437	25.0134	20070504 ~	新北市石碇國中
TB30	Trillium-40	Q330	121.5927	25.2680	20081030 ~	新北市石門區乾華國小(固定站)
TB31	Trillium-40	Q330	121.5202	25.2614	20060508 ~	新北市三芝區橫山國小(固定站)
TB32	Trillium-40	Q330	121.4846	25.2242	20081030 ~	新北市淡水區中泰國小(固定站)
TB33	Trillium-40	Q330	121.6515	25.2082	20060517 ~	新北市萬里區大鵬國小(固定站)
TB35	Trillium-40	Q330	121.5475	24.9337	20070509 ~	新北市新店區花園新城
TB36	Trillium-120	Q330	121.8043	25.0156	20090820 ~	新北市雙溪區柑林國小(固定站)
TB37	Trillium-120	Q330	121.6604	24.9343	20090820 ~	新北市石碇區直潭分校(固定站)
TB40	Trillium-120	Q330S	121.7471	25.0016	20090617 ~	新北市平溪區東勢國小
TB41	Trillium-120	Q330S	121.8448	25.1050	20090820 ~	新北市瑞芳區欽賢國中
101B	VSE355GR	Q330	121.5664	25.0291	20061229 ~	台北市防災應變中心(深度: 100 公尺)
DANB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.5352	25.0394	20051008 ~	台北市大安森林公園(深度: 90, 50 公尺)
GDUB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4673	25.1145	20061103 ~	台北市關渡自然公園(深度: 150, 50 公尺)
SNJB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4160	25.0307	20071129 ~	新北市新莊區生命紀念公園(深度: 100, 50 公尺)
PADB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4752	25.0246	20081216 ~	新北市板橋區八德公園(深度: 100, 50 公尺)
SCVB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4793	25.0700	20090924 ~	新北市三重區國立三重高級商工職業學校(深度: 100, 50 公尺)
WKVB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4301	25.0756	20101220 ~	新北市五股區五股憲兵學校(深度: 100, 50 公尺)

2. 微震觀測站

本計畫目前共設有 16 個地表地震站，6 個是長期固定地震站，分別建於 2006 年(2 個)、2008 年(2 個)與 2009 年(2 個)，其中 4 個是設置在大屯火山群地區外圍(TB30、31、32 與 33)，2 個是設置於宜蘭與大台北之間的山區(TB36 與 37)。而為了沿續觀測網的完整性，我們保留前期計畫中的 10 個臨時站繼續加入地震觀測的行列，這些臨時站的位置主要是分佈在環繞台北都會區的外圍山區，測站的位置與參數如圖 8 與表格一所示。此 16 個測站均配備有相同的 Trillium 速度地震計(40

秒或 120 秒)和 Quanterra Q330 紀錄器，具一致的資料記錄格式，對後續的資料處理與研究分析有相當大的幫助。

由於網路科技的普及，網路安全及相關應用益形重要，因此地球所將波形即時展示系統加入 Secure Sockey Layer Virtual Private Network (SSL VPN) 虛擬網路的加密安全技術，最主要的目的是防止資訊外洩，防止不相關的第三方窺探資訊內容。SSL VPN 是運用瀏覽器與 VPN 開道器建立 SSL 連線，將資料加密，讓使用者可以透過此 SSL 通道存取一些受保護的資料。若使用者從網際網路上任何地方，透過網頁瀏覽器以 https 方式與地球所內的 SSL VPN 伺服器建立 SSL 連線後，使用者如同是使用地球所內的網路服務。但此項設定也造成地調所人員無法連結至地球所的伺服器查閱紀錄資訊，因此在今年 10 月 8 日我們將井下與地表資料整合至網址 <http://tbdh.earth.sinica.edu.tw/>，重新開放查詢，其首頁的頁面如圖 9 所示，使用者可依需求點選波形(Recent Helicorder Displays，圖 10)或頻譜(Spectrograms of Seismic Stations，圖 11)來觀看各站的狀況。結合地表與井下站的波形即時展示系統，將對大台北地區的地震監測工作提供更完整的資訊。

Broadband Seismic Network in Taipei Metropolitan Area Real-Time Earthquake Database Server

■ [Recent Helicorder Displays](#)

■ [Spectrograms of seismic Stations](#)

Note:

The following pages can be viewed only with Netscape Navigator version 4.5 or higher or Internet Explorer version 4.0 or higher.

圖 9 本計畫更新之井下與地表展示系統首頁之頁面
(<http://tbdh.earth.sinica.edu.tw/>)。

[11/01/2013 \(00\)](#)
 TB33 HHZ TW -- : TB33
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB33 HHN TW -- : TB33
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB33 HHE TW -- : TB33
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB36 HHZ TW -- : TB36
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB36 HHN TW -- : TB36
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB36 HHE TW -- : TB36
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB37 HHZ TW -- : TB37
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB37 HHN TW -- : TB37
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)
 TB37 HHE TW -- : TB37
[11/07/2013 \(00\)](#) | [11/06/2013 \(00\)](#) | [11/05/2013 \(00\)](#) | [11/04/2013 \(00\)](#) | [11/03/2013 \(00\)](#) | [11/02/2013 \(00\)](#) | [11/01/2013 \(00\)](#)

圖 10 本計畫重新整合之井下與地表寬頻站波形展示系統，使用者可依測站與日期點選查閱。

Recent Spectrogram Displays

Here are the Days/Stations available for viewing

[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | DANB BHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | DANB BHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | DANB BHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | GDUB BHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | GDUB BHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | GDUB BHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | 101B BHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | 101B BHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | 101B BHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SNJB BHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SNJB BHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SNJB BHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SCVB BHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SCVB BHN TW -- |

[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | SCVB BHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB31 HHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB31 HHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB31 HHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB32 HHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB32 HHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB32 HHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB33 HHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB33 HHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB33 HHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB36 HHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB36 HHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB36 HHE TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB37 HHZ TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB37 HHN TW -- |
[11/07/2013](#) | [11/06/2013](#) | [11/05/2013](#) | [11/04/2013](#) | [11/03/2013](#) | [11/02/2013](#) | [11/01/2013](#) | TB37 HHE TW -- |

圖 11 本計畫重新整合之井下與地表寬頻站紀錄頻譜展示系統，使用者可依測站與日期點選查閱。

3. 觀測網的地震觀測

DANB 位於大安森林公園，是本計畫最早(2005 年 10 月)設立的井下地震站，因此收集有自 2005 年以來最完整的資料，而在 2010 年完成最後一個井下站 WKVB 的設站後，地震資料的收集則更為完整。圖 12 是 DANB 自 2005 年 10 月運轉以來至 2013 年 10 月所收錄發生於台灣地區地震之震央分佈，這些地震的規模(M_L)介於 2 至 7 之間，由圖可知除發生於大台北地區的地震外，發生於嘉南、宜蘭、花蓮陸地與台灣東部及南部外海地區規模大於 3 或 4 以上的地震，井下觀測網都能品質良好的資料。

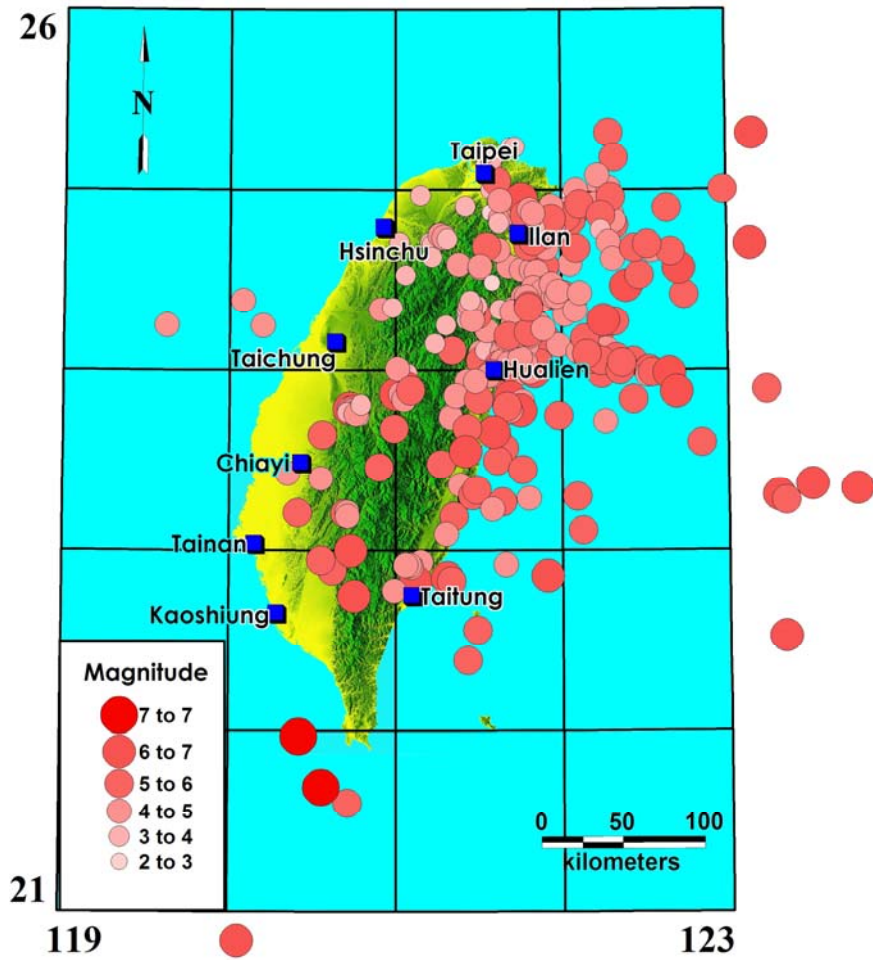


圖 12 大安 DANB 井下站在 2005 年 10 月至 2013 年 10 月所收錄臺灣地區地震之震央分佈。

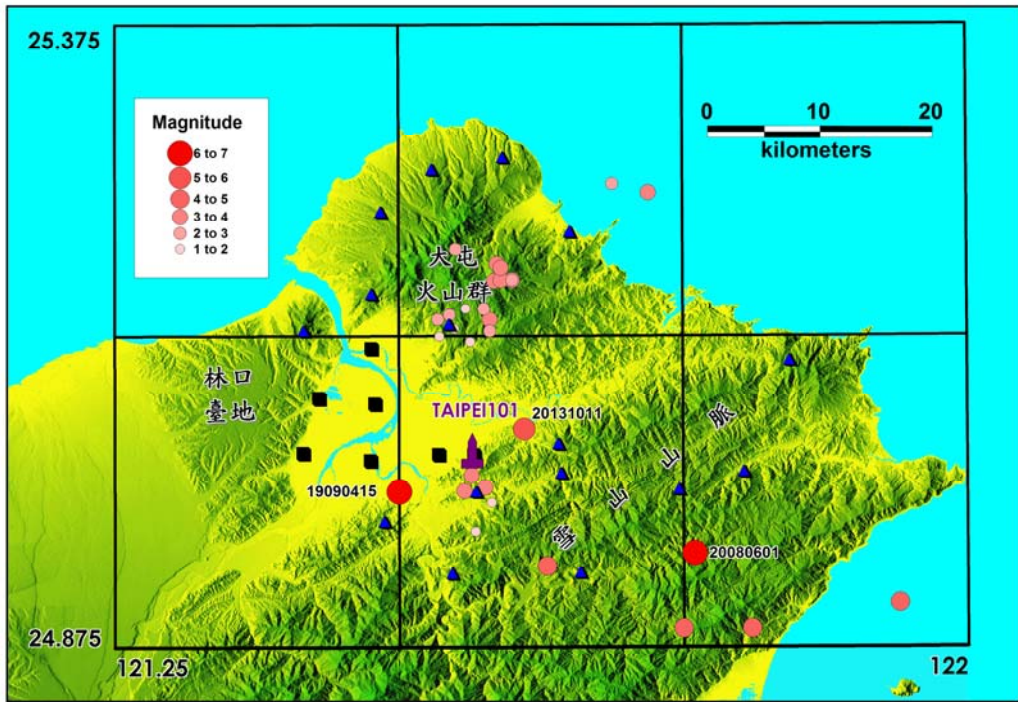


圖 13 2004 年以來發生於大台北地區的地震分布，其中 1909 年 4 月 15 日是該區歷史記載所發生過的最大地震(M7.0)。



圖 14 2013 年 1 月至 10 月發生於臺灣地區之顯著地震(紅色實心圓)與對應之斷層面解(<http://140.109.82.39/>，Rea-Time Moment Tensor Morning System，李憲忠)，餘同圖 8 說明。

圖 13 是 2004 年以來發生於大台北地區的地震分布，地震主要發生在大屯火山與近台北盆地的東南側地區，在過去數年中的觀測期間，於施測區域所收集的地震數量相當有限。其中較為地震學者注意的有 3 起地震，它們是 2004 年 10 月 23 日地震($M_L=3.7$)，2005 年 3 月 23 日地震($M_L=3.2$)，2005 年 12 月 5 日地震($M_L=3.7$)，此 3 起地震的發生位置相當靠近台北 101 大樓(TAIPEI 101 TOWER)。

近年來發生於台灣中南部山區的顯著地震，大台北地區微震觀測網都能收錄品質良好的資料，如 2009 年 11 月南投名間地震($M_L=6.2$)、2010 年 3 月的高雄甲仙地震($M_L=6.4$)、2012 年 2 月屏東霧台地震($M_L=6.4$)。而 2013 年以來，較重要的地震事件有 3 月 7 日的花蓮秀林地震($M_L=5.9$)、3 月 27 日($M_L=6.2$)和 6 月 2 日($M_L=6.5$)的兩次南投仁愛地震、6 月 7 日的花蓮外海地震($M_L=6.2$)、10 月 11 日的台北汐止地震($M_L=5.2$)與 10 月 31 日的花蓮瑞穗地震($M_L=6.3$)。這些地震的位置繪於圖 14，並簡述如下：

- 2013 年 3 月 7 日的花蓮秀林地震($M_L=5.9$): 這是今年第 1 個發生於陸地上規模大於 5 的地震，發生在台灣時間 3 月 7 日上午 11 點 36 分，震央在花蓮秀林鄉，震源深度 5.6 公里，屬於淺層地震。中央氣象局表示，這起規模 5.9 的地震影響範圍大，其中震度最大的 5 級在宜蘭縣南山及台中市德基，震度測為 4 級的在花蓮縣太魯閣、花蓮市、南投縣合歡山與新竹縣竹東，另外，桃園縣三光、新竹縣竹北市、宜蘭縣宜蘭市、苗栗縣獅頭山、台北市信義區、新北市五分山、彰化縣員林、雲林縣草嶺及斗六市震度也有 3 級，可以感受到明顯搖晃。
- 2013 年 3 月 27 日的南投仁愛地震($M_L=6.2$): 根據中央氣象局報導，這起地震發生在台灣時間 3 月 27 日上午 10 時 03 分，震央在南投仁愛鄉，震源深度 19.4 公里。全台都有感，各地最大震度是南投縣 6 級；台中市、彰化縣 5 級；花蓮縣、嘉義縣、雲林縣、苗栗縣、嘉義市、台南市 4 級；宜蘭縣、新竹縣市 3 級。
- 2013 年 6 月 2 日的南投仁愛地震($M_L=6.5$): 這起地震發生在台灣時間 6 月 2 日下午 1 點 43 分，震央在南投仁愛鄉，震源深度僅 14.5 公里，全台都感受到劇烈搖晃，這是今年規模最大的地震。氣象局地震測報中心表示，這起地震距 3 月 27 日南投地震($M_L=6.2$)的震央只有約 6 公里；在震央東北方約 13 公里處，2010 年也發生一起規模 6.7 的烈震。這 3 起地震的發生位置、規模及深度都很類似，很可能

都是同一構造所引起。由於震源深度只有 10 公里，能量很快傳至地表，全台都感受到搖晃。雲林草嶺震度達 6 級；台中、南投、彰化、嘉義等 5 級；苗栗、台東、台中、花蓮 4 級；高雄、台北 3 級。除了台灣感受到強烈震動與搖晃外，連福建、日本琉球都感受到震動。

- 2013 年 6 月 7 日的花蓮外海地震($M_L=6.2$): 這起地震發生在台灣時間 6 月 8 日凌晨零點 38 分，規模 6.2，震央在花蓮縣政府東方 109.9 公里，即台灣東部太平洋海域，深度為 35.3 公里，規模僅次於 6 月 2 日的南投 6.5 地震，為今年第二大震，最大震度在宜蘭市及南澳，震度 3 級；台北和花蓮震度 3 級。雖然全台有感，但因震央在外海，地震搖晃程度並不如 0602 強震，各地幸未傳出災情，主要是震央深度約 35 公里，震波傳到地面時，力量已減弱許多。
- 2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震($M_L=5.2$): 氣象局地震測報中心表示，這起地震發生在台灣時間 10 月 11 日 12 時 45 分，震央在新北市汐止區，規模 5.2，震源深度約 143 公里，由於震源較深，各地最大震度為新北市、宜蘭 2 級；北市、桃園、新竹、南投 1 級，並無傳出災情。地震測報中心指出，大台北發生規模 5 以上的地震，比較罕見。自 1900 年統計至今，包括基隆、台北及新北大台北地區，發生過規模 5 以上的地震紀錄為 5 次，昨天是第 6 次。這 6 次地震中，規模最大的是 1909 年 4 月 15 日清晨 3 時，中和發生芮氏規模 7.3 地震(見圖 13)，深度 80 公里，造成 9 人死亡、122 棟房屋倒塌。汐止在 1986 年 12 月 10 日也發生過芮氏規模 5.2 地震，深度約 100 公里。就地震規模來看，這起地震是大台北地區 113 年來的第 5 大。
- 2013 年 10 月 31 日的花蓮瑞穗地震($M_L=6.3$): 這起規模 6.3 強震，發生在台灣時間 10 月 31 日 20 點 02 分，震央在花蓮縣瑞穗鄉，深度達 19.5 公里，全台有感，各地最大震度花蓮 6 級；南投、宜蘭 5 級；嘉義、台東、桃園、新北市 4 級；台北市、雲林、彰化、台中、苗栗、屏東、及新竹 3 級；高雄市及台南市 2 級。氣象局地震測報中心表示，這起地震是今年規模第 2 大地震(第一大是 6 月 2 日的南投 6.5 地震)。地震測報中心表示，這起地震發生在花東縱谷的破碎斷層帶，是歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊經常擠壓地區。根據氣象局統計資料顯示，台灣 1 年發生規模 6 以上地震平均約在 2 到 3 個，2013 年已出現 6 個；而規模 5 以上地震 1 年約 20 到 30 個，2013 年已發生 22 個。

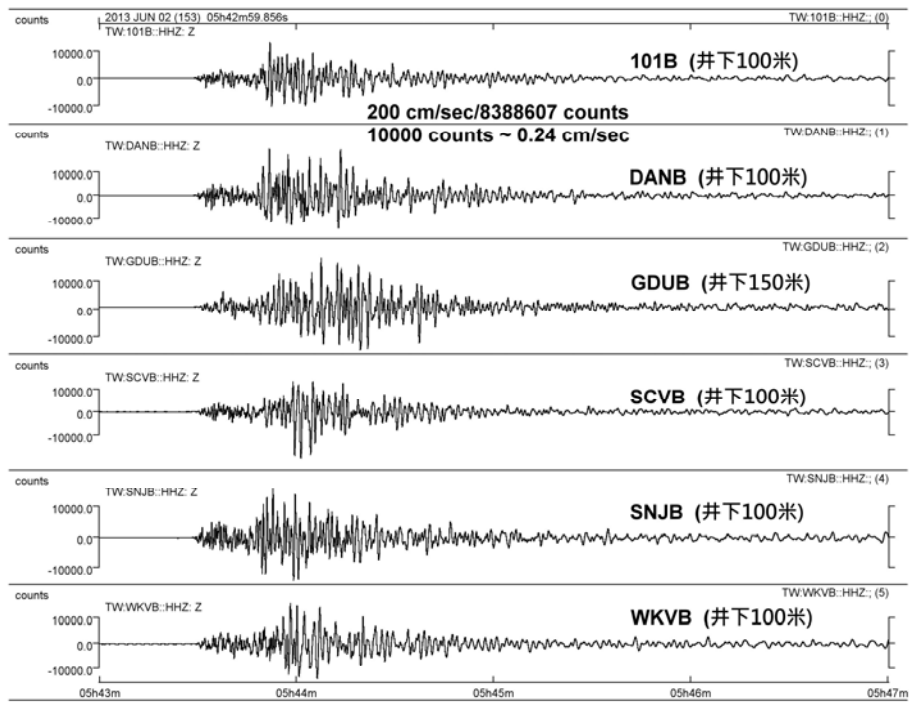
圖 15 是 2013 年 6 月 2 日的南投地震在距離約 150 公里外的台北地區 6 個井下站所收錄的垂直向與南北向的速度波形；圖 16 則是 2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震在 101B 井下站三分量的速度波形，由於該地震之震央相當靠進 101B，震波幾乎是以垂直入射的方式到達測站，其 S 與 P 波的到時差約 13 秒，推測其震源深度比 1909 年 4 月 15 日的地震更深(>100 公里)，圖 17 則是該起地震在 DANB、GDUB、SNJB 所記錄的三分量速度紀錄，提供研究人員研究之參考。

圖 18 是寬頻網在 2013 年 1 月至 2013 年 10 月收錄遠場地震之震央分佈，這些地震的規模(M_w)介於 6.0 至 8.3 之間。2013 年 4 月 20 日四川雅安蘆山發生規模 6.6 的強烈地震(圖 19)。這起規模 6.6 的地震，發生在龍門山斷裂帶南段。大陸專家稱此次地震並非是 2008 年汶川大地震餘震。但美國專家認為是汶川大地震的餘震之一。大陸方面認為，汶川地震發生在龍門山地震帶的中北部，而此次地震發生在龍門山地震帶的西南部。但美國地質調查所推測此次雅安地震是在南北走向的龍門山斷層上發生東西反向運動造成的，因此認為，此次地震是汶川大地震的一次餘震。美國地質調查所判斷，2008 年的汶川地震引發多次餘震，儘管時間已過去多年，但此次發生在同一區域的地震，仍是當年汶川大地震的餘震。

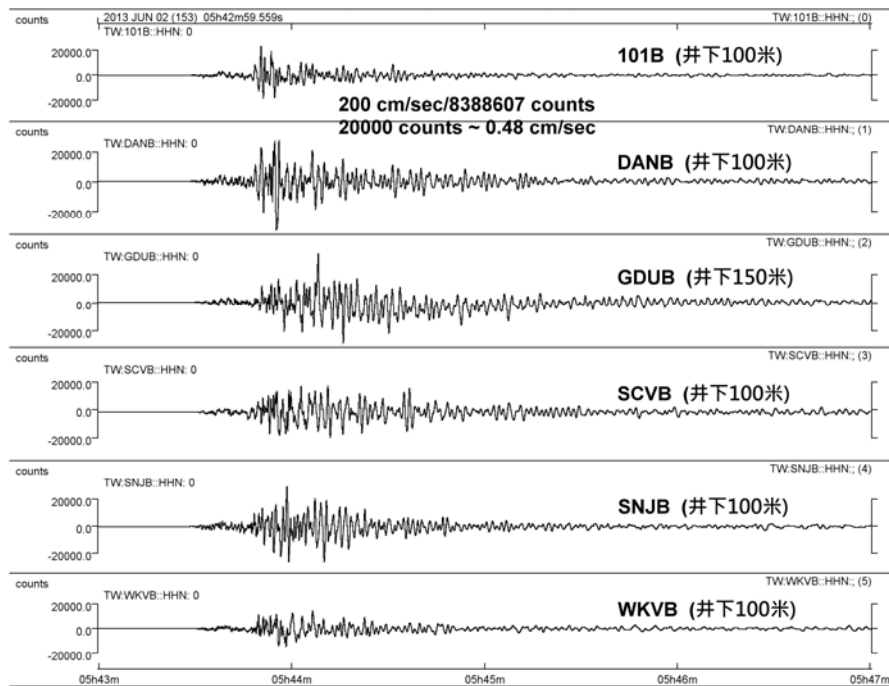
圖 20 是 PADB 與 WKVB 井下站和 TB36 與 37 地表站所收錄到四川雅安地震三分量速度波形，可觀測到清楚的初達波與完整的波形(其它測站亦是如此)。

而在 2013 年 10 月 25 日 17 時 10 分(當地時間凌晨大約 3 點)在日本本州東海岸附近海域發生規模 7.1 的地震，震源深度 20 公里，福島縣、宮城縣等地有強烈震感，連大東京地區也明顯感受到搖晃。日本氣象廳對福島縣發出海嘯注意警報，預估海嘯高度 1 公尺，但隨後日本當局解除所有的海嘯警報。美國地質調查局報告，地震發生在離海岸 326 公里處的外海，震央在離海面 10 公里處的地下。地震引發了一個衝擊日本東海岸的小型海嘯，但沒有造成損害的報導。地震發生的地點距離日本福島縣大約 400 公里。福島縣是福島核電站的所在地，2011 年 3 月 11 日 ($M9.0$)的強烈地震和海嘯摧毀了這座核電站，因此這個地震的發生也格外引起注意。

圖 22 是 DANB 井下站和 TB36 地表站所收錄到日本本州近海地震三分量速度波形，除可觀測到清楚的初達波與完整的波形，也記錄到良好的表面波。



(a)



(b)

圖 15 2013 年 6 月 2 日南投仁愛鄉地震($M_L=6.5$)在 6 個井下站所記錄到的(a)垂直向與(b)南北向速度波形。

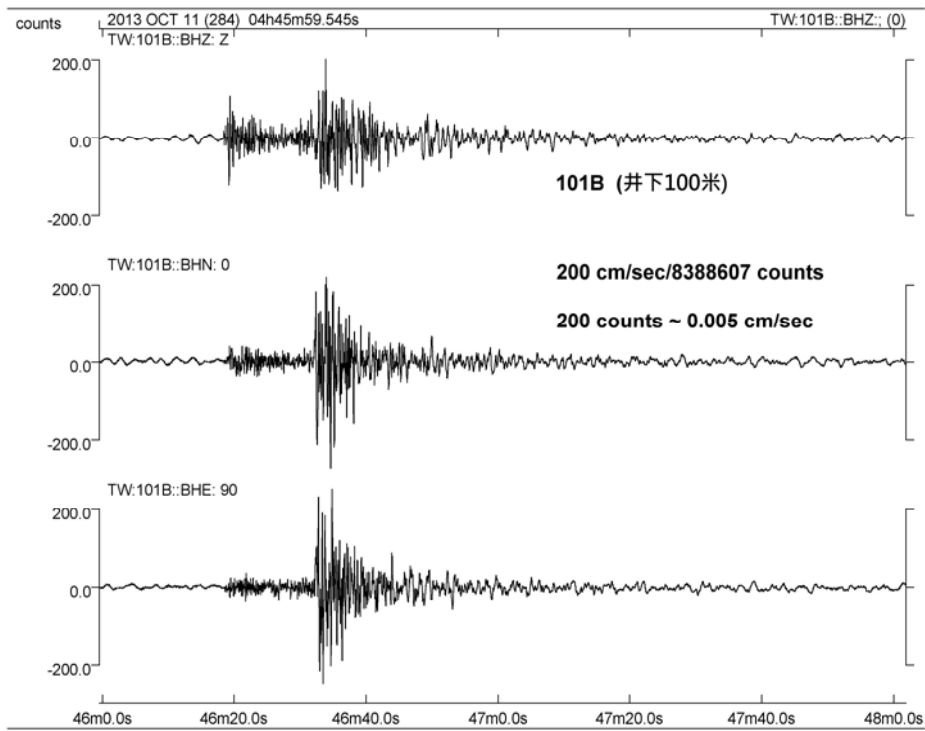


圖 16 2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震在 101B 井下站的三分量的速度波形。

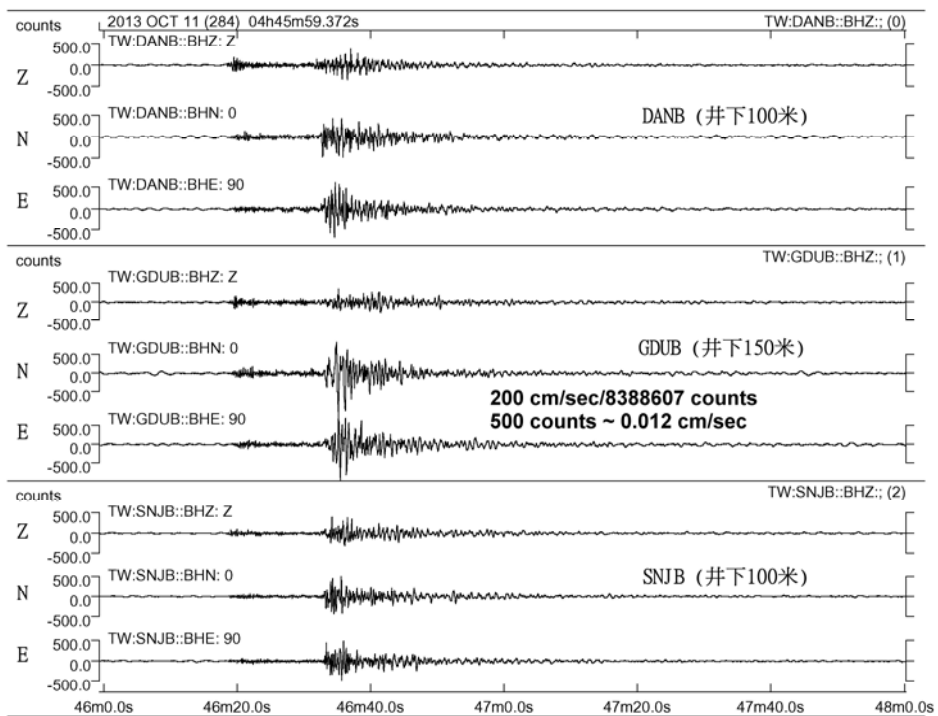


圖 17 2013 年 10 月 11 日的台北汐止地震在 DANB、GDUB、SNJB 所紀錄三分量速度紀錄。

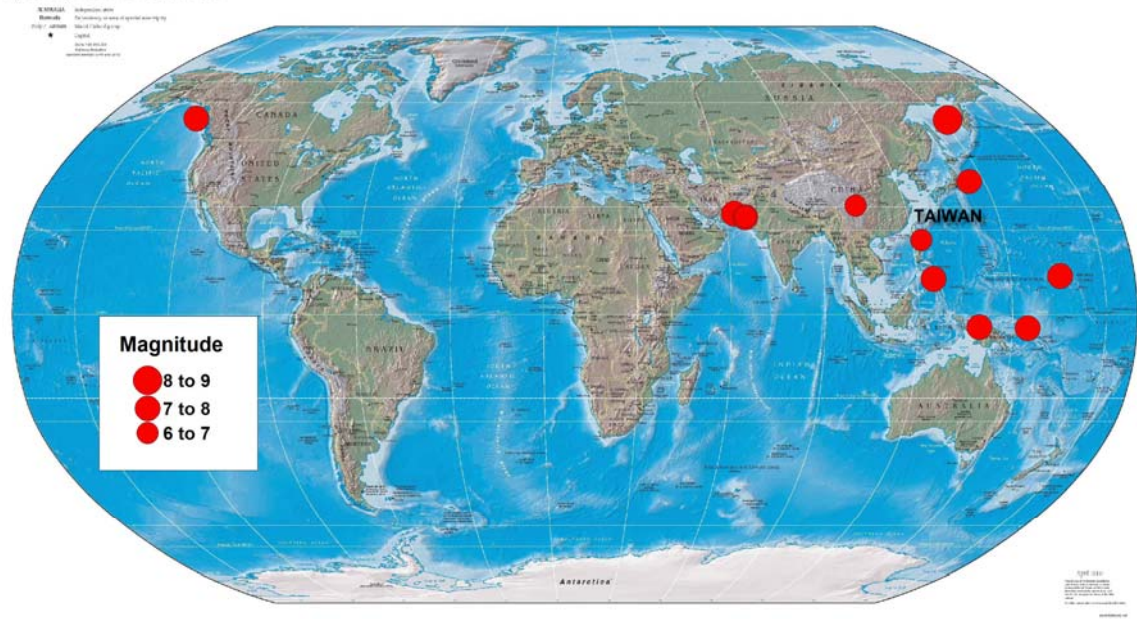
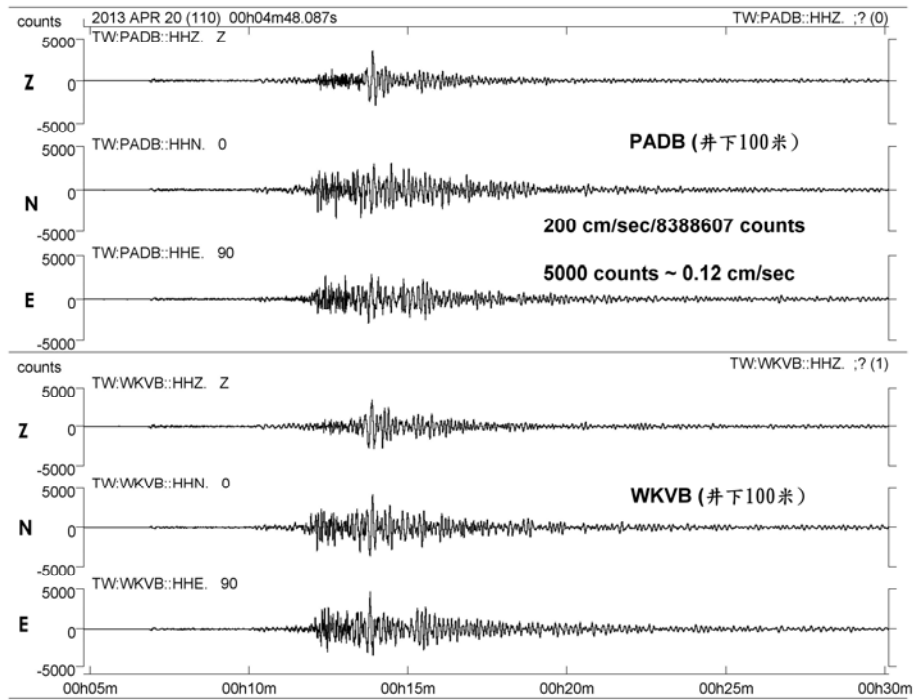


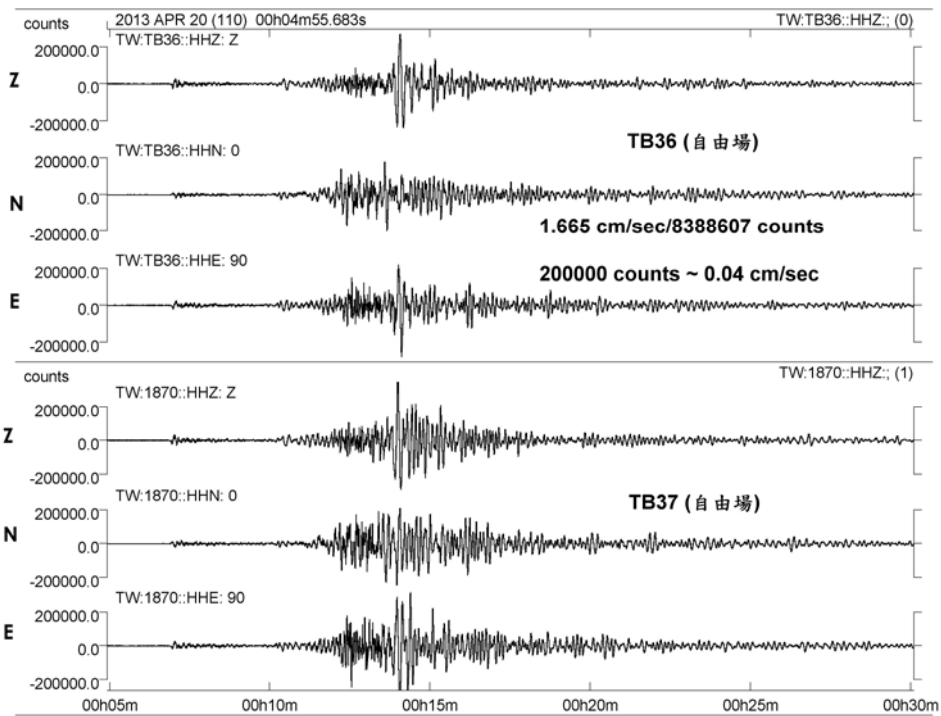
圖 18 井下寬頻地震站在 2013 年 1 月至 2013 年 10 月收錄之遠場地震之震央分佈。



圖 19 2013 年 4 月 20 日中國大陸四川雅安地震(規模 6.6)與 2008 年 5 月 12 日四川汶川地震(規模 7.8)的震央位置。



(a)



(b)

圖 20 2013 年 4 月 20 日四川雅安地震在(a) PADB 與 WKVB 井下站和(b)TB36 與 37 地表站所記錄到三分量速度波形。

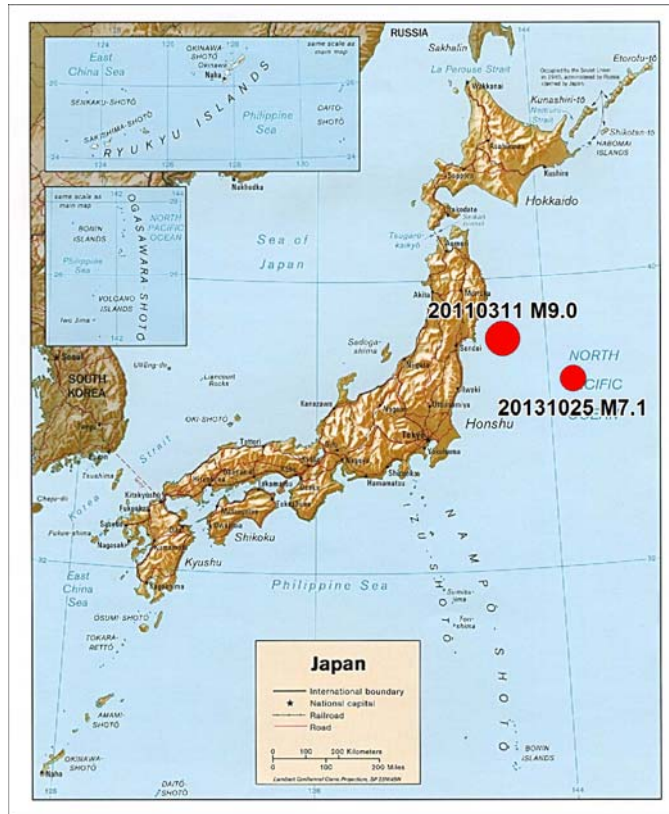


圖 21 2013 年 10 月 25 日日本本州近海地震(規模 7.1)與 2011 年 3 月 11 日東北大地震(規模 9.0)的震央位置。

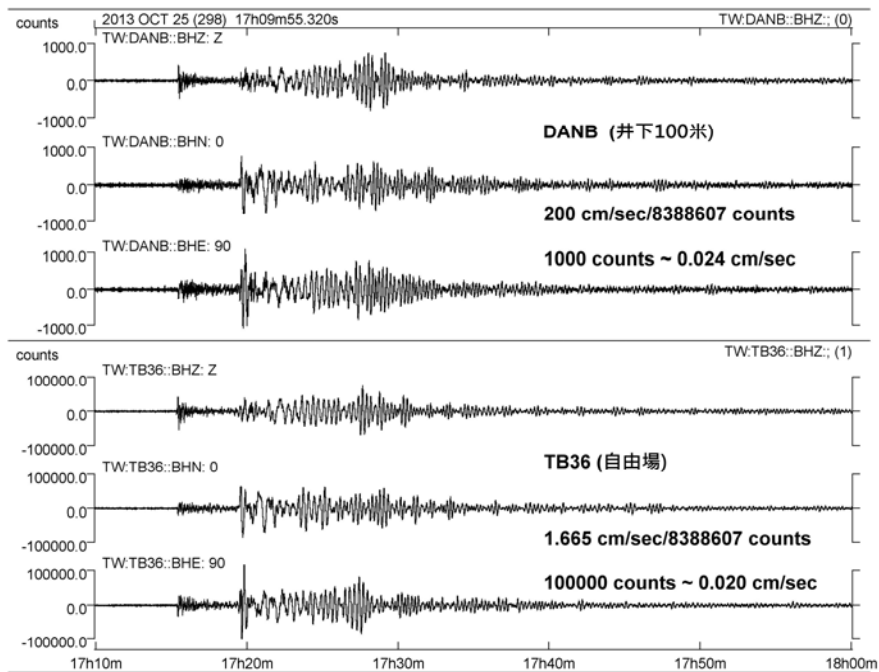


圖 22 2013 年 10 月 25 日日本本州近海地震在 DANB 井下站和 TB36 地表站所記錄到三分量速度波形。

二、大屯山地區

過去早於 2003 年行政院國家科學委員會（簡稱：國科會）及內政部營建署陽明山公園管理處（簡稱：陽管處）的支持與協助下（林，2007），中央研究院地球科學研究所（簡稱：地球所），開始陸續於大屯火山地區建置了 12 個地震觀測站（YM01 至 YM12），成立大屯火山地區地震監測網。近年來在經濟部中央地質調查所（簡稱：地調所）與國科會的支持下，地球所於 2008 年 5 月至 6 月間，在大屯火山地區的七星山附近增設了 6 個臨時性地震站（YM13 至 YM18）。在這個微震觀測網中，每一地震站皆配備有英國 Guralp 公司所生產之 CMG-6TD 的寬頻地震儀，其可記錄的頻寬可高達 30 秒，並以連續記錄的方式收集地動訊號，資料的取樣率是 100Hz。CMG-6TD 設有 GPS，可定時接收衛星訊號進行校時。由於若干測站所需之電力供應並不方便，我們架設太陽能板並借用民宅電力，以確保電力的穩定與供應無虞。此外，為了確保野外地震站的安全與訊號的穩定，部分測站的基座以混凝土建成，並將儀器置於以玻璃纖維強化塑膠（Fiberglass Reinforced Plastics, FRP）所製成的保護罩內，其他測站則是以整理箱加上防水帆布覆蓋之。

本計畫為提高地震監測能力，已將部分地表地震站以井下地震儀（圖 23）來取代，分別有兩類。第一類為一百公尺深之井下地震儀，以七星山與大油坑附近地震較多之地區為中心，分別於菁山自然中心、小油坑及七股三個地震站（圖 24），施工情形參考圖 25。第二類為十公尺深之淺部井下地震儀，大約均勻選取分佈於監測地區內共有八站（如圖 26），施工情形參考圖 33。相信這些改善對未來火山地震之監測會有較大之效益。

(a)



(b)



圖 23 井下地震儀之外觀。(a) 記錄器；(b) 感應器。

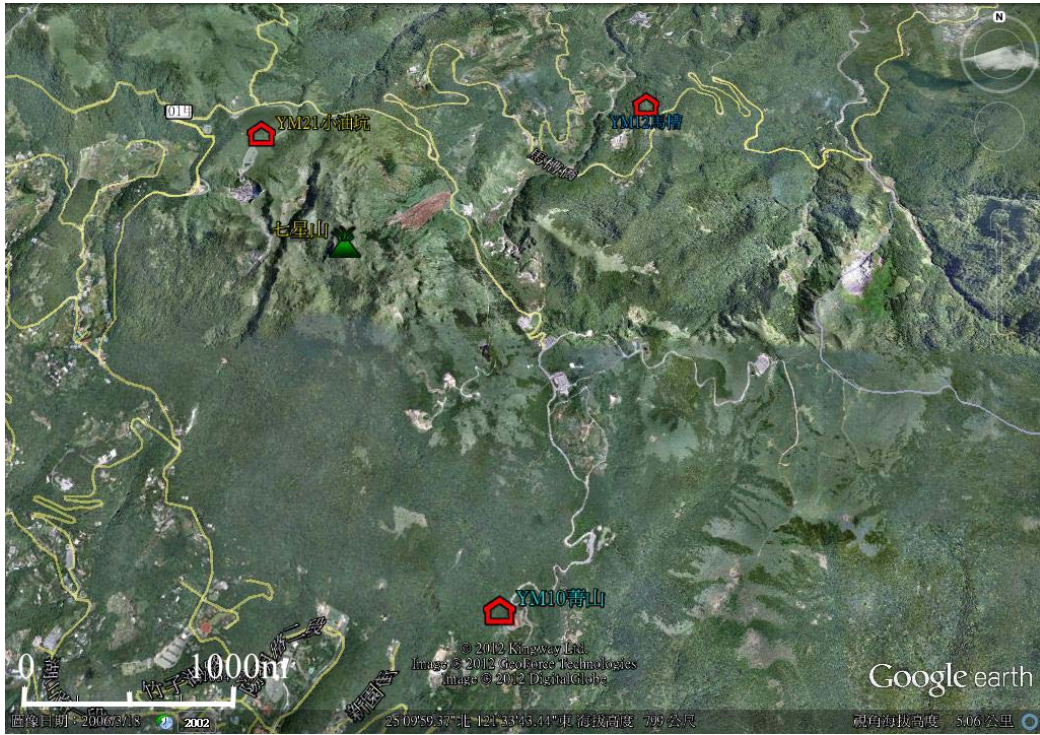


圖 24 三個深井地震站分佈(紅色屋型)。



圖 25 深井地震站現場施工情況。

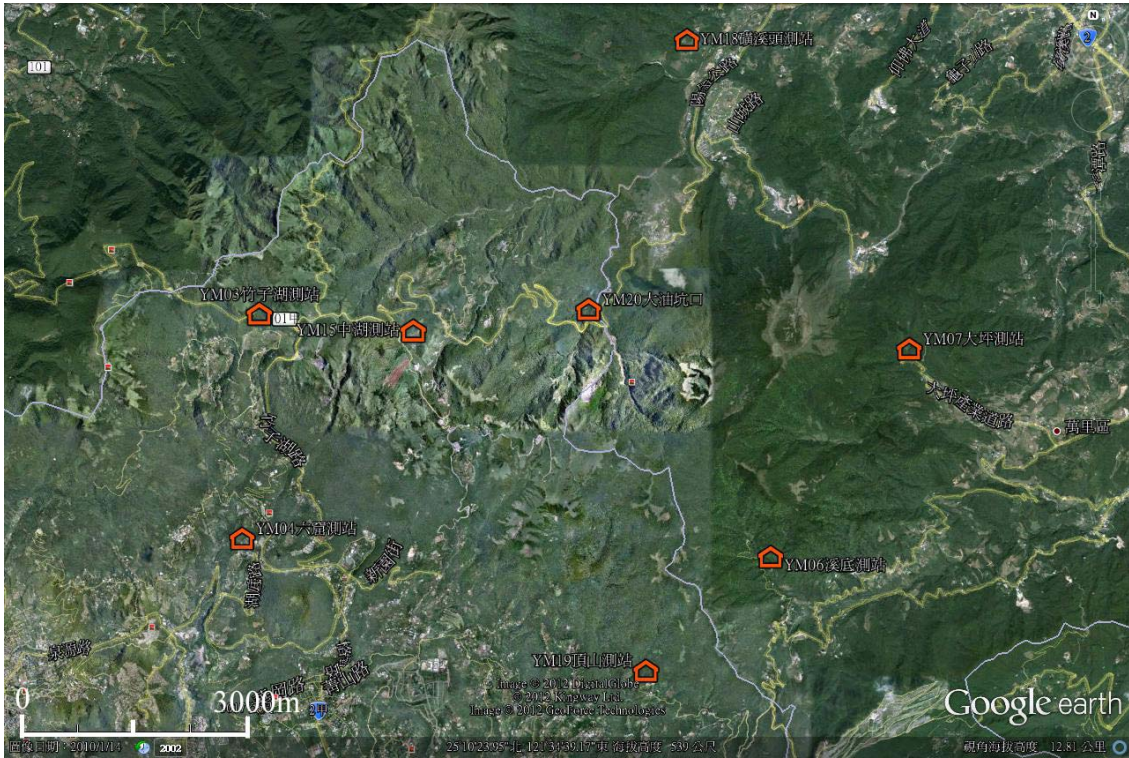


圖 26 八個淺井地震站分佈(橘色屋型)。



圖 27 淺井地震站現場施工情況。

大屯山地區的資料處理，截至 2013/06/31 前，一共觀測了超過一萬個微震，所有微震於空間中的分佈如圖 28 所示，而微震隨時間的分佈可以參考圖 29 所示，而微震於不同深度與規模的發生數目統計分別如圖 30 與圖 31 所示。

首先由圖 34 可知，大屯山地區的地震集中在大油坑和七星山附近，主要可能反應這些地震可能與火山活動有關。反之，這些地震活動可能與山腳斷層之關係並不明顯。從長期的地震活動來看，雖然地震集中在七星山與大油坑附近，但這兩區的地震活動模式是有所差異的。在七星山的部分，每月地震發生的個數變化並不明顯。相反的，在大油坑的部分，地震發生的次數變化性就很高，平均每年就會有一次地震較為活躍的時期（圖 29）。

若更進一步將地震的每日發生個數進行統計，以最近幾年的資料來看（圖 32），地震日個數大於 10 的天數並不多。但仔細觀察，可以發現有為數不少的地震發生的事件，地震單日個數有異常增加。而異常的天數，從一個日到一週皆有。我們更進一步分析這些地震異常增加的地震空間分布，可以看出這些異常發生的地震集中在七星山，大油坑與大油坑東北側的八煙地區。更深入的觀察這些地震，可以發現地震發生的時間與空間皆十分相近，是典型的群震現象。

群震發生的位置集中在七星山、大油坑與其周邊的八煙地區（圖 33 - 圖 38）。以群震活動的強度來看，大油坑最明顯，其單日的群震可達 30~40 個（圖 32）。群震發生的頻率，則相對是以七星山較高，但其活動產生的地震個數相對於大油坑就少很多。

2008/05-2013/06

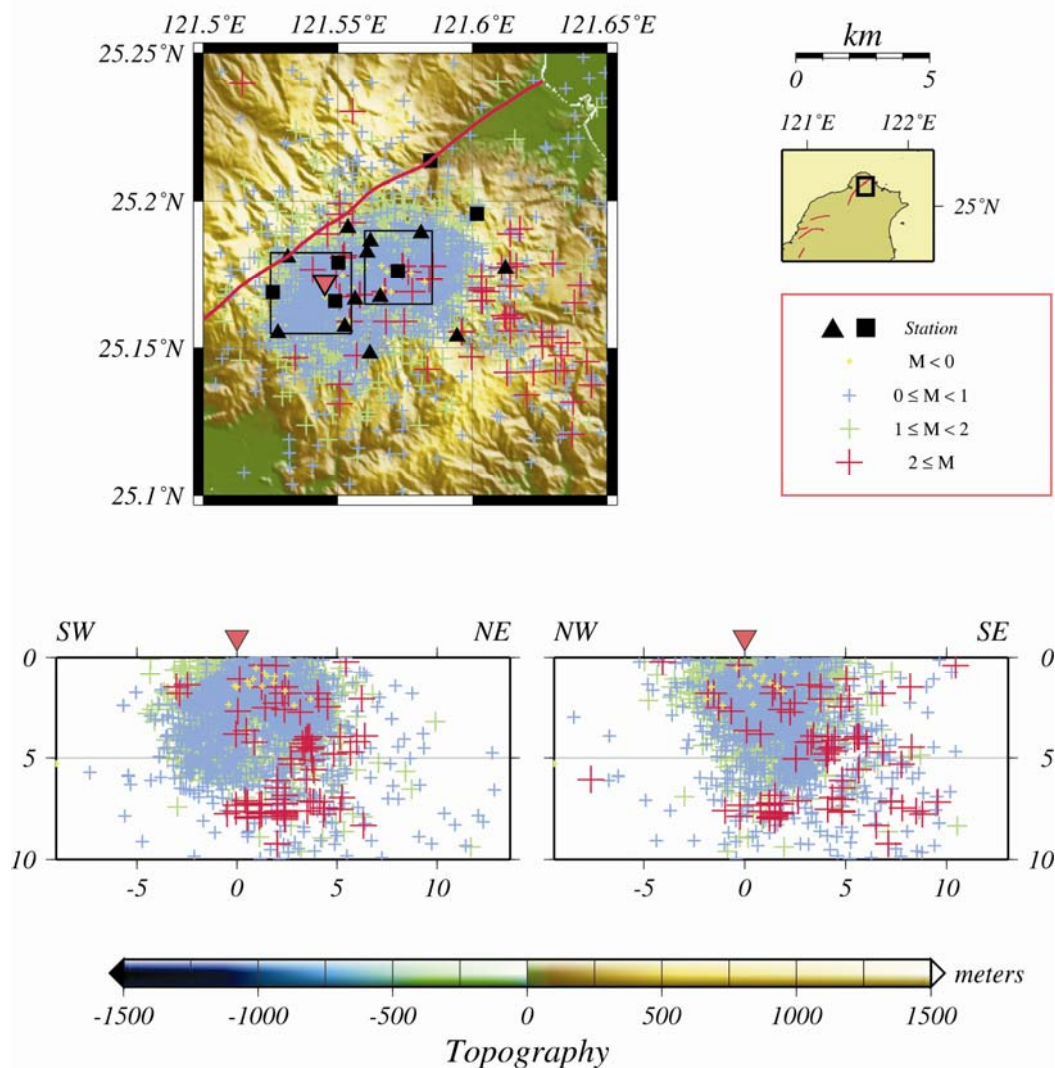


圖 28 大屯山地區過去數年中之微震活動分布。資料起自 2003 年 5 月至 2013 年 6 月於左上圖中的兩個黑框分別表示七星山（西邊）與大油坑（東邊）地區。倒三角形為七星山的位置，紅色線段表示山腳斷層的位置，十字形表示微震震源位置，而十字形的大小與顏色表示微震規模的大小，微震站以三角形（2008 年以前完成之微震站）和四方形（2008 年新設置之微震站）表示。下圖為微震分布的剖面，分別為東北-西南和西北-東南方向的微震分布剖面，剖面的橫軸表示相對於七星山的距離，其單位為公里；縱軸為深度，朝地心方向為正號，單位亦為公里。

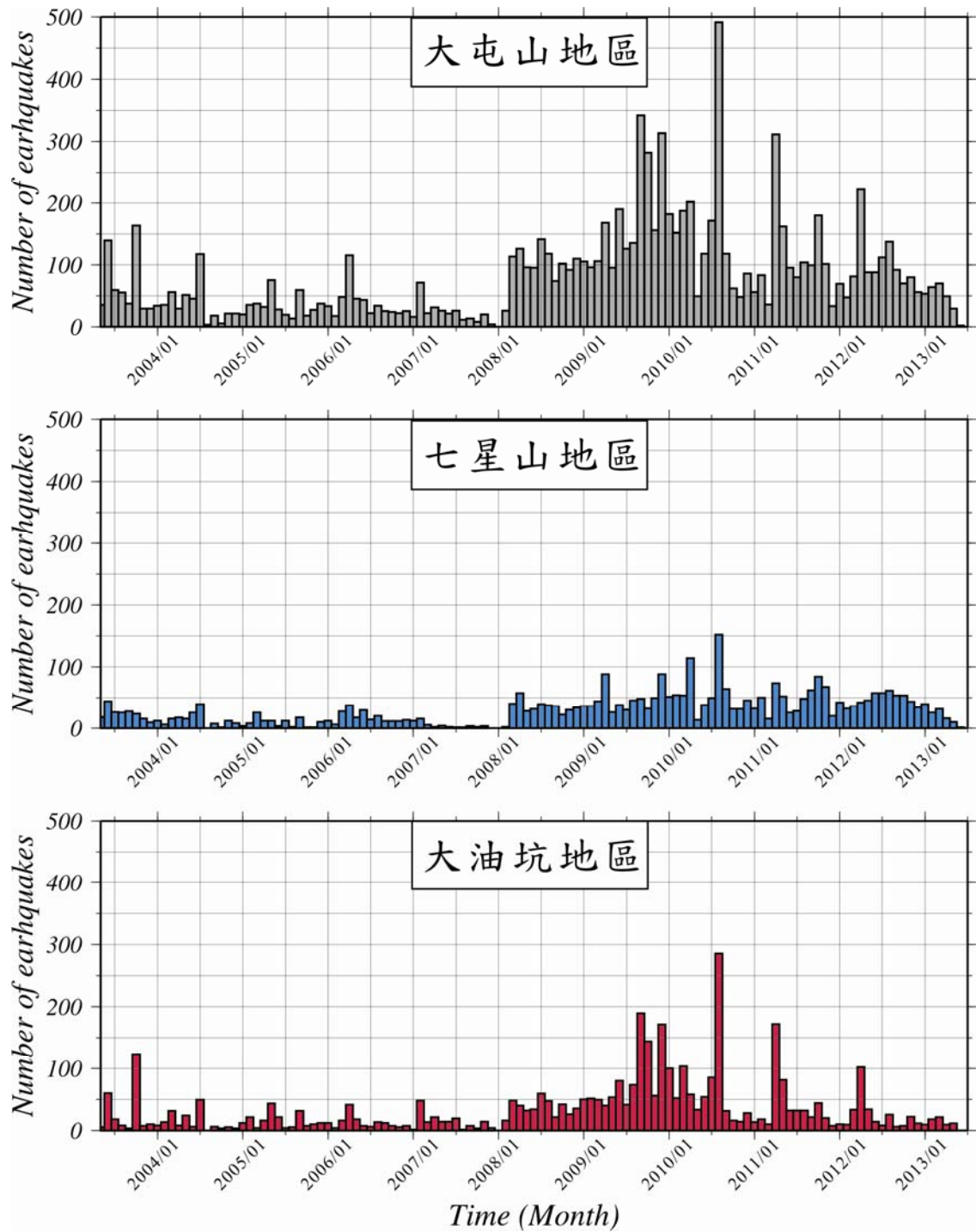


圖 29 大屯山各地區各月份累積之微震活動個數。

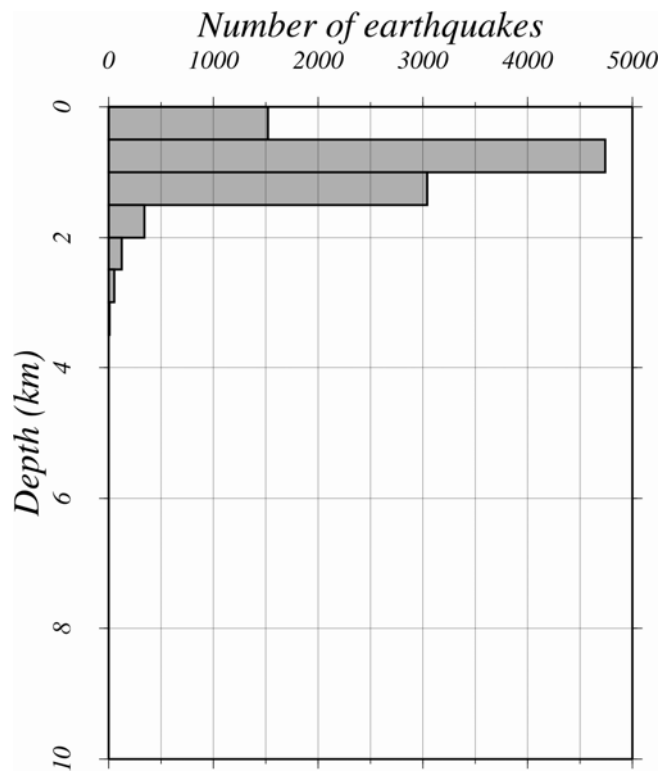


圖 30 大屯山地區之微震深度分布統計圖。

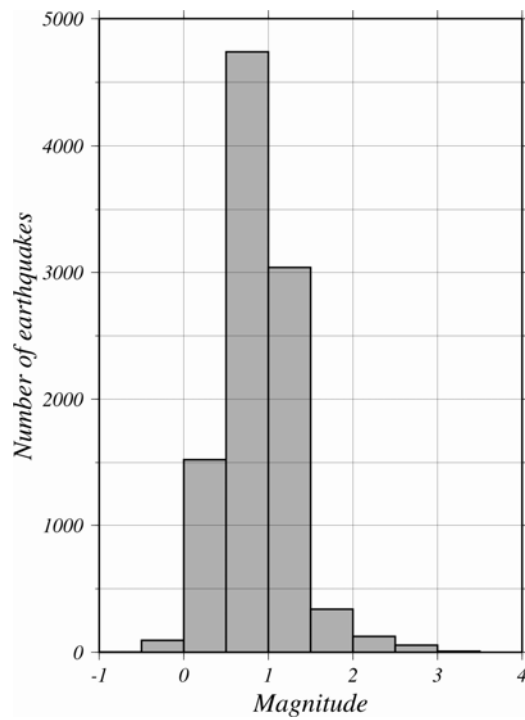


圖 31 大屯山地區之微震規模分布統計圖。

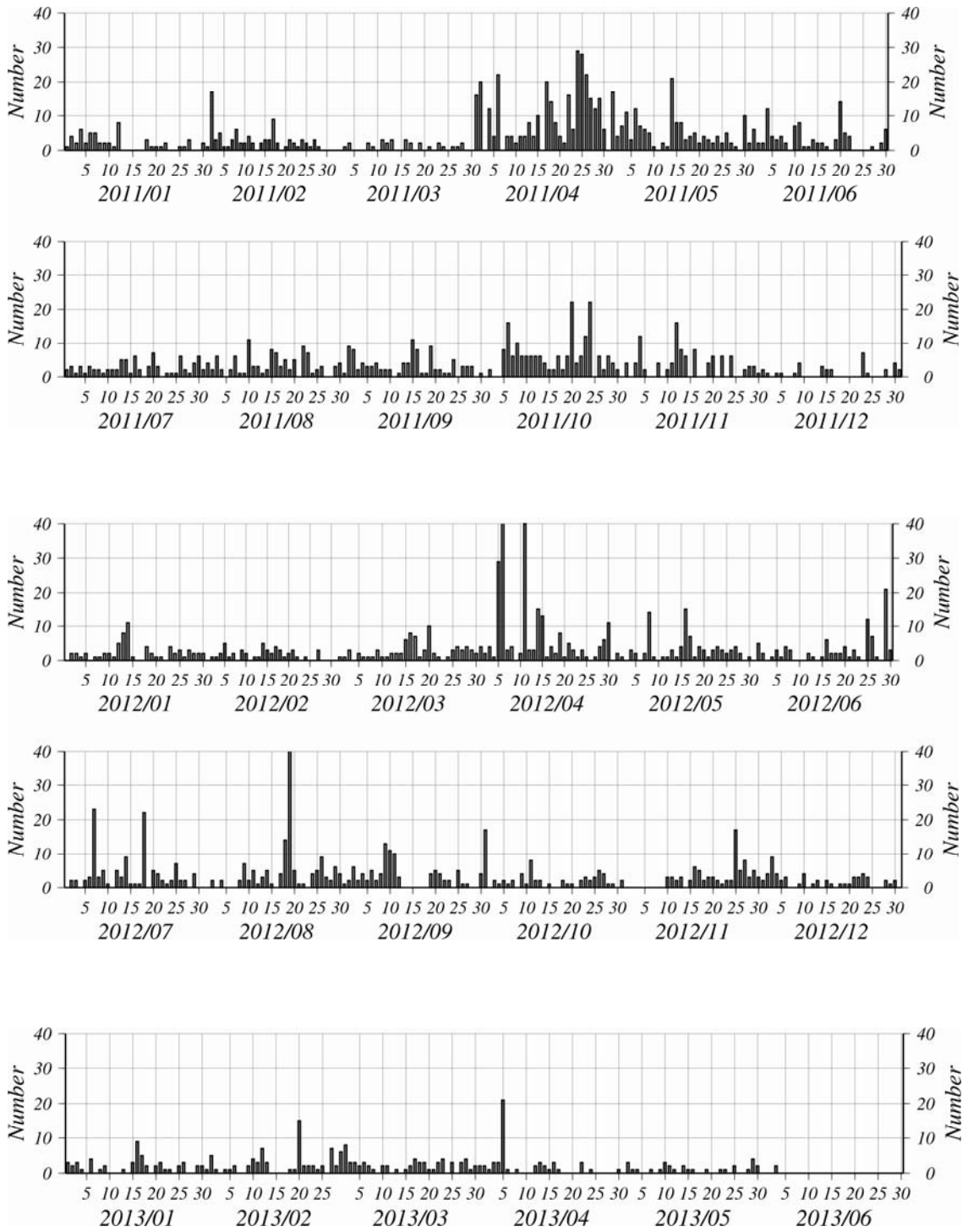


圖 32 大屯山地區的地震日個數統計圖。

2008

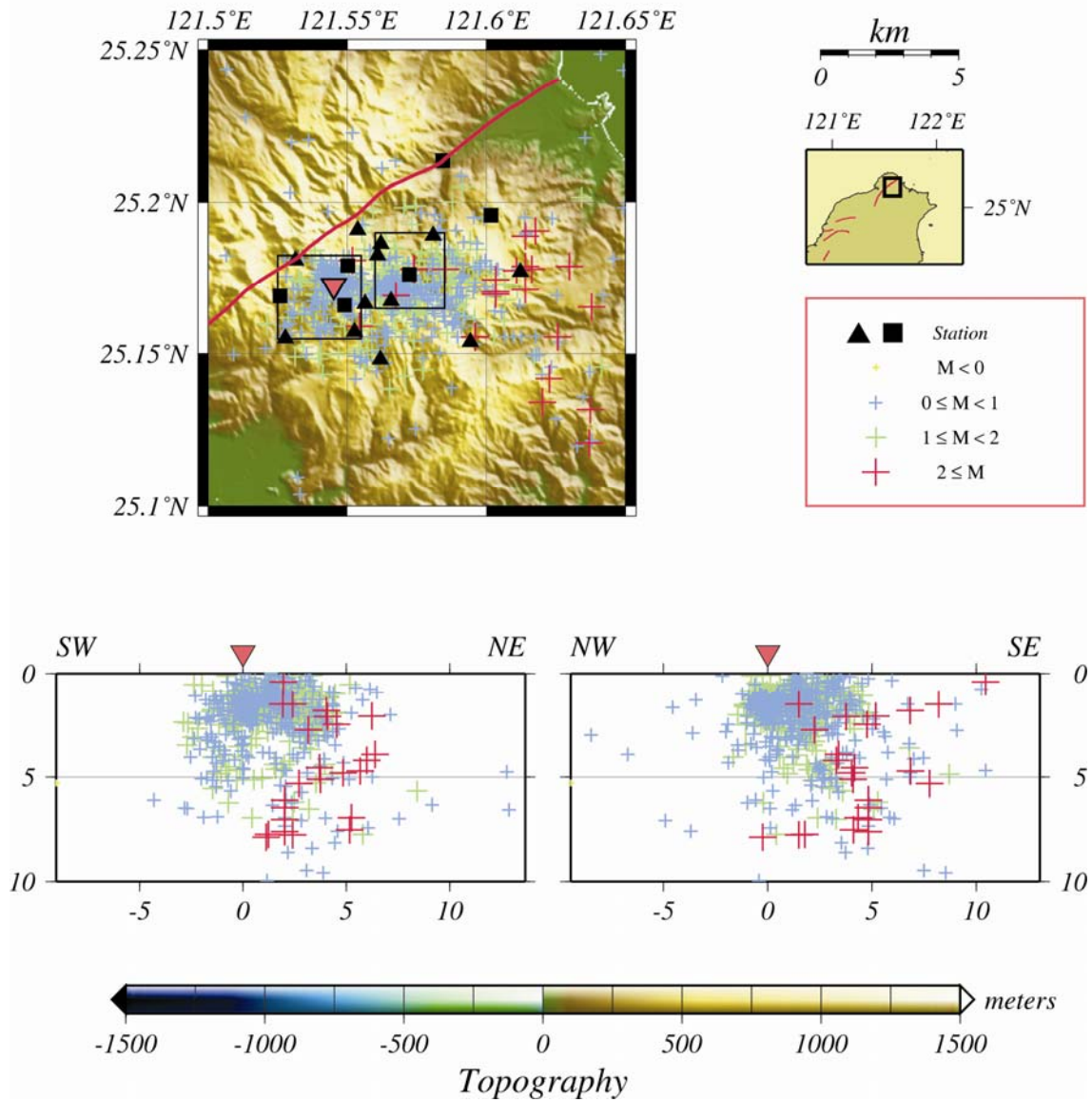


圖 33 大屯山地區 2008 年地震分布圖。

2009

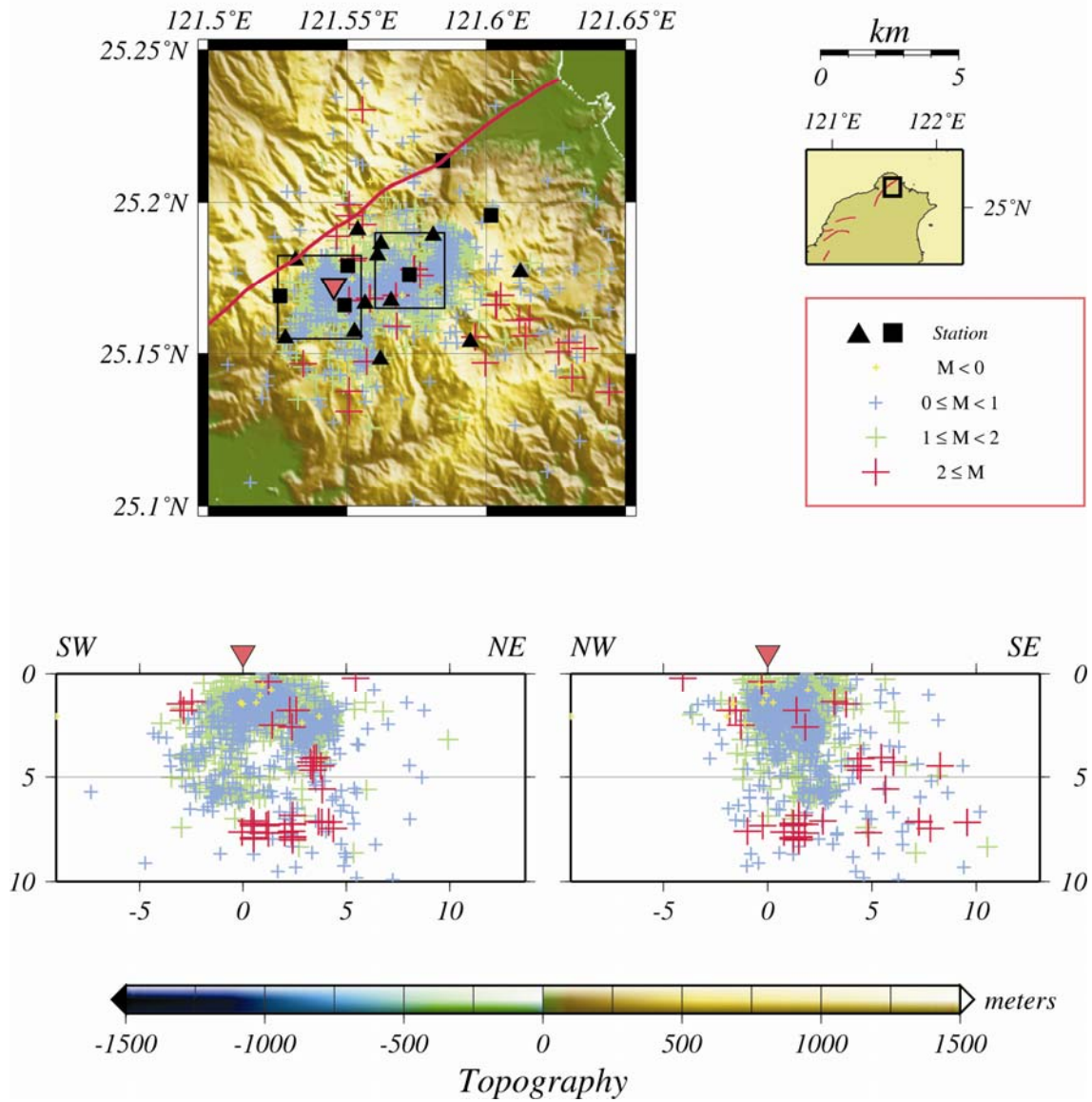


圖 34 大屯山地區 2009 年地震分布圖。

2010

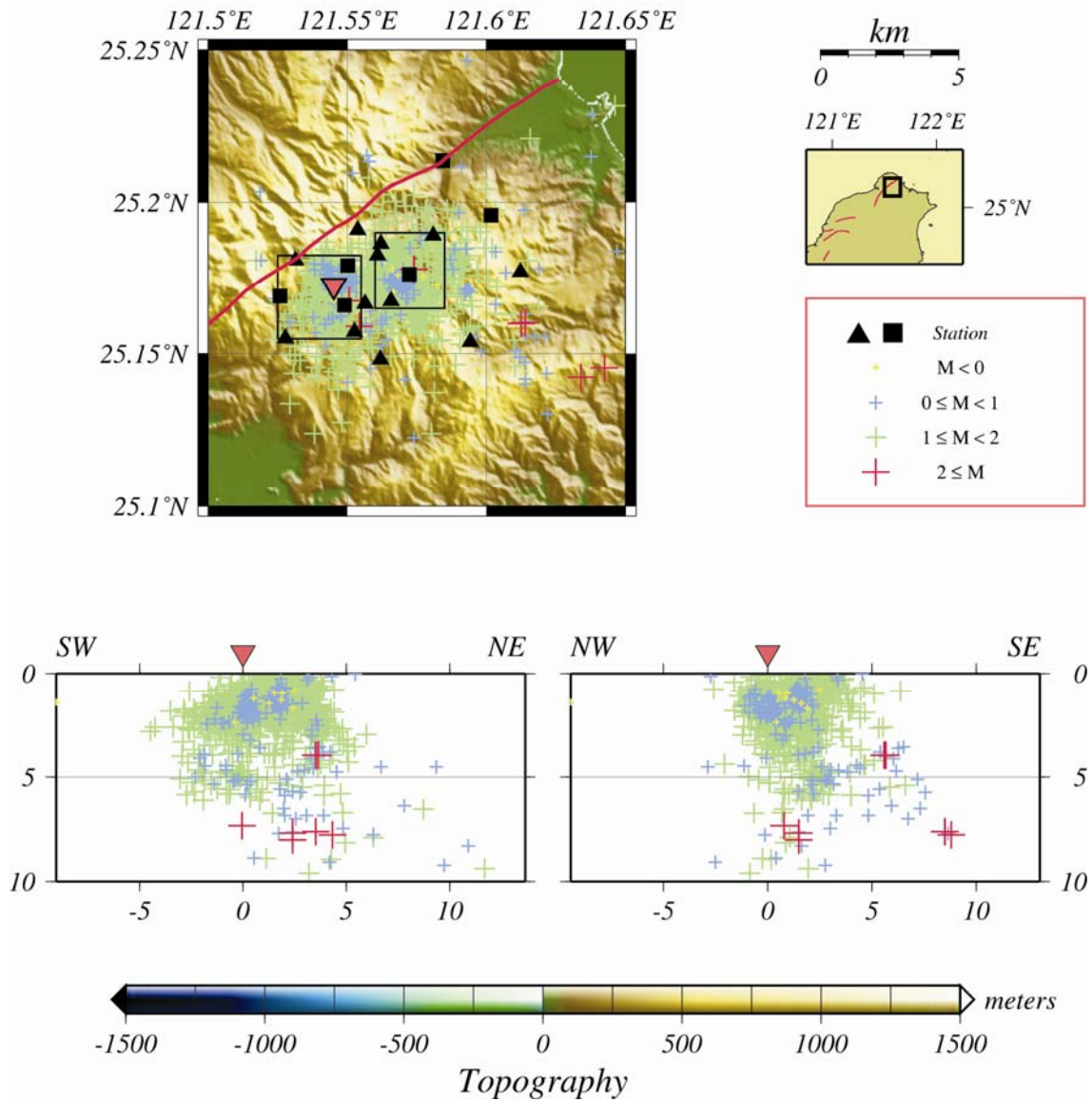


圖 35 大屯山地區 2010 年地震分布圖。

2011

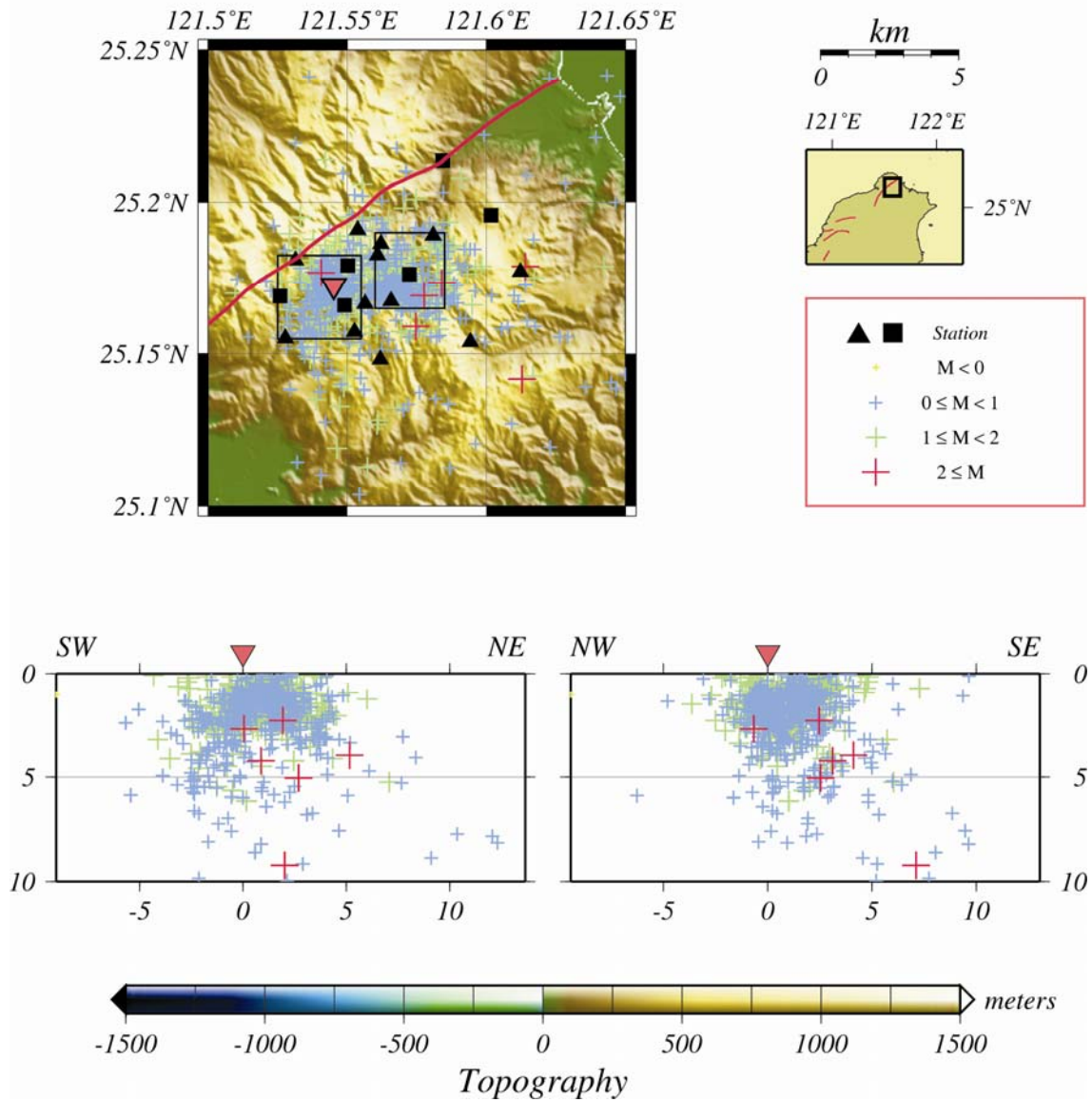


圖 36 大屯山地區 2011 年地震分布圖。

2012

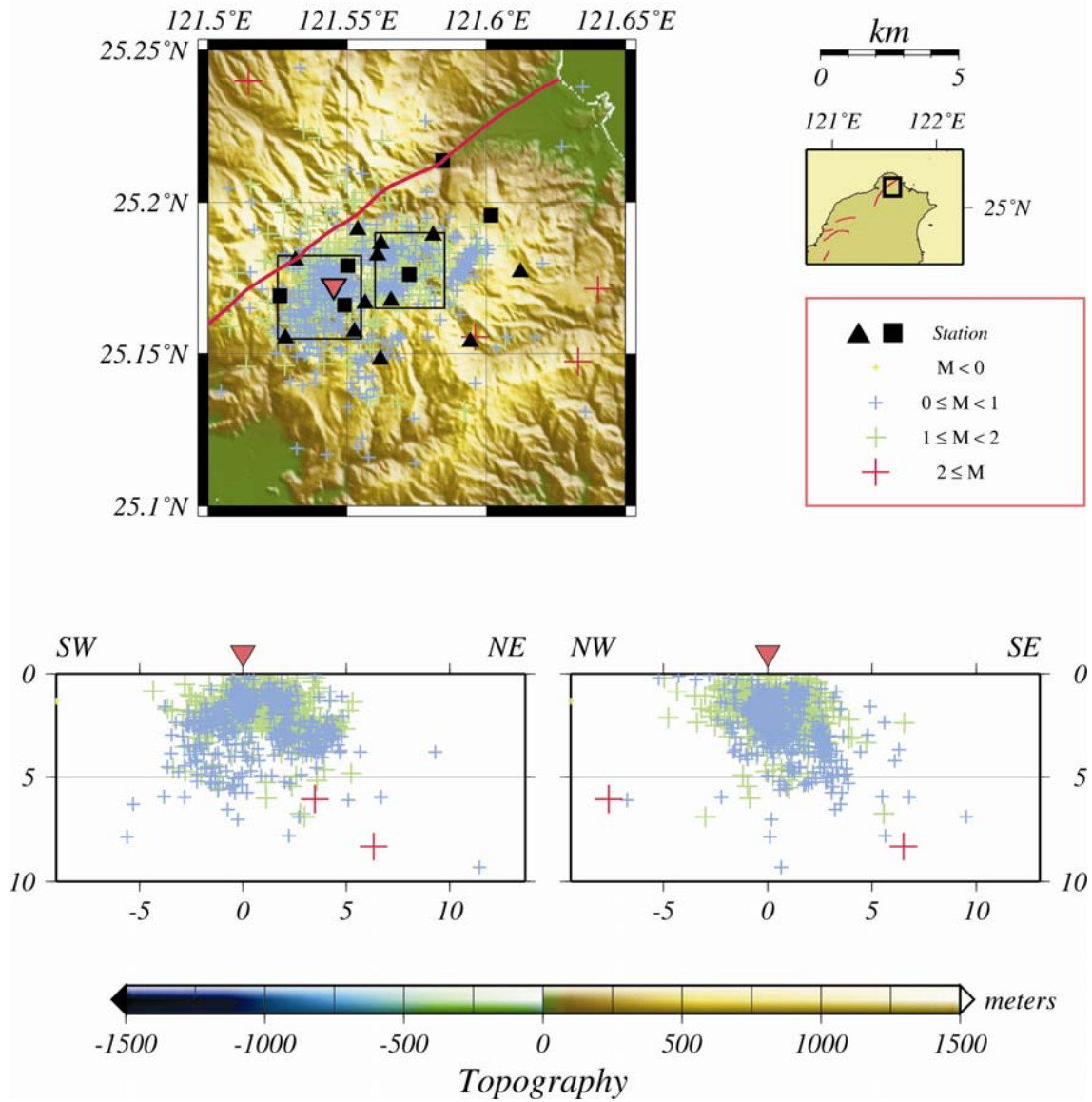


圖 37 大屯山地區 2012 年地震分布圖。

2013

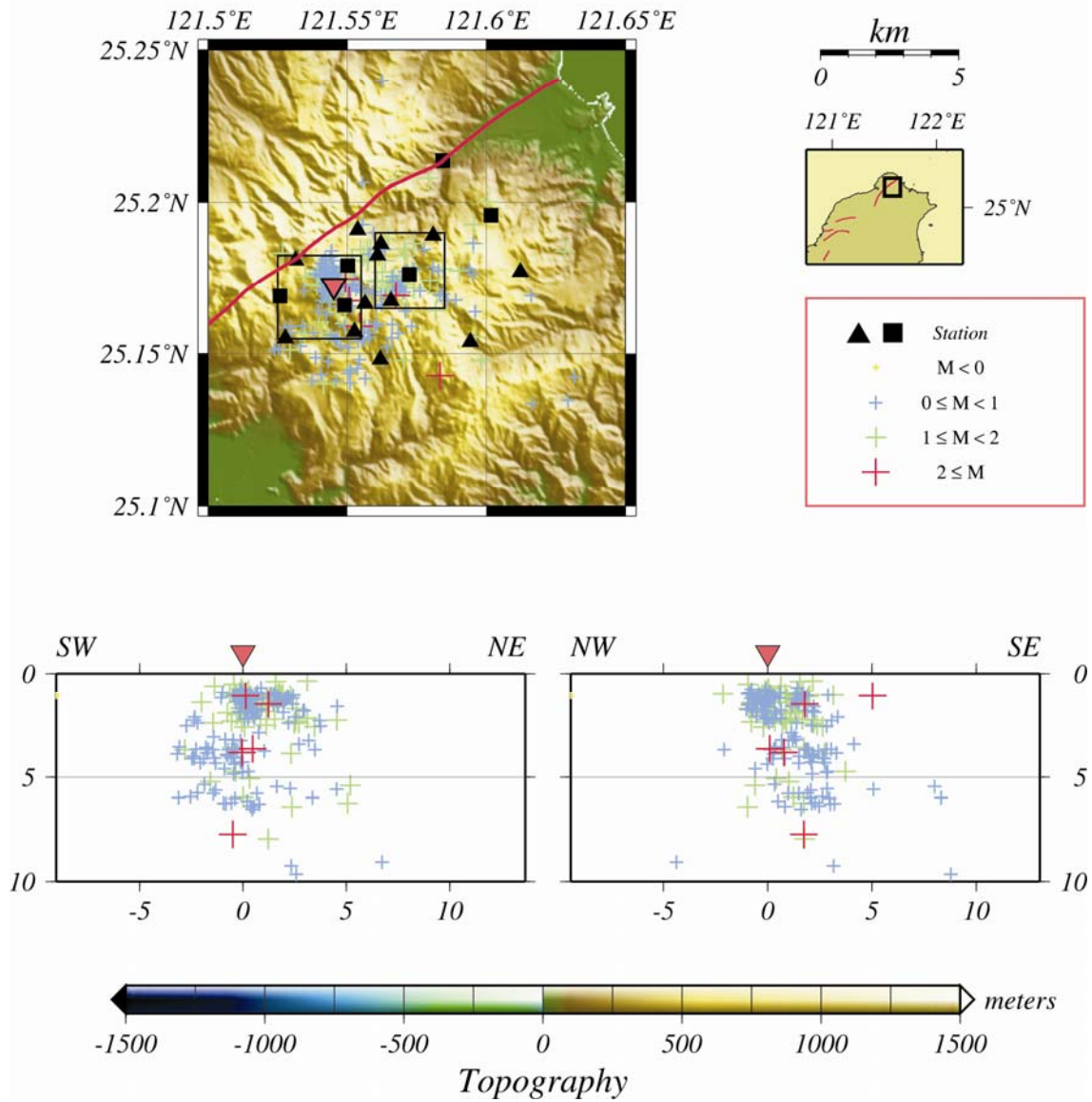


圖 38 大屯山地區 2013 年上半年地震分布圖。

三、宜蘭地區

本研究計劃為了觀測龜山島及其附近微震與火山活動，除了在龜山島上設置 4 個地震站外 (IL10 至 IL13)，同時在起三貂角，南至蘇澳港間的宜蘭海岸沿線地區分別設置了 9 個地震站 (IL01 至 IL09)。此外，為了使觀測網在空間分佈上更有利於地震監測的工作，本計畫在宜蘭山區也加設了 5 個地震站 (IL14 至 IL18)。並自 2012 年 3 月起，再增加兩個地震站 (IL19 至 IL20)，分別位於礁溪與蘇澳地區。這些位於山區的測站也提供了許多訊號清晰的觀測波形，十分有利於本研究中的波相識別與未來更進一步的運用。

本計畫於宜蘭地區野外測站所使用的地震記錄器為日本東京測振株式會社 (Tokyo sokushin) 所生產之 SAMTAC-801 系列 (801H 與 802H)，801 系列設有微電腦，其內部有著容量 20 Giga-bytes 的記憶體，並配備有 GPS 時間接收器，其取樣率最高可達 250Hz，並以 24 位元之數位式記錄儲存下來，配合其具有連續記錄等特性，是非常適合於本計畫的研究之用。本計劃於宜蘭沿海地區之地震站，是以德國 Mark products 公司生產之 LE3Dlite 短週期三向量速度型感應器為主，其自然頻率為 1Hz。

本計劃為了能觀測微震與火山地震兩者之訊號，於龜山島上之地震儀則是採用兩種感應器同步記錄地動訊號，除了先前所提的以短週期之感應器之外，還加上一組中長週期的感應器，此類型的感應器是由英國 Guralp 公司所生產的 CMG-3T，可記錄到的地動訊號最長週期可高達 30 秒。在時間系統方面是採 GPS 的時間，亦是定時接收衛星訊號修正時間。在電力的供應來源部分，則是以太陽能板與當地民宅借電混用。而在資料的取樣率上，則是與大屯山地區相同。

過去觀測結果清楚的呈現宜蘭地區的微震活動十分頻繁，自 2007 年九月份至 2013 年五月份為止，在本研究地區 (東經 121.65° ~ 122.15° ，北緯 24.6° ~ 25.1°) 總共偵測到將近兩萬個地震的事件。地震的分佈主要都集中在龜山島附近 (圖 39)；地震的深度分佈，則大多集中在 2 到 8 公里之間 (圖 40)；地震的規模大多集中在 1.5~2 之間 (圖 41)。而地震隨時間發生的關係，我們可以明顯的發現在 2009~2010 年間，地震發生次數明顯較多 (圖 42)。

圖 44 至圖 50 為過去 2007~2013 間，宜蘭地區每年之微震分佈情況。而從每年的地震分布圖中可以發現，在宜蘭縣的羅東鎮和冬山鄉底的地震活動僅有密集發生在 2009 與 2010 年。在其它時間中，此地區的地震就顯得十分不明顯。

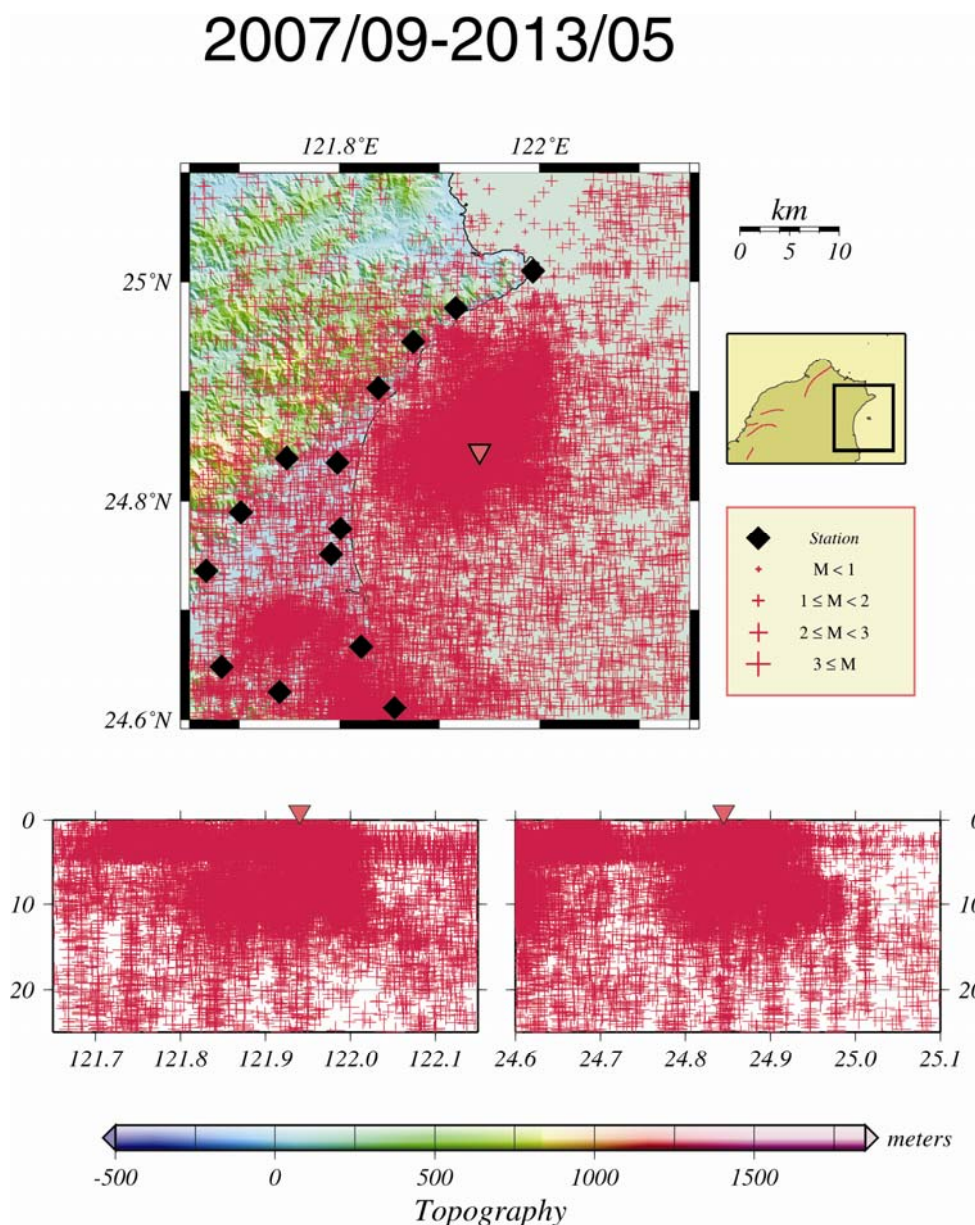


圖 39 宜蘭地區地震分佈圖。菱形為測站，倒三角為龜山島的位置，十字表示震源位置。

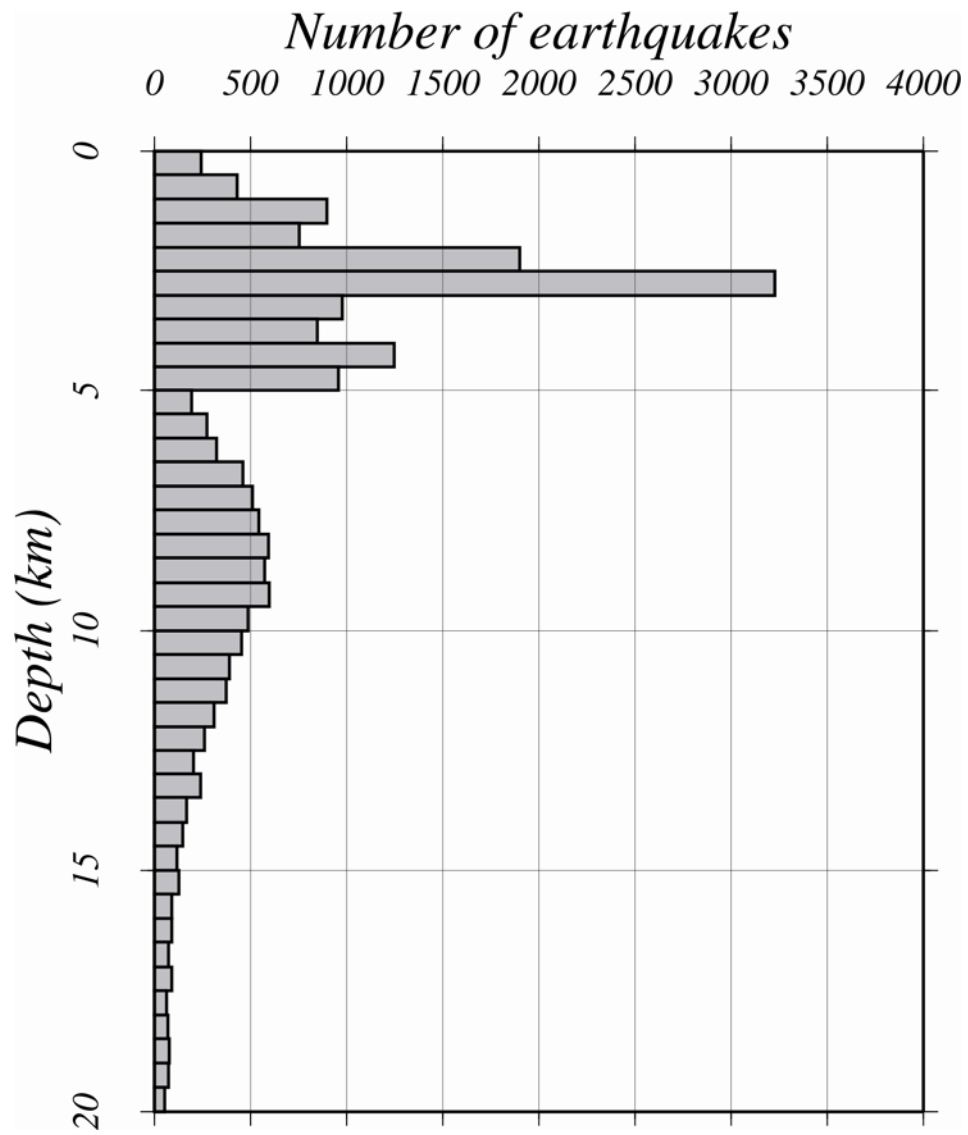


圖 40 宜蘭地區地震深度的統計圖。

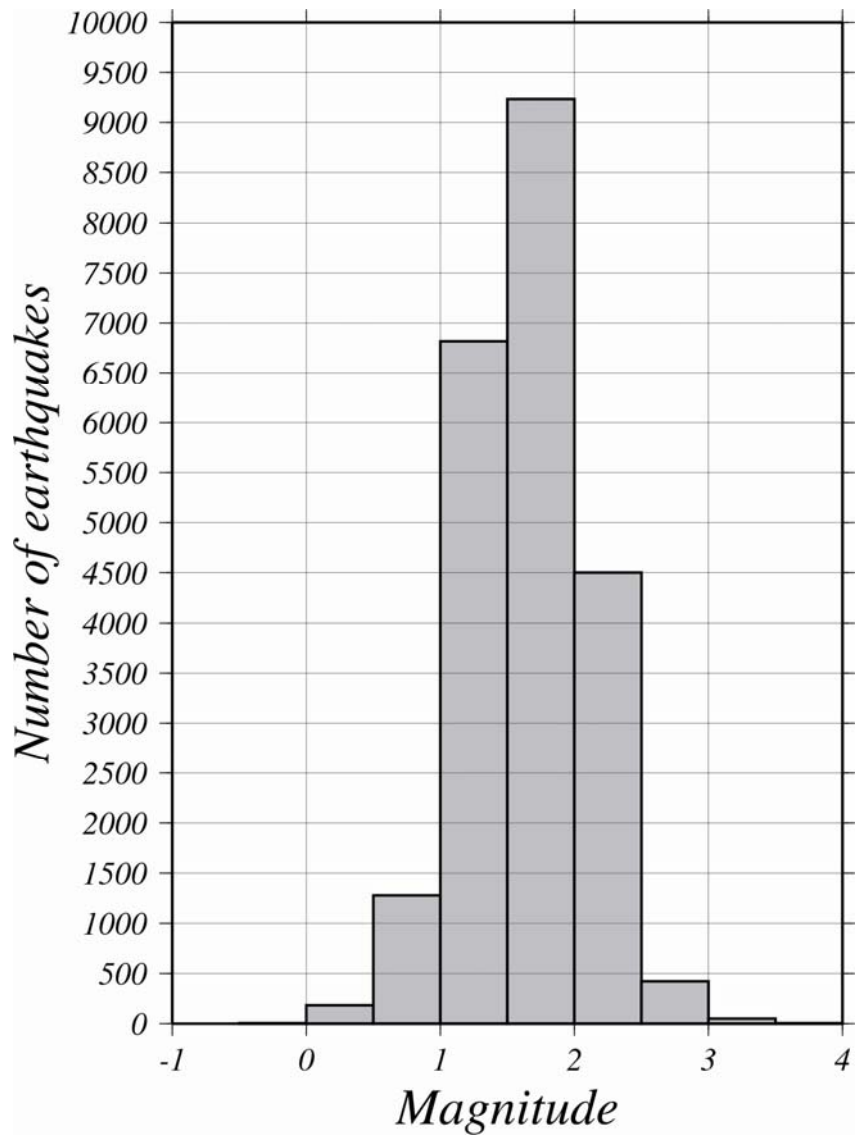


圖 41 宜蘭地區地震規模的統計圖。

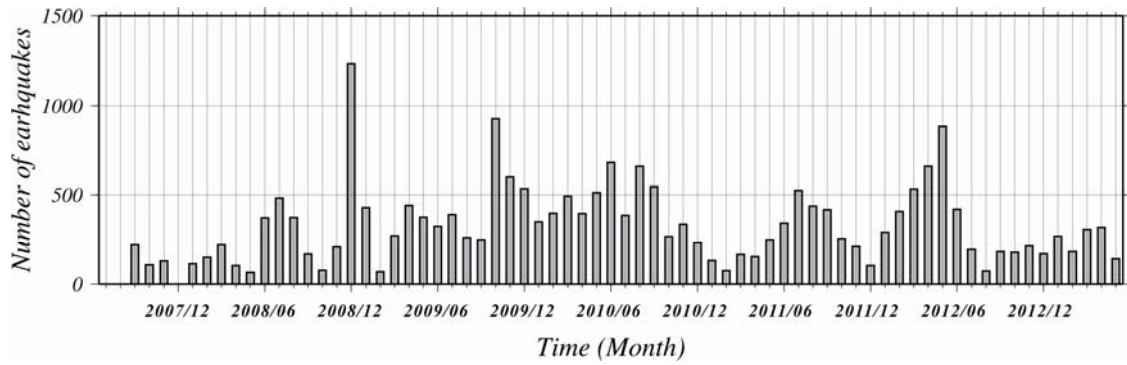
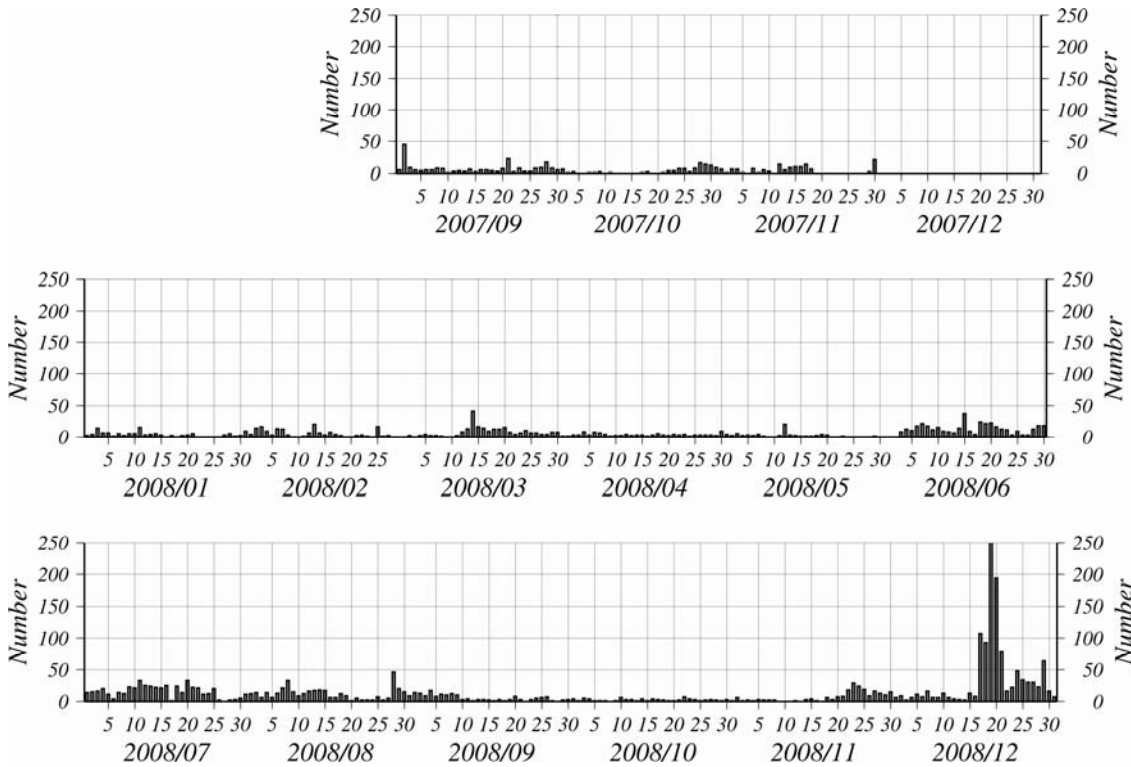
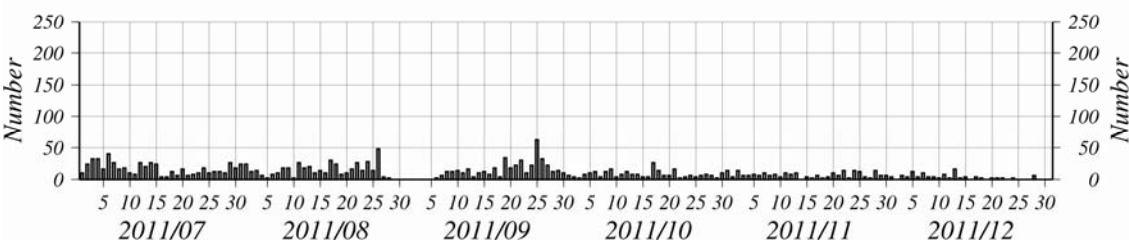
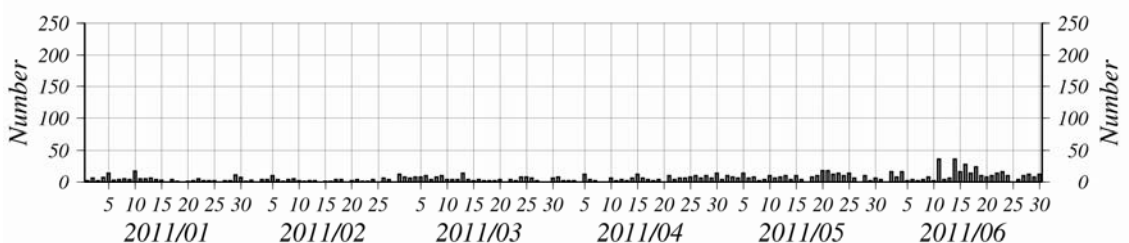
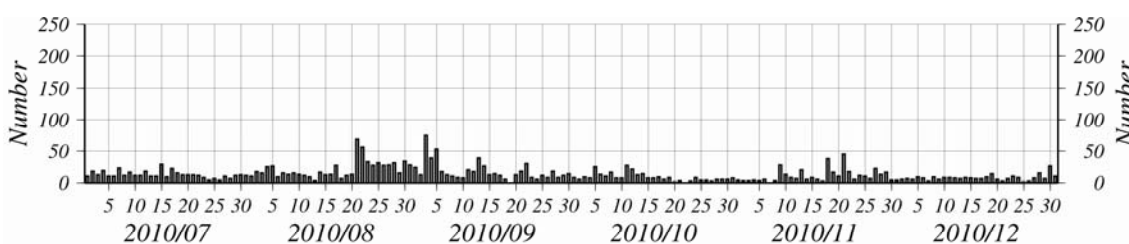
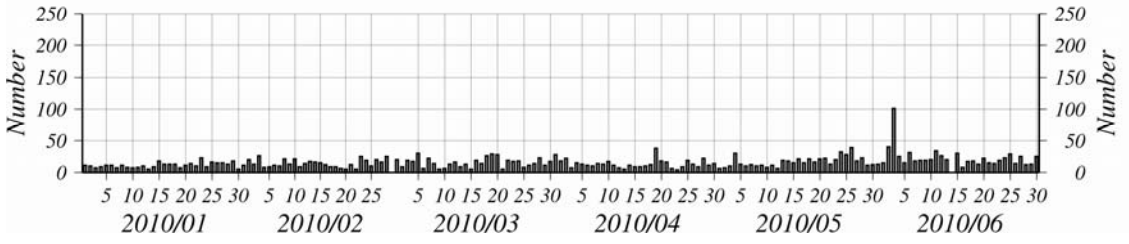
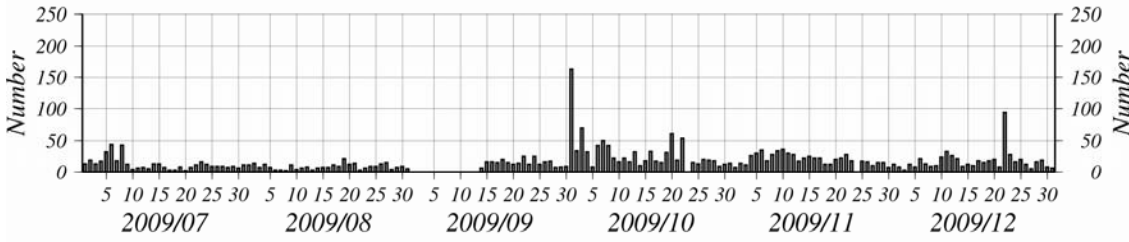
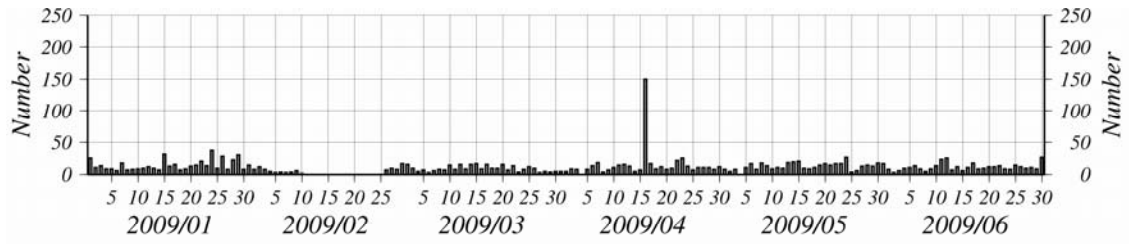


圖 42 宜蘭地區每月地震個數的統計圖。





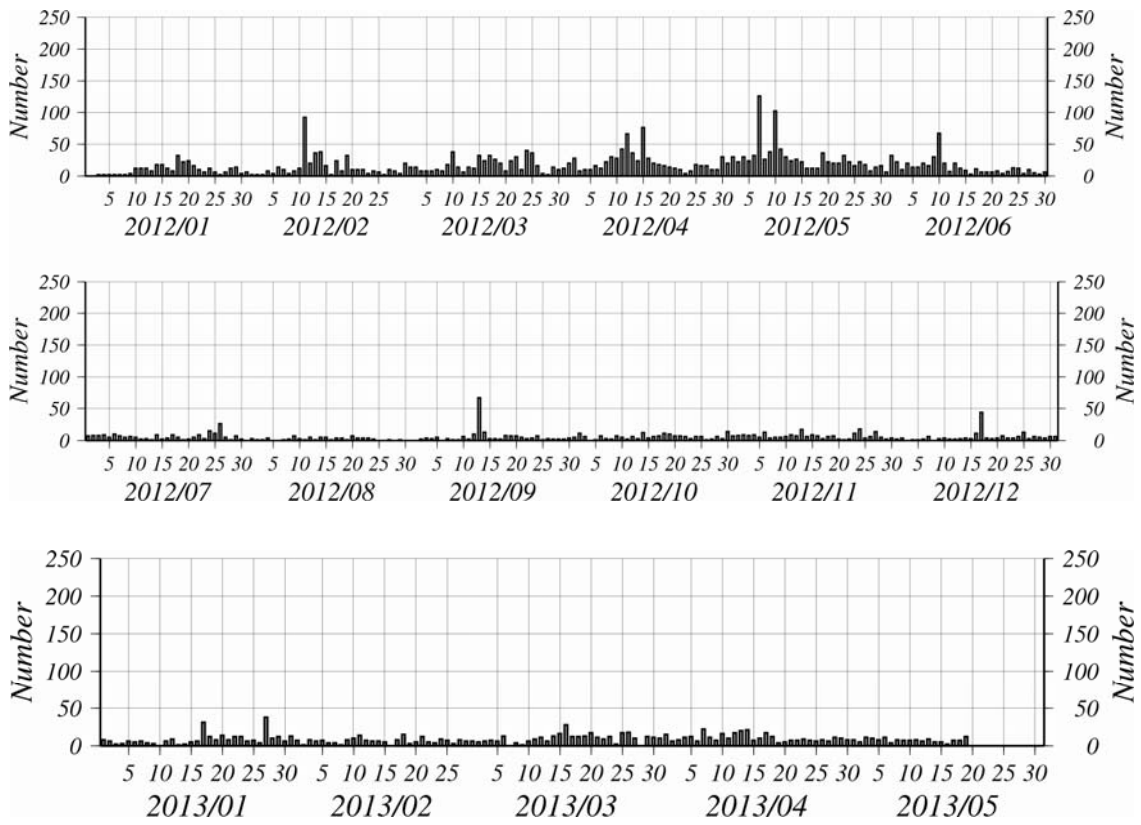


圖 43 宜蘭地區每日地震個數的統計圖。

2007

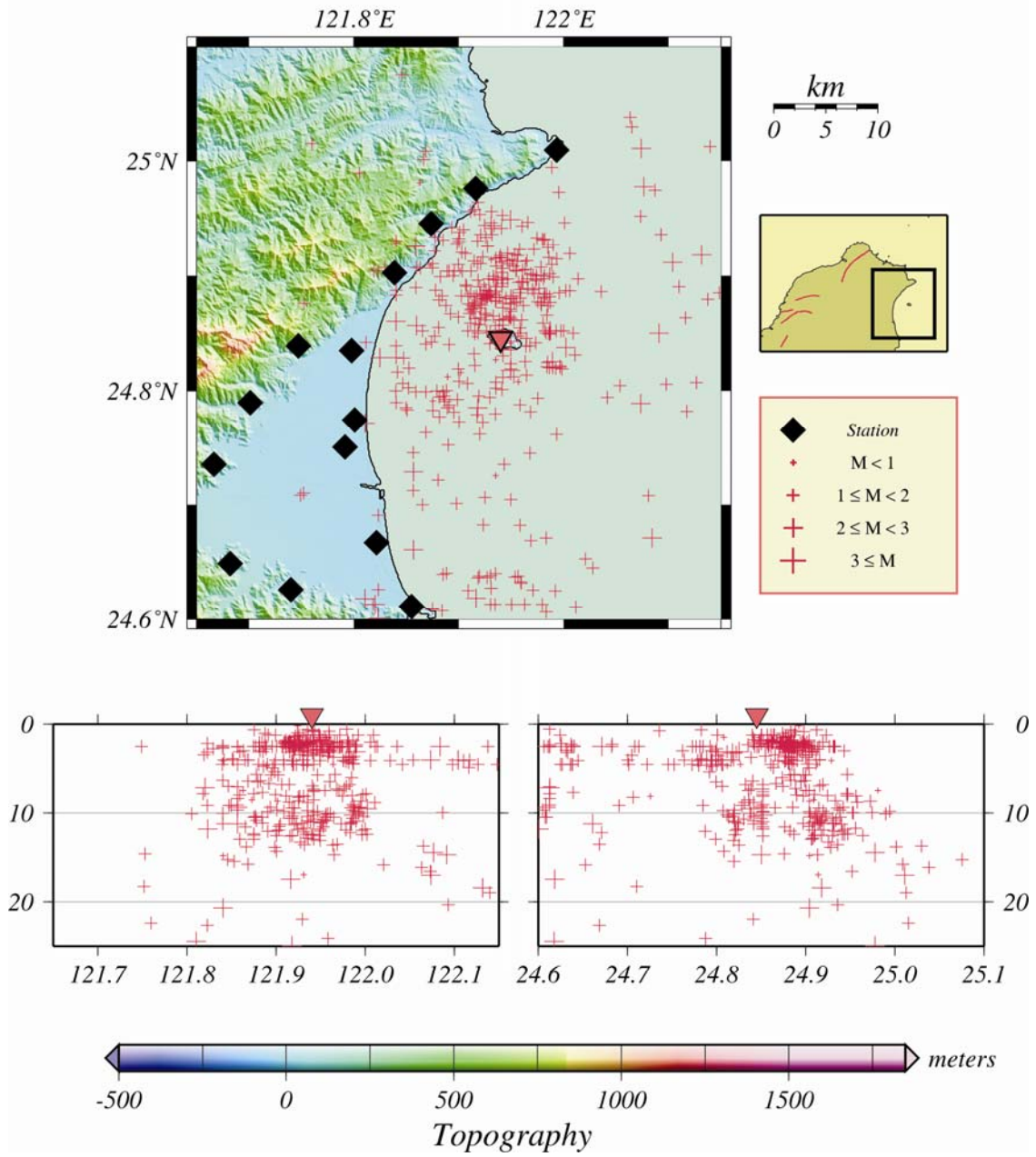


圖 44 宜蘭地區 2007 年下半年地震分佈圖。

2008

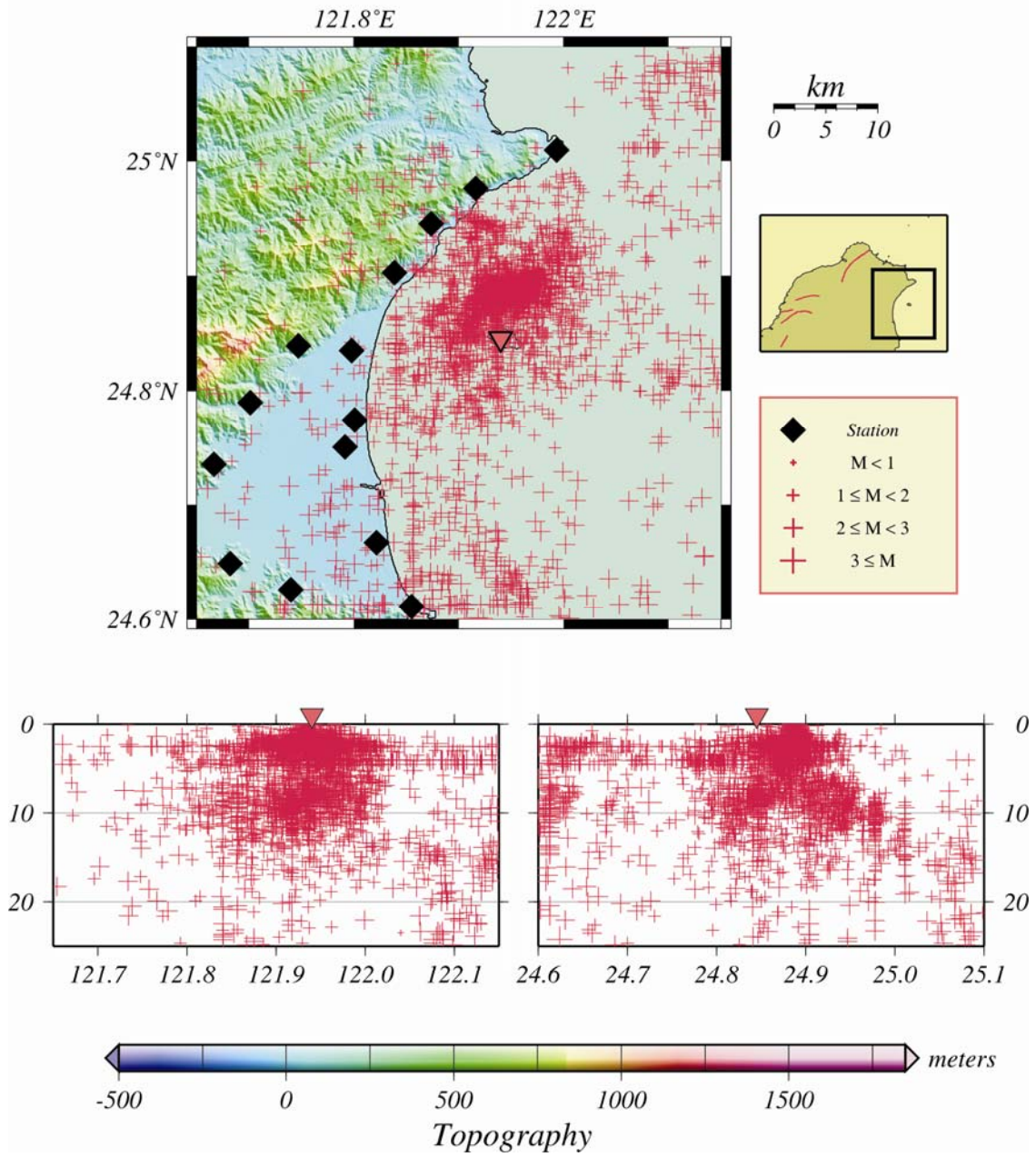


圖 45 宜蘭地區 2008 年地震分佈圖。

2009

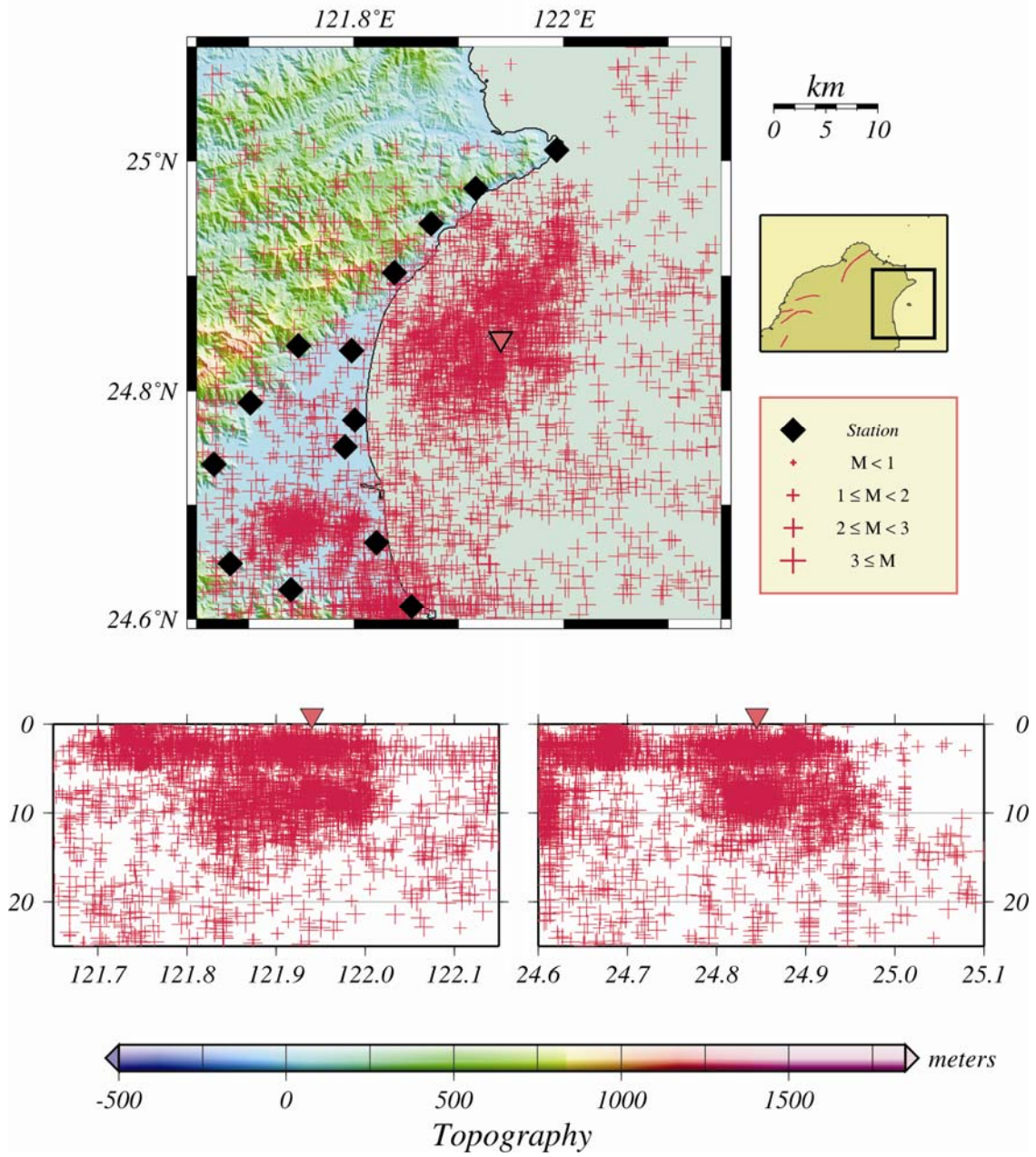


圖 46 宜蘭地區 2009 年地震分佈圖。

2010

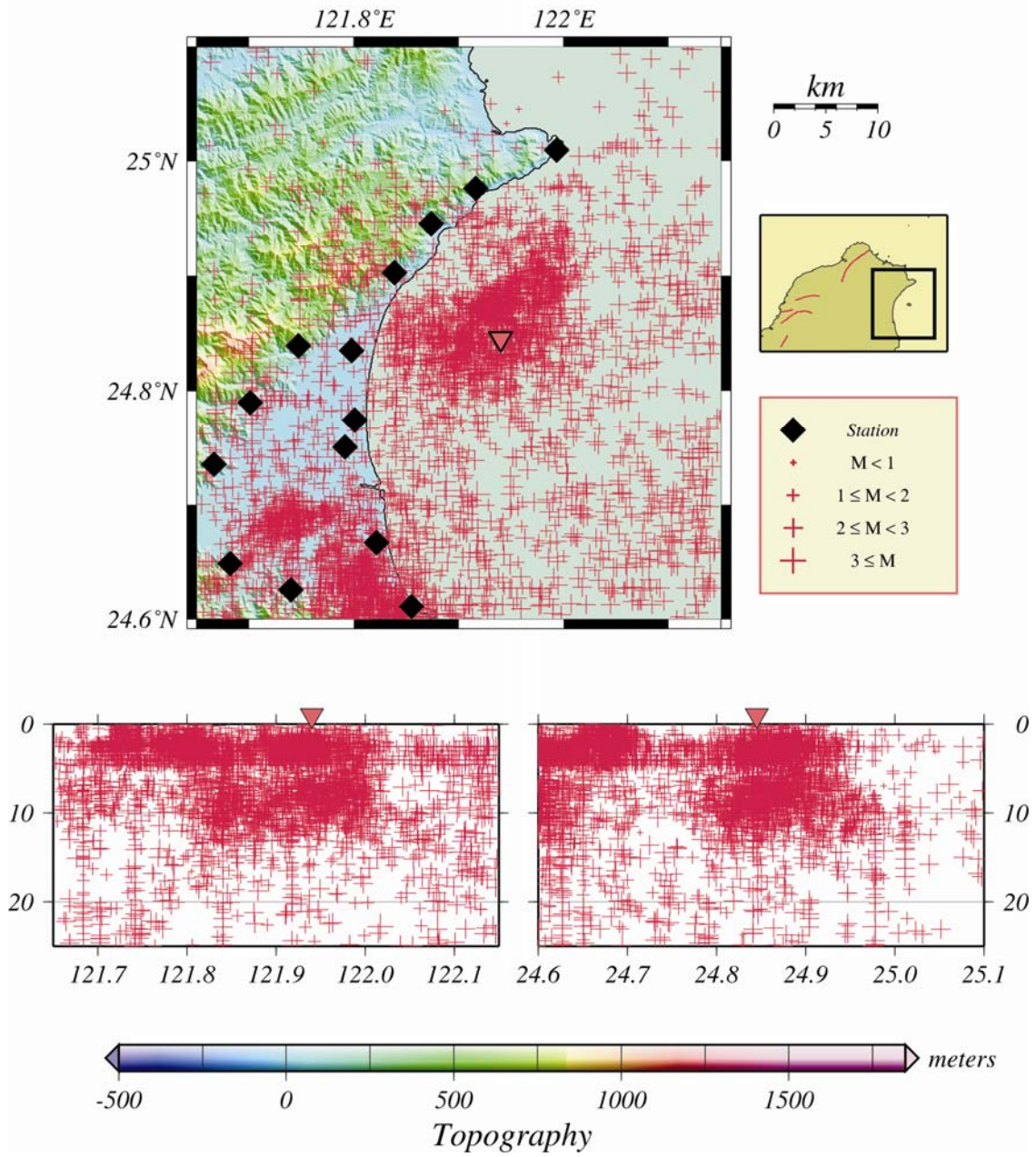


圖 47 宜蘭地區 2010 年地震分佈圖。

2011

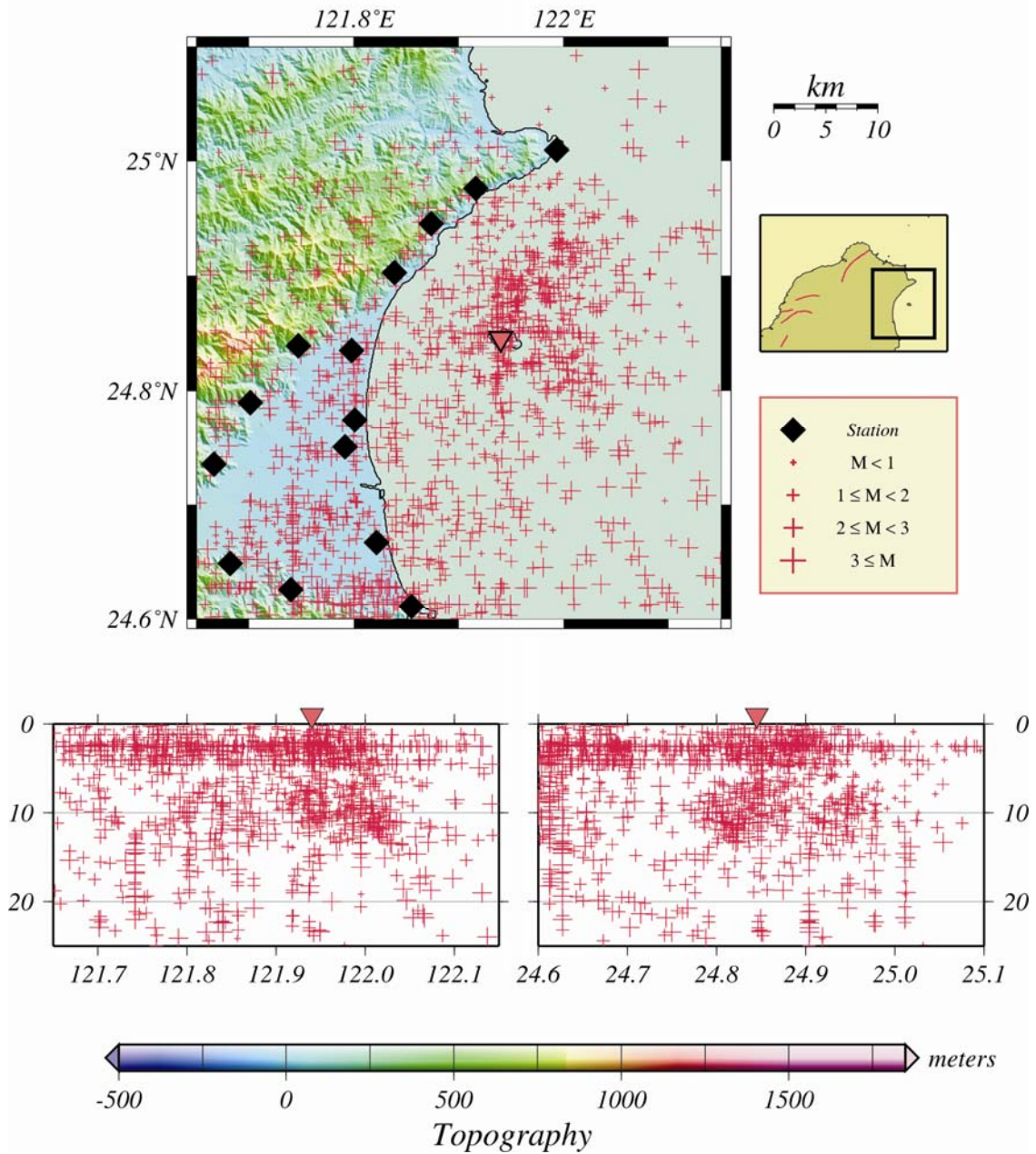


圖 48 宜蘭地區 2011 年地震分佈圖。

2012

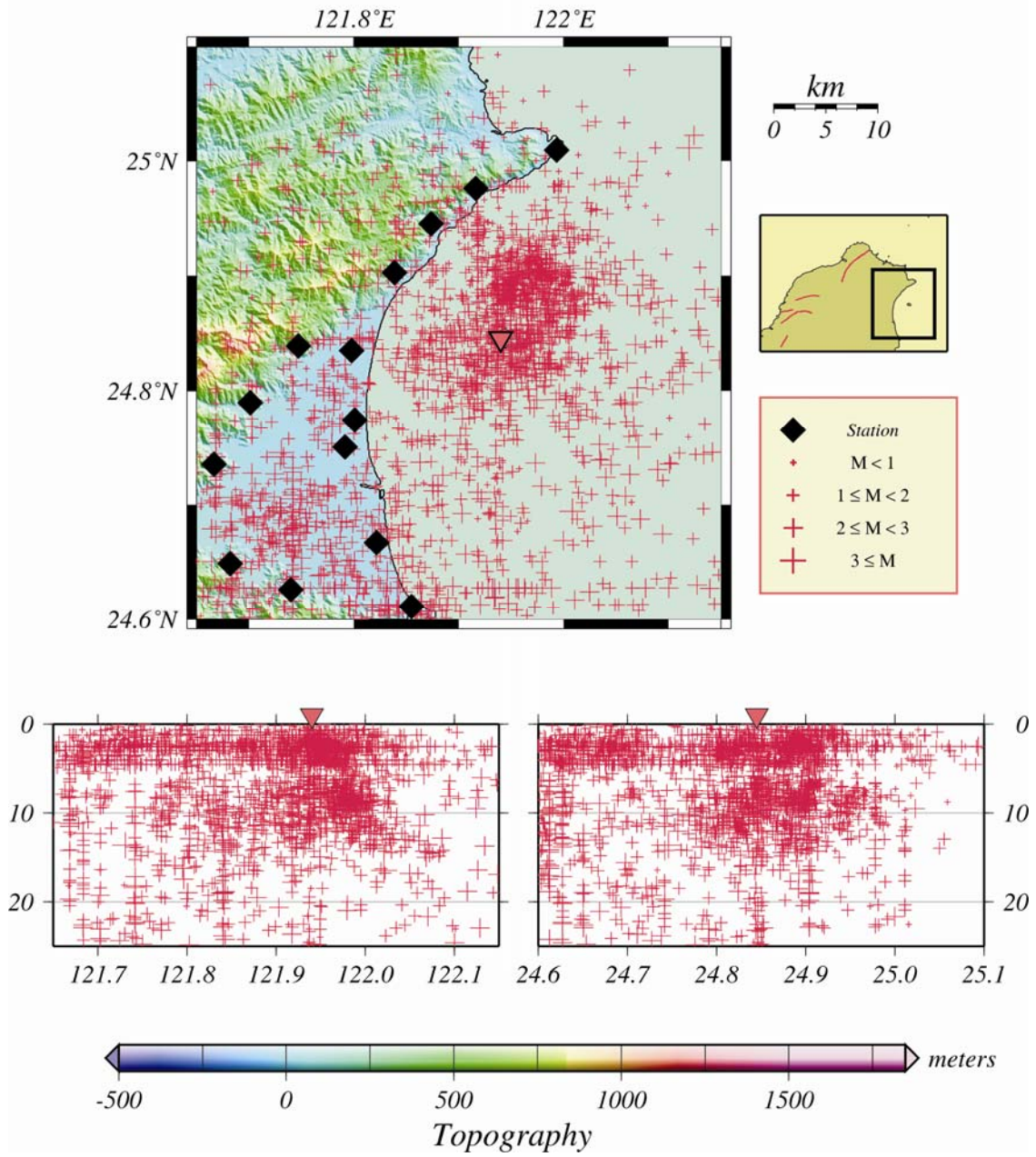


圖 49 宜蘭地區 2012 年地震分佈圖。

2013

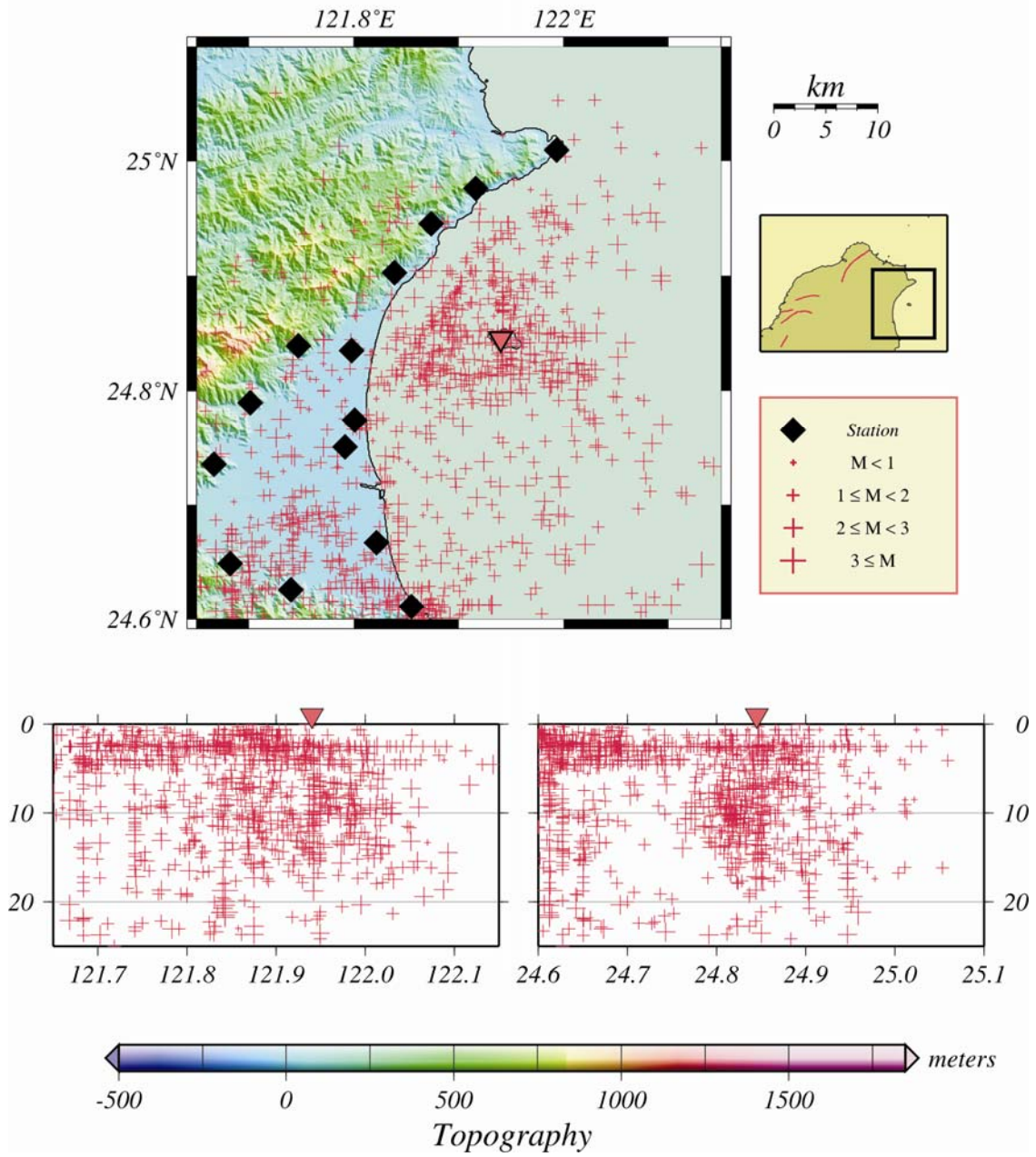


圖 50 宜蘭地區 2013 年上半年地震分佈圖。

四、大屯山地區三維速度構造逆推的初步結果

在三維速度構造逆推前，需要先將研究區域內的速度構造以格點的方式表現之（圖 51），根據地震的分佈區域與地震網的形狀，在此本研究設定東經 121.57 度，北緯 25.175 度為速度構造逆推時的坐標原點。在速度格點的設置上，X 軸上共設 21 個格點，分別位在 -15km、-5km、-4km、-3.5km、-3km、-2.5km、-2km、-1.5km、-1km、-0.5km、0km、0.5km、1km、1.5km、2km、2.5km、3km、3.5km、4km、5km 和 15 km 處；Y 軸則與 X 軸的設定相同；Z 軸則設 14 個格點，分別位於地表上 5 km 與深度 0km、0.5km、1.0km、1.5km、2.0km、2.5km、3.0km、3.5km、4.0km、4.5km、5.0km、10km 與 25km 處。而在逆推進行前，必需先建立一個起始的速度模型，而本研究所使用的起始三維速度構型是個一維變化的速度模型，每個不同深度的速度值是根據 Lin and Yeh (1989) 所建立的大屯山地區一維速度模型來設定之（表格 二）。

在地震的挑選上，本研究選擇了兩年的地震波到時資料進行運算；在空間的範圍上則選取了在經度 121.5 度到 121.65 度，北緯 25.1 度到 25.25 度，深度是在 0 至 25 km 之間的地震；為了避免定位結果不佳的地震資料影響了最後逆推的結果，於是設定了在 Hypo71 的定位結果中，水平和垂直誤差量必需在 21km 以內，時間差的方均根值量也必需在 0.5 秒內的地震，方可進行三維速度構造的逆推。最後，一共選取了 2,426 個地震，有 15,360 個 P-波的到来時資料和 71,038 個 P-波的相對到時資料。此外，也有 10,286 個 S-波的到来時資料和 46,654 個 S-波的相對到時資料，一共使用了 143,338 個觀測資料進行三維地下速度構造的逆推。

在逆推的過程中，本研究是依相對權重 (w) 的設定，分成了三個階段進行逆推。而 w 各別為 10、1 和 0.1，在剛開始進行逆推時，設定 w 為 10（逆推速度構造時以絕對到時資料為主），提高絕對到時資料的比重，目的是使這個階段所逆推出的速度模型可以貼近真實的速度值；接著再調整 w 的數值到 1（逆推速度構造時，絕對與相對到時資料比重相同），這個階段是一個從提高絕對到時資料比重到變更成提高相對到時資料比重的一個過渡過程，這個過渡過程是顧慮到速度模型在逆推過程中，資料比重的快速變化的過程，有可能使得速度模型在逆推時產生

了有較不延續性的影響；最後再提降低 w 的數值到 0.1（逆推速度構造時以相對到時資料為主），這個階段是完全提高相對到時的比重，希望藉由眾多的相對到時資料能提高速度構造的解析度。

利用上述的資料，可以對研究區域內進行詳細的三維速度構造透視解析，但在獲得結果前，為了確保研究的成果可信度與解析範圍，本研究做了一個傳統的棋盤式測試，檢驗本研究的解析範圍。在測試過程中，先建立一個虛擬的速度構造並在其中加上一些棋盤式速度的擾動（擾動值為速度值的+5%與-5%），接著計算出現有的地震資料在此虛擬模型中的理論走時，以此理論走時當作測試過程中的觀測走時。緊接著，再以一維變化的速度模型做為起始模型（各深度層中，速度擾動為 0 的速度值所建構出一維速度模型），逆推出地下的三維速度構造變化，進而得到 V_p 與 V_s 的分佈情況(如圖 52 與圖 53)，如逆推出的速度值與虛擬的速度模型（+5%與-5%的速度擾動）愈接近，則表示觀測資料以此方法具有愈高的解析能力。在這測試中可以表現出觀測的微震資料能對此地區之速度構造解析的範圍。速度構造逆推的結果，我們先選擇坐標原點上的兩個速度剖面（圖 54， $X=0\text{km}$ 與 $Y=0\text{km}$ ）來看，可以發現速度構造剖面的解析，東西向的結果分布比南北方向廣。這現象與地震的分布相似，地震的分布，東西廣，南北窄。而在逆推的結果中，可以發現在大屯山淺部地區（0~2km），都可以看到一些速度構造相對較低的異常區，其地表位置接近大油坑地區，也就是大屯山地區地熱現象最活躍的地區之一。此外，我們再取七星山上的兩個速度剖面（圖 55， $X=-2.5\text{km}$ 與 $Y=-0.5\text{km}$ ）來看，在淺部同樣也存在一些速度構造相對較低的異常區，與大油坑地區的特性相似，但其異常區的範圍比七星山略小，且低速的異常區很少延伸至地表，除了七星山東翼以外。

表格 二 大屯山地區微震定位時的一維速度構造

深度 (公里)	P 波速度 (km/sec)	S 波波速 (km/sec)	Vp/Vs
-1.0~1.0	3.79	2.13	1.78
1.0~2.0	4.07	2.29	1.78
2.0~3.0	4.55	2.56	1.78
3.0~5.0	5.12	2.88	1.78
5.0~7.0	5.39	3.03	1.78
7.0~9.0	5.98	3.36	1.78
9.0~17.0	6.10	3.43	1.78
17.0~36.0	6.70	3.76	1.78
36.0 以下	7.80	4.38	1.78

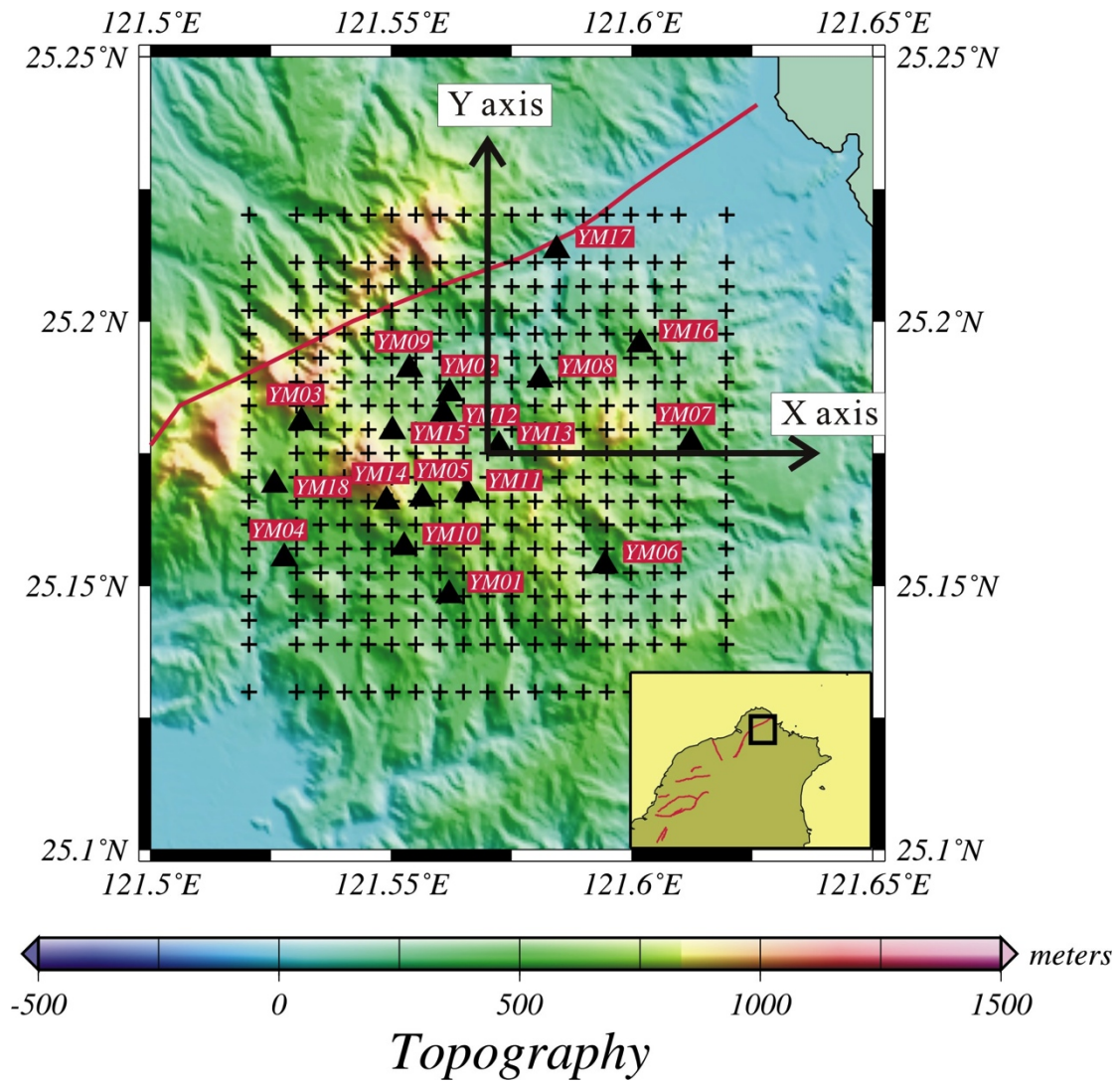


圖 51 研究區域之速度模型逆推的格點設置圖。圖中的「十」號即為各深度層中的水平速度格點分佈。

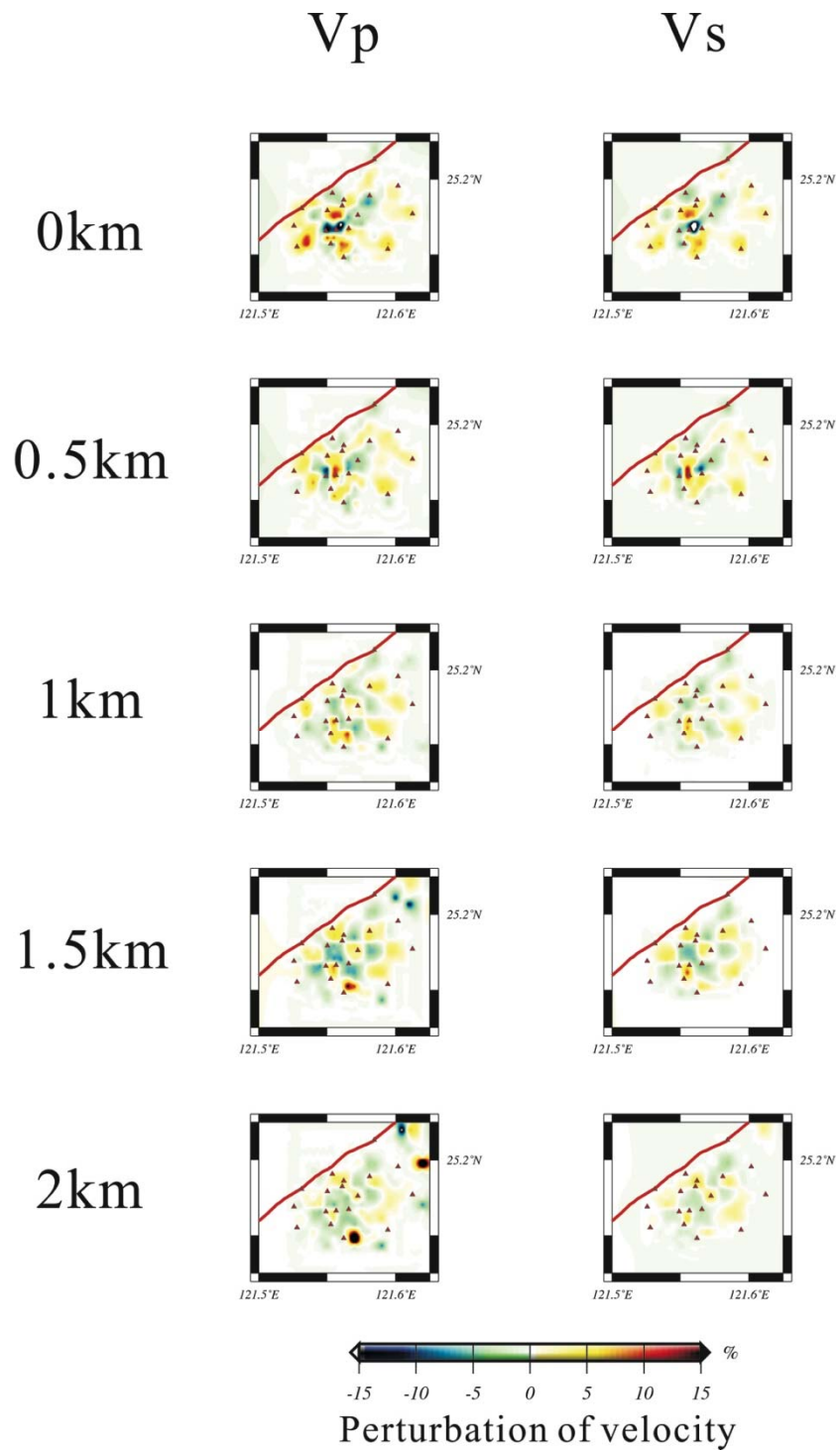


圖 52 Vp 和 Vs 棋盤式測式的結果（深度 0~2km）。各小圖中的三角形表示在測式中所使用的測站位置。

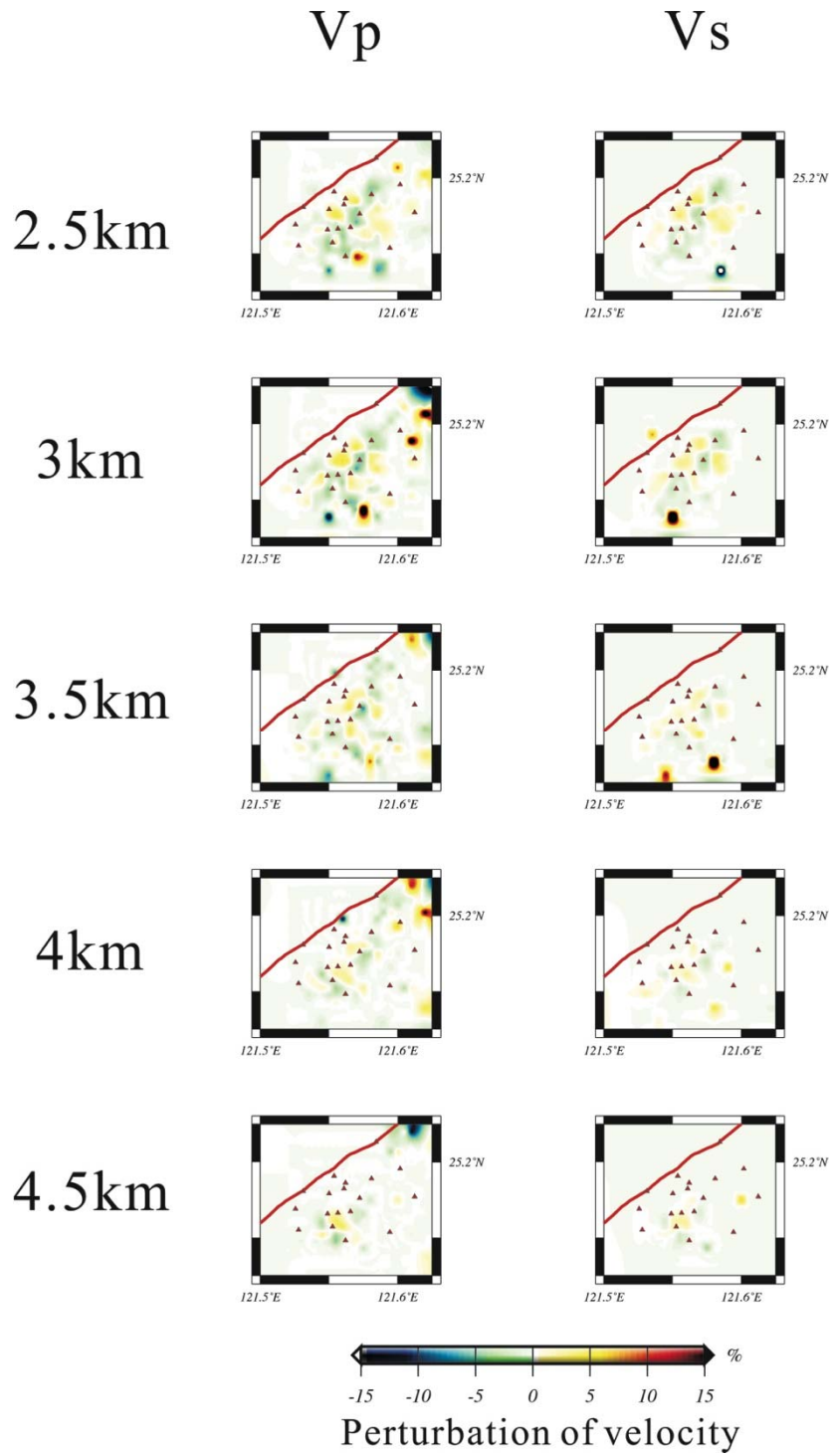


圖 53 Vp 和 Vs 棋盤式測式的結果（深度 2.5~4.5km）。

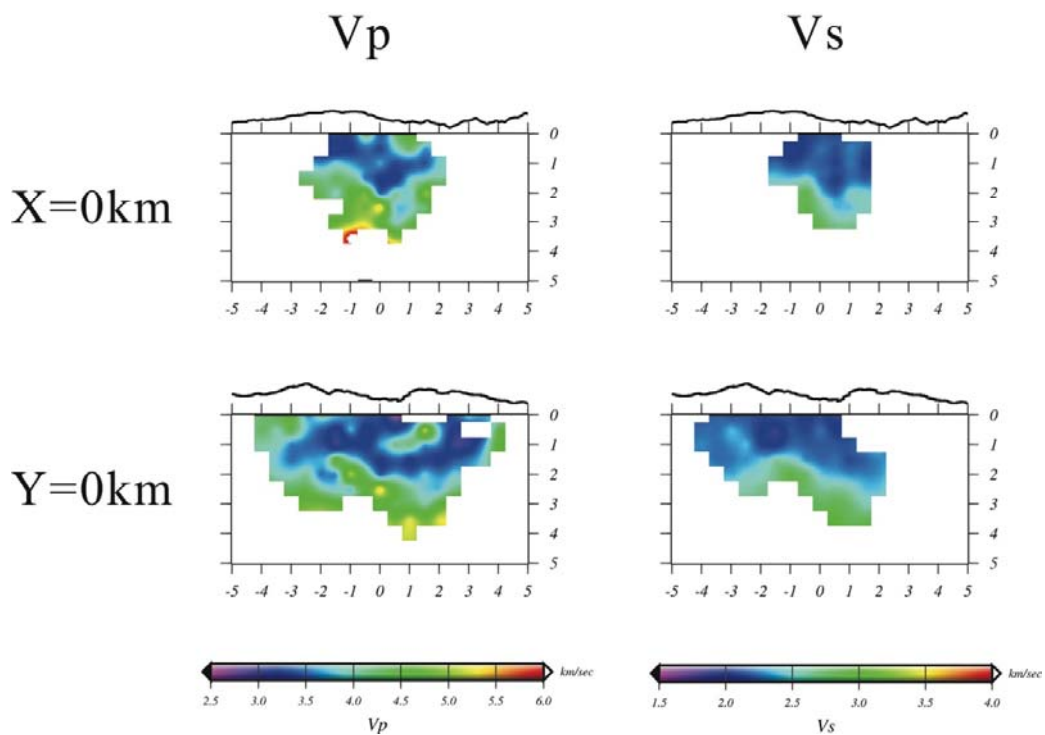
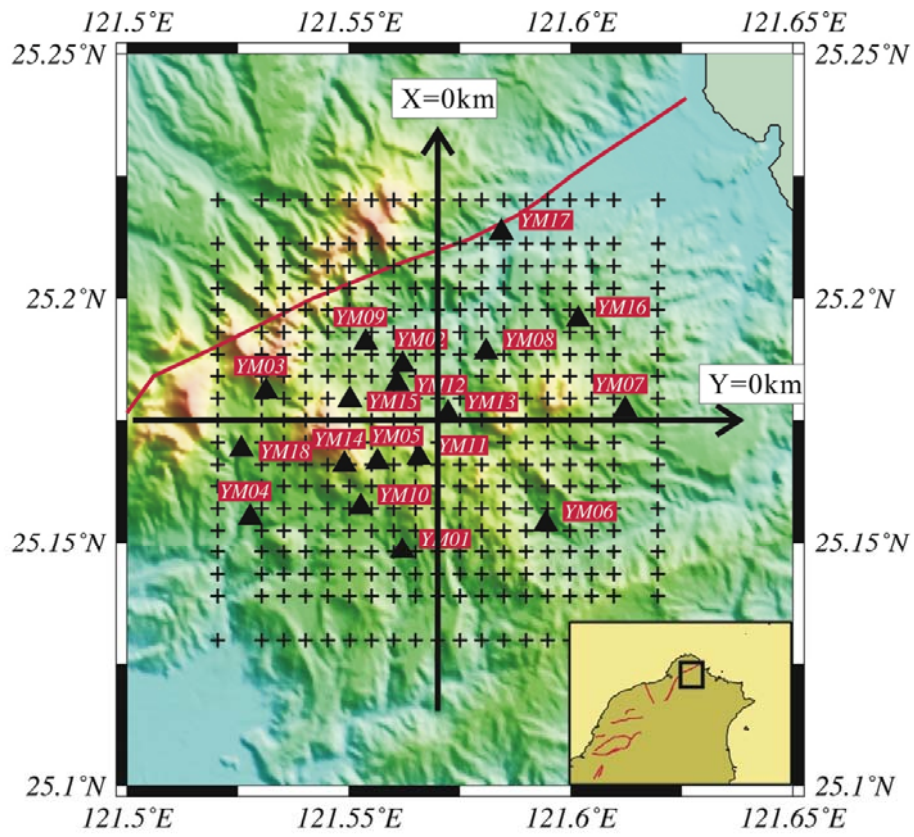


圖 54 大油坑地區的速度構造剖面。

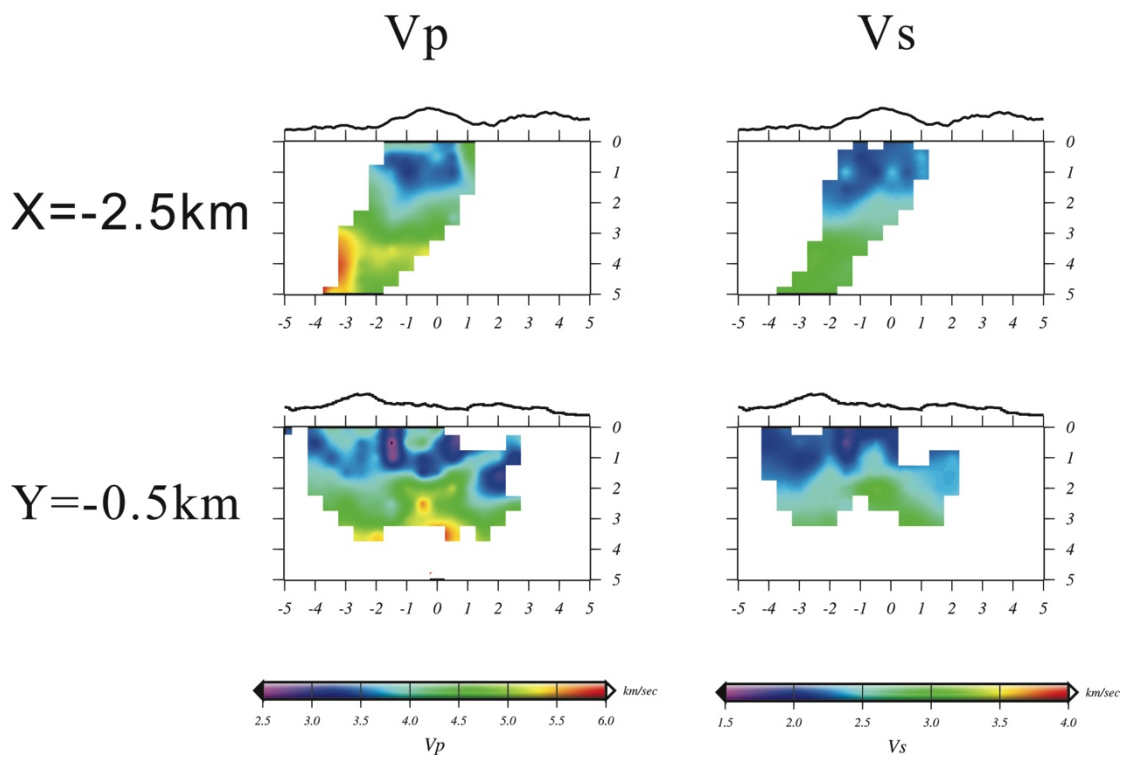
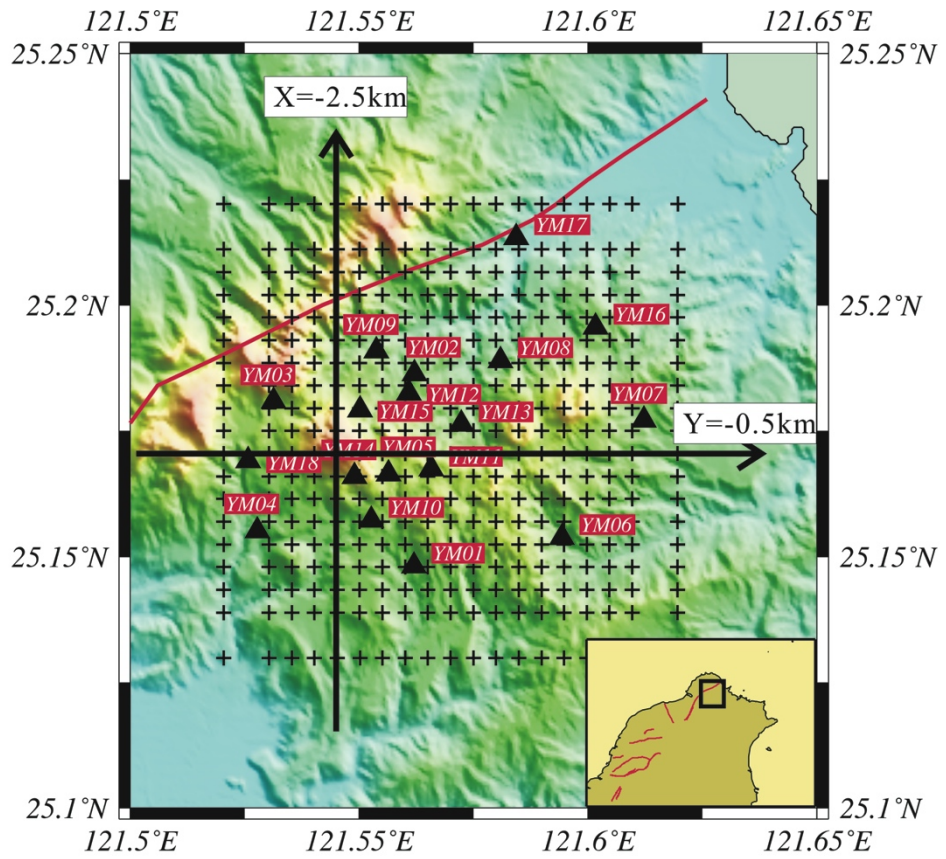


圖 55 七星山地區的速度構造剖面。

五、密集地震儀陣列觀測

1. 大屯山地區密集地震儀陣列

本計畫去年度(民國一〇一年)在大屯山地區所設置的三個密集地震儀陣列，在經過半年的施測及一連串的資料格式轉換後，已經進行分析資料。目前先以頻率-波數法 (Frequency-wavenumber method, F-K method) 分析密集地震儀陣列資料，辨識可能的火山活動來源方向。在利用頻率-波數法分析密集地震儀陣列資料之前，先把每個測點的經緯度座標，換算在所對應的直角座標系統 (rectangular coordinate system)，也叫卡氏座標系統 (Cartesian coordinate system)。由於每個密集地震儀陣列因 D2 測點都大約位於中心點位置，因此以 D2 為原點 (0, 0)，換算其他測點所對應在直角座標系統的位置。圖 56 至圖 58 分別是竹子湖、八煙和擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統，由圖可知，每個測點的平均間距約 100 公尺，最短約 50 公尺，最長約 200 公尺。接下來參考 Ghosh *et al.* (2009) 資料分析流程，先把轉好的原始每小時一筆的 SAC 檔，經過去除平均值 (remove mean) 及傾向 (trend) 後，帶通濾波 (bandpass filter) 到 2~5Hz。頻率-波數分析時會以 2 分鐘為視窗 (window)，重疊半個視窗 (1 分鐘)，採用移動視窗 (moving window) 分析完每小時的資料。以上參數當然還是必須經由日後測試，才知是否恰當。每個視窗經由頻率-波數分析結果；假如偵測到明顯特定方向的震波能量入射陣列，結果如圖 59 (a)；反之，在一般情況下，是沒有特別方向的震波能量入射陣列，結果如圖 59 (b)。當偵測到明顯特定方向的震波能量入射陣列時，還要綜合三個密集地震儀陣列分析結果，一起判斷是不是屬於大屯山地區的地震及火山型震動訊號，還是屬於台灣地區、世界上其他地區的地震。

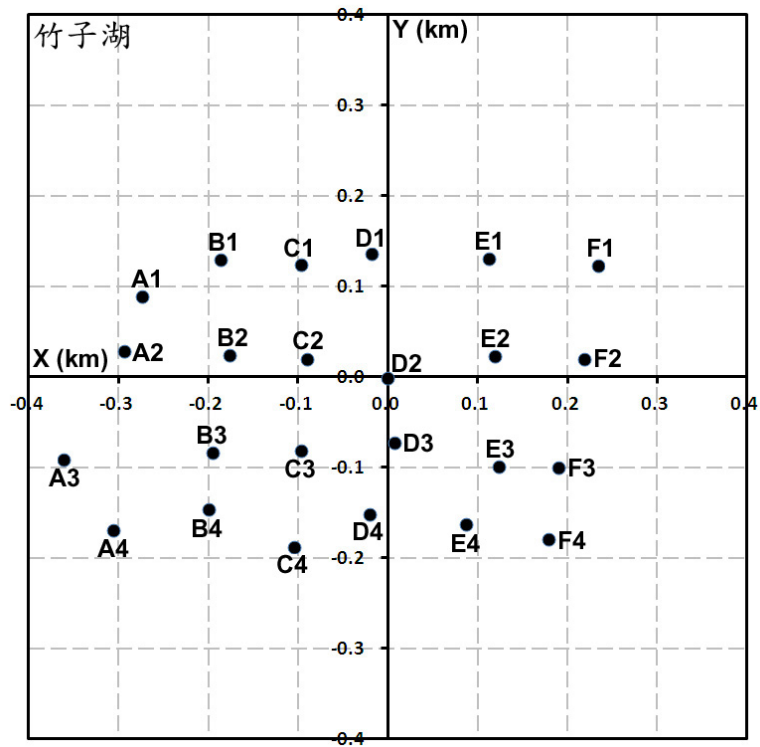


圖 56 竹子湖密集地震儀陣列的直角座標系統。

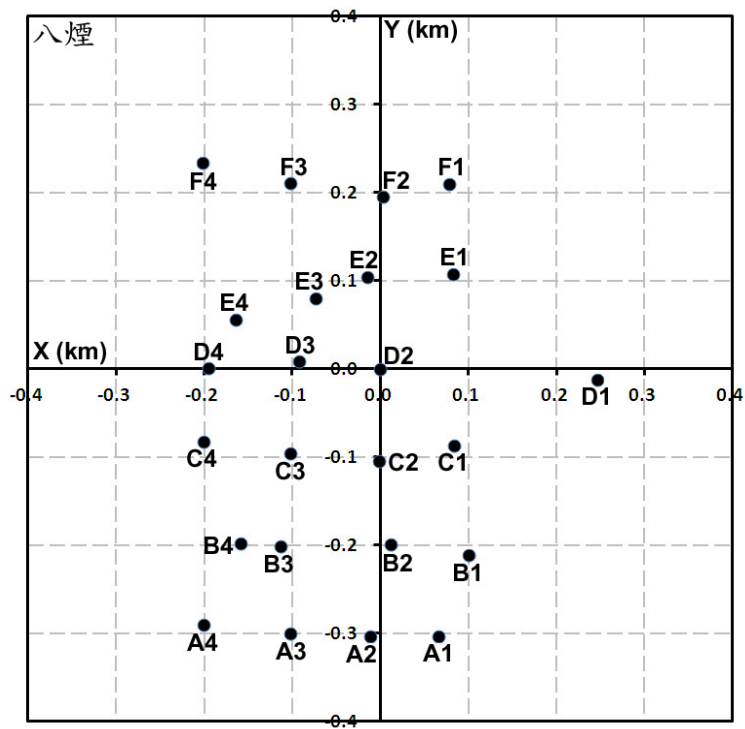


圖 57 八煙密集地震儀陣列的直角座標系統。

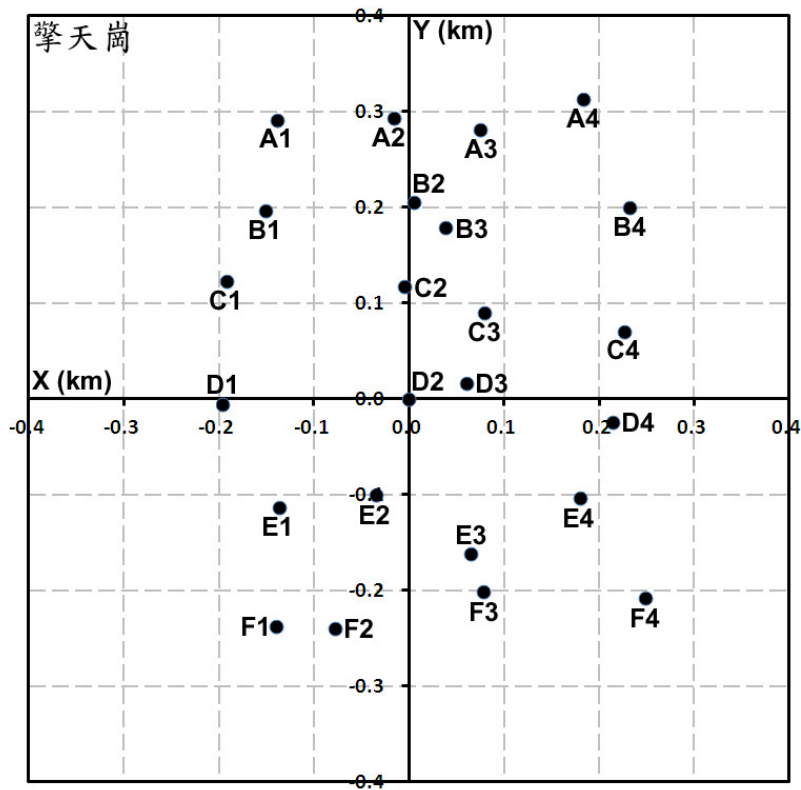


圖 58 擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統。

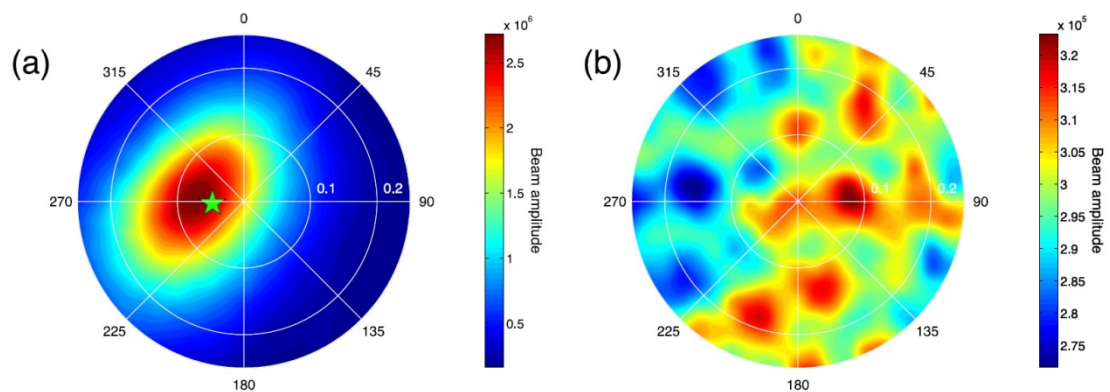


圖 59 Ghosh *et al.* (2009) 利用頻率-波數法分析結果。(a) 偵測到特定方向的震波能量入射陣列；(b) 一般情況下，沒有偵測到特定方向的震波能量入射陣列。

從頻率-波數法初步分析大屯山地區的三個密集地震儀陣列資料結果發現，可以判定一些地震或火山型震動訊號可能來源方向及區域。圖 60 以西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 (Coordinated Universal Time, UTC 時間) 為例，發現在 19 時 12-17 分(紅色方框)，八煙及擎天崗陣列的後方位角(back azimuth)和波數(wavenumber)同時有明顯變化，但竹子湖陣列並沒有此現象。可能原因為竹子湖陣列受到的人為活動干擾，比八煙和擎天崗陣列來的大，造成所測得後方位角和波數一直隨時間變化，地震或火山型震動訊號因而被人為雜訊所掩蓋。從圖 60 和圖 61 結果發現，在 19 時 12-17 分，八煙陣列的後方位角約 120° - 140° ，波數約為 1；擎天崗陣列的後方位角約 80° - 100° ，波數約為 0.2。波數越小代表地震波越接近垂直入射陣列；相對的波數越大代表地震波越接近水平入射陣列。因此，代表著 19 時 12-17 分的地震波訊號來源在八煙陣列的後方位角約 120° - 140° ，比較接近水平入射；同時在擎天崗陣列的後方位角約 80° - 100° ，比較接近垂直入射。三個密集地震儀陣列相對位置，和頻率-波數法分析結果，發現西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 12-17 分(UTC 時間)可能地震波訊號來源從大尖後山、磺嘴山。往後希望能發展出一套頻率-波數法分析密集地震儀陣列資料模式，更有效率的找出大屯山地區，地震或火山型震動訊號可能來源方向及區域。未來希望可以進一步順利的套用在宜蘭地區的三個密集地震儀陣列。

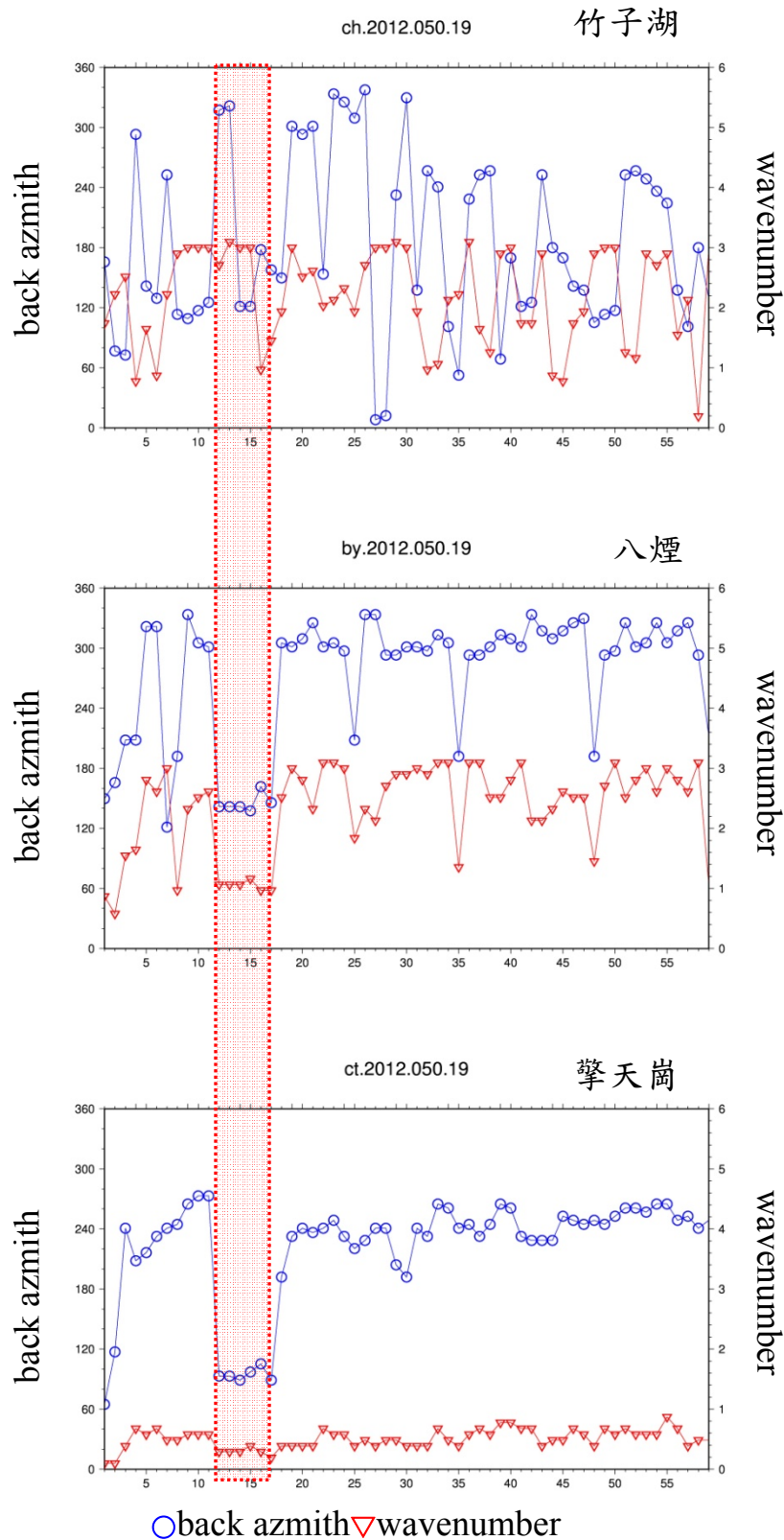


圖 60 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。以西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 (UTC 時間) 為例。

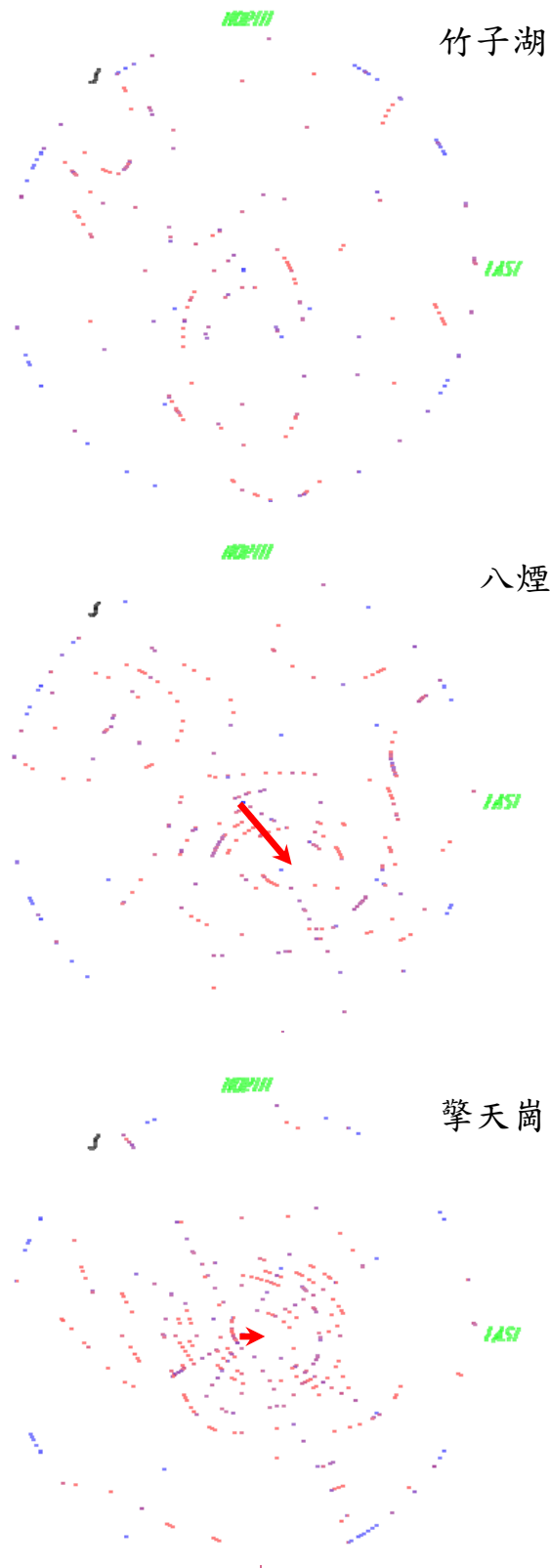


圖 61 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。以西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 12 分 (UTC 時間) 為例。

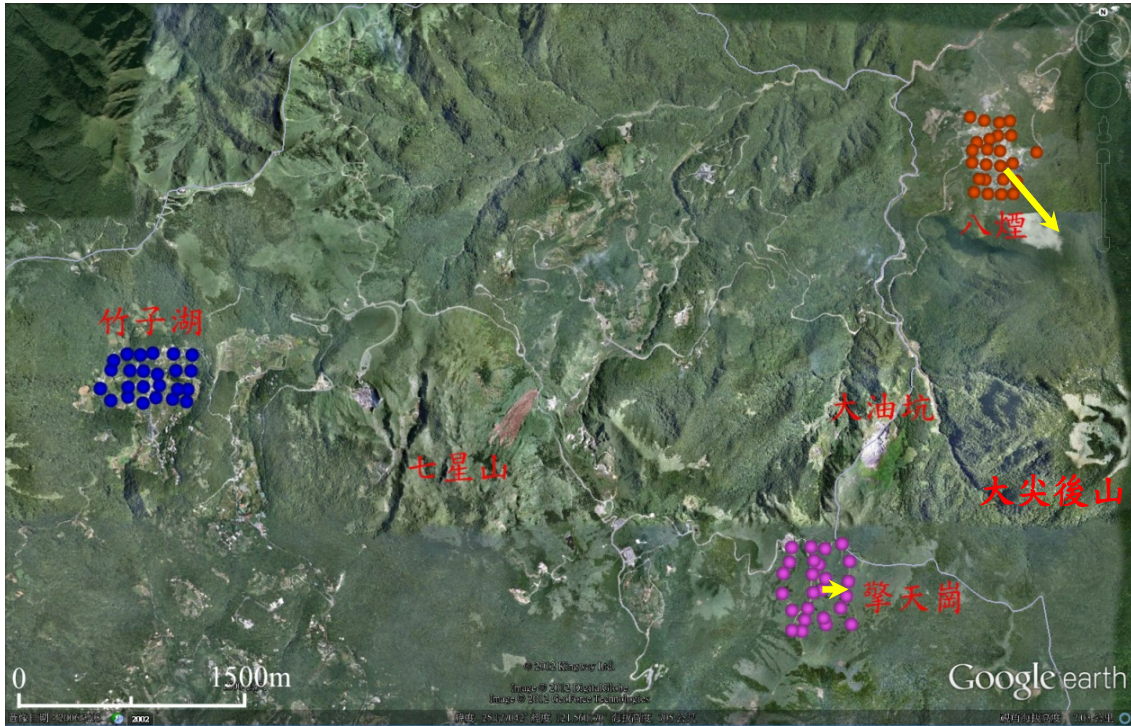


圖 62 頻率-波數法分析大屯山地區三個密集地震儀陣列資料的初步結果。發現在西元 2012 年 2 月 19 日 19 時 12-17 分 (UTC 時間) 的地震或火山型震動訊號可能來自大尖後山、磺嘴山。

2. 宜蘭地區密集地震儀陣列

本計畫今年度（民國 102 年）為了偵測龜山島可能的火山型震動訊號，從今年三月底開始至九月止，同樣的在宜蘭地區設置了三個密集地震儀陣列（圖 63）。但是要在宜蘭地區找尋合適的地點設置密集地震儀陣列，用來偵測龜山島的火山型震動訊號並不容易。因為相較於因地層錯動所產生的地震，火山型震動訊號強度比較微弱，再加上龜山島距離本島陸地在十公里以上，而蘭陽平原大多為水稻田，不易找到數平方公里的旱地設置密集地震儀陣列。基於上述幾點因素，尋找設置密集地震儀陣列的地點時，以蘭陽平原北部近海的山麓地區為主，最後在多方考量之下，在佛光大學（表格 三、圖 64）、桃源谷（表格 四、圖 65）及龜山島（表格 五、圖 66）分別設置了三個密集地震儀陣列。設置的先後順序為桃源谷→佛光大學→龜山島，施測時間約半年，至今年九月。所使用的儀器和大屯山地區相同，每個陣列分別有 15 組儀器。比較特別的是，龜山島的密集地震儀陣列有 11 個測點位於軍事坑道內，由於無法直接抓 GPS 訊號定位，因此還利用全站儀（total station）對軍事坑道內測點做精確的定位。目前已經完成大量收取、資料整理與初步分析之工作。

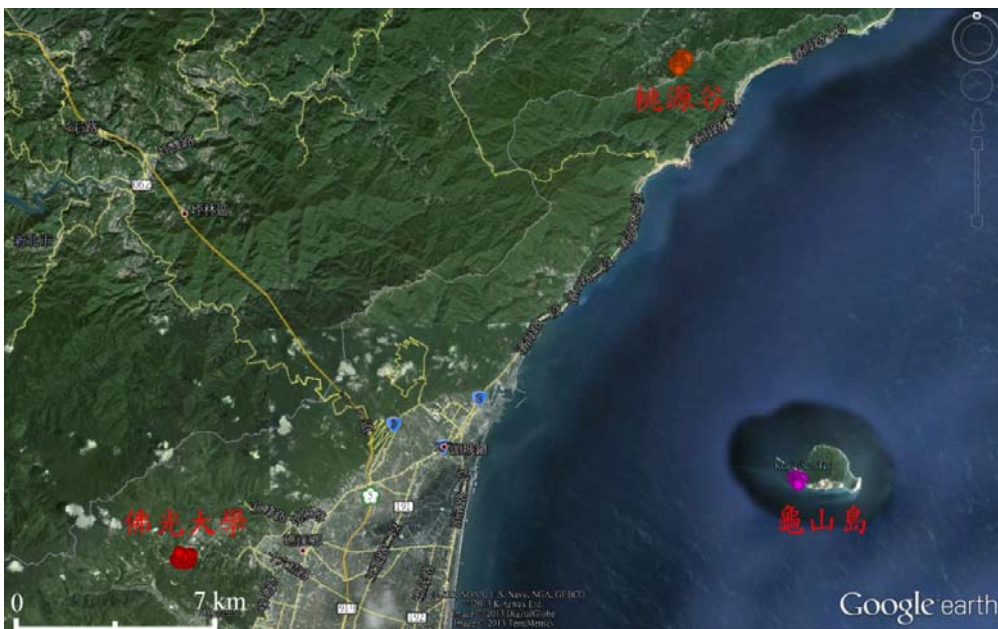


圖 63 宜蘭地區設置的三個密集地震儀陣列相關位置圖。

表格 三 佛光大學 (FK) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號

測站	緯度(°)	經度(°)	高程(m)	Texan 序號	備註
FKB2	24.81368	121.7276	304	4300	
FKB3	24.81449	121.7280	301	4304	
FKB4	24.81541	121.7281	332	4291	2013/6/25-2013/7/26 換成 4420 2013/7/26-2013/10/8 換成 4408
FKB5	24.81633	121.7283	342	4301	
FKC1	24.81330	121.7265	317	4295	
FKC2	24.81429	121.7265	329	4305	
FKC4	24.81633	121.7271	342	4293	
FKD1	24.81358	121.7241	336	4297	
FKD2	24.81417	121.7252	349	4292	
FKD3	24.81504	121.7255	339	4303	
FKD4	24.81554	121.7257	345	4294	
FKE1	24.81454	121.7231	384	4302	
FKE2	24.81517	121.7236	369	4299	2013/7/26-2013/10/8 換成 4421
FKE3	24.81614	121.7241	382	4296	
FKE4	24.81694	121.7243	387	4298	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為 2013/03/27-2013/10/8。

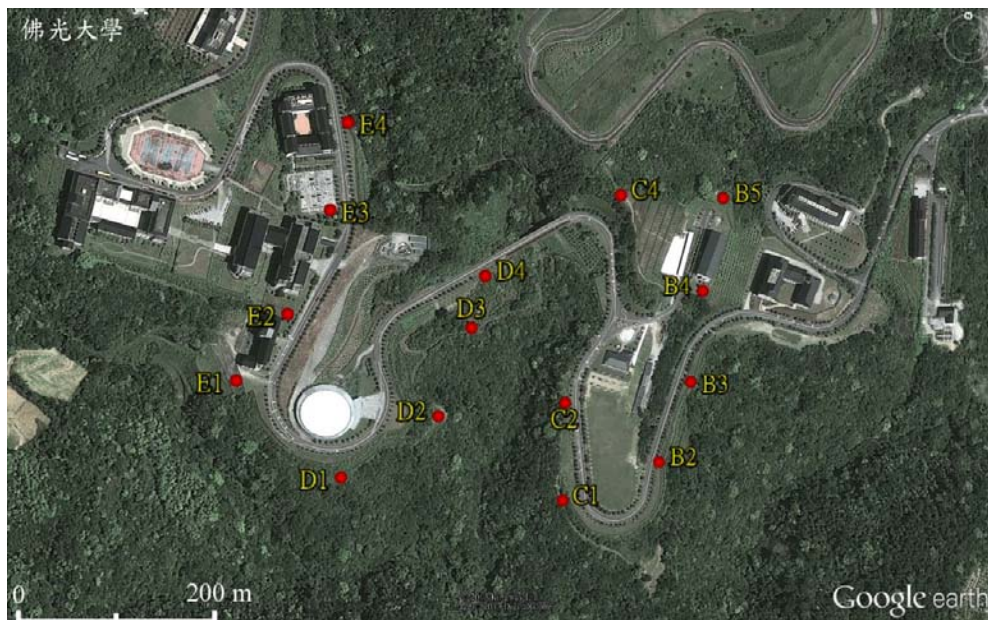


圖 64 佛光大學密集地震儀陣列位置圖。

表格 四 桃源谷 (TY) 地震儀陣列測點位置及Texan記錄器序號

測站	緯度(°)	經度(°)	高程(m)	Texan 序號	備註
TYA2	24.97022	121.8990	482	4243	2013/8/5-2013/10/16 換成 4410
TYA4	24.97140	121.8978	455	4233	
TYB2	24.97146	121.8990	461	4245	
TYB4	24.97253	121.8976	428	4238	
TYC1	24.97152	121.9001	470	4244	2013/6/4-2013/10/16 換成 4419
TYC2	24.97211	121.8996	452	4237	
TYC3	24.97277	121.8991	448	4232	2013/8/5-2013/10/16 換成 4412
TYD2	24.97269	121.9002	451	4236	2013/8/5-2013/10/16 換成 4413
TYD3	24.97357	121.8997	424	4240	
TYD4	24.97361	121.8989	427	4231	
TYE1	24.97285	121.9016	451	4234	
TYE2	24.97335	121.9012	435	4242	
TYE3	24.97428	121.9003	410	4235	
TYF2	24.97419	121.9021	451	4241	
TYF4	24.97529	121.9002	397	4239	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為 2013/03/26-2013/10/16。

2. 2013/8/5-2013/9/10 (第五次紀錄) 時的取樣率設定錯誤，是 200Hz。

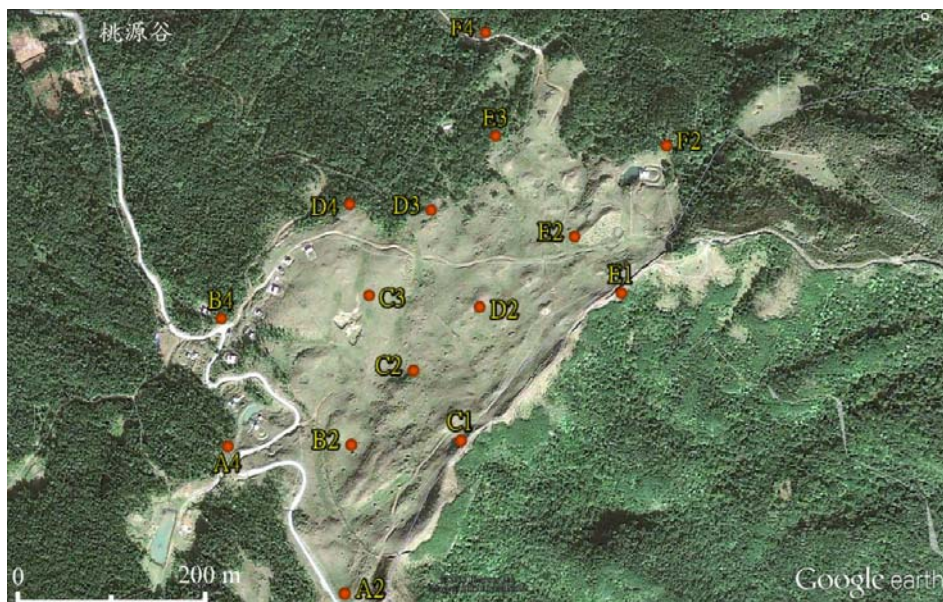


圖 65 桃源谷密集地震儀陣列位置圖。

表格 五 龜山島 (KS) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號

測站	緯度(°)	經度(°)	高程 (m)	Texan 序 號	備註
KSA1	24.84062	121.94067	16	4393	
KSA2	24.84064	121.94153	25	4394	
KSA3	24.84036	121.94238	18	4395	
KSA4	24.83992	121.94331	21	4396	
KSB1	24.83996	121.94043	32	4397	
KSB2	24.83977	121.94092	32	4398	
KSB3	24.83936	121.94101	33	4399	
KSB4	24.83957	121.94130	35	4400	2013/8/2-2013/10/14 因颱風故障撤站
KSB5	24.83914	121.94147	38	4401	
KSC1	24.83877	121.94163	40	4402	
KSC2	24.83840	121.94191	42	4403	
KSC3	24.83868	121.94194	44	4404	
KSC4	24.83808	121.94223	45	4405	
KSC5	24.83834	121.94217	47	4406	
KSC6	24.83789	121.94245	46	4407	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為 2013/03/30-2013/10/14。

2. 2013/8/2-2013/9/10 (第五次紀錄) 時的取樣率設定錯誤，是 200Hz。



圖 66 龜山島密集地震儀陣列位置圖。

六、大地電磁監測

1. 最近三年期間之 MT 監測:

大屯火山群位於台灣北部，涵蓋面積約 250 平方公里，緊鄰於台北盆地正北方。大屯火山最近的一次噴發大約是一、二十萬年前 (Song *et al.*, 2000; 宋聖榮, 2007)，最近在台北盆地鑽井松山層中發現有原生的火山灰源自鄰近大屯火山群推論此一噴發年輕於兩萬年前 (Chen and Lin, 2002)，目前地表地熱活動還是很明顯。根據噴氣所含氦同位素之分析顯示，部分噴氣來自岩漿源(楊燦堯等, 2003; Lee, *et al.*, 2008)，說明台灣北部地下有岩漿庫存在之可能。中研院地球所過去幾年也在大屯山地區，設立一個長期性地震觀測網系統，以精密的儀器，測量微小地震的時空分佈，及地震震源特性研究(Lin *et al.*, 2005a; 2005b; 林正洪等, 2007; Konstantinou *et al.*, 2007)。透過地震分佈與震源特性之研究顯示，陽明山國家公園內之七星山及大油坑附近，有明顯的微震活動存在，大多數之微震震源深度均集中於二至五公里附近，七星山地區之微震震源深度小於大油坑附近震源深度。初步推斷可能與岩層裂縫中液態或氣態物質之振動所造成，這些現象與國外其他火山地區所觀測之岩漿相關活動類似。

另外一種可靠的監測方法是依據地下構造變化以作為地下岩漿變化之指標。微震觀測、震波測勘以及電磁波測勘等等是近年來推估地下構造被採用的方式，因為火山如果活動，其岩漿流動必然會產生火山性的地震，也會改變地形及地熱氣和溫泉水，其中利用火山地區之地震活動所獲得震源時空分佈與速度構造特性，再配合對岩層流體(地熱氣和溫泉水)極為靈敏之地電阻資料，可以幫助我們了解火山地區淺部地殼的地熱分佈、地下火成岩體的範圍、甚至岩漿庫之存在與否等等，為了要進一步了解地下岩漿庫或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情形，必須對火山地下做地電測勘與監測(4D 測勘)，從 4D 測勘資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化以作為可能之火山活動預警前兆。

本計劃擬從事深部地下流體之探查及其分佈研究，利用地球物理方法中深

部電磁波測勘方法，精確度介於震波探測與重力探測之間的大地電磁波法MT（圖 67及圖 68），來了解本區深部(深度大約10公里)的地下電性構造，其研究成果將有助於了解本區的地下水，區域地質，臺灣之地體構造，地熱以及地震防災等問題。

所謂MT是一種深部探查電阻率的地球物理方法，利用量測遠處之大自然所產生之電磁場，來計算深部岩層之電阻率，由於MT是超低頻之區域性電磁場，故較之其它任何地球物理方法更容易連續測獲深部資料。天然電磁場來自電離層(低至0.001Hz)或全球性之雷暴區(高至100Hz)，如果測獲頻寬4096至0.0001Hz之訊號，則測探範圍約從數公尺至20公里，此外尚有以下優點:側向之解析度高，不受地形之影響。若併合淺部已知地球物理資料(如地震、重力等)來分析MT資料，將可獲得由淺而深之連續性地下構造。由於MT之測值阻抗穩定，解析度高，適合監測地下深部電阻率構造及其變化(Eisel and Egbert, 2001; Hanekop and Simpson, 2006; Kappler *et al.*, 2010)。MT監測主要是位於擎天崗的北邊約一公里大油坑附近(圖 69)。

MT 儀器使用加拿大鳳凰公司(Phoenix Geophysics Ltd., Canada)製造之 MTU-5A 及 MTU-2E 大地電磁測深儀，作為監測研究收集資料的儀器。MTU-5A 系統的儀器可同時收取五組波道訊號(Hx、Hy、Hz、Ex 與 Ey); MTU-2E 系統僅紀錄兩分量的電場訊號(Ex 與 Ey)，必須與接收磁場之測站搭配使用，其原理是大地電磁訊號中，磁場訊號較電場訊號變化不大，磁場於短距離區域內可視為近似，而測區之電場變化較大，因此可以只接收電場，並配合同時測區附近收到的磁場訊號，即可推算測站下之電阻率變化。監測期間，除了因大油坑附近高濃度硫酸氣體之強烈腐蝕，導致感測器電源部份常故障，記錄不十分穩定，又由於大油坑地區午後雲霧封山，冬季尤甚，致太陽能板發電功率受限，經常停電造成資料記錄有許多中斷。監測資料是儲存在現場的儀器內，約一個月再由人員前往下載收取資料。陽明山大油坑共紀錄了三年(2011~2013)大地電磁場資料，2011 年時使用的是 MTU-5A 系統；而後因監測站位於大油坑口附近，火山口之 SO₂ 溢氣，導致儀器長期被硫磺氣體薰蝕，儀器故障連年，維修價格昂貴，致 2012 年至 2013 改採 MTU-2E 系統，

並同時使用另一 MT 固定監測站(清水)的磁場資料，兩監測站的位置經緯度附於表格 六中。

資料處理過程中，幾經嘗試得知疊加三天監測資料之訊雜比最高，並以第一天的日期命名存檔。

表格 六 MT 兩固定監測站相對位置與高程表。

監測站	經度°E	緯度°N	高程(m)
大油坑	121:34:48	25:10:153	601
清水	121:38:148	24:36:510	272

大油坑地區大地電磁監測站，最近三年 (2011/07 ~ 2013/07)之視電阻率與相角記錄共計300餘筆監測紀錄(圖 70)，大致而言，資料品質尚。茲舉一代表性(日期2011年9月20日)之視電阻率曲線、相位角曲線及極化圖(圖 71)展示，視電阻率變化，隨頻率減小(週期~1s)成低電阻後再增高(週期>1s)，表示地下存在導體，此發現不足為奇，因為是標準的火山地區電阻構造趨勢，可解釋為深部含熱水豐富，極化圖說明區域性構造呈東北-西南走向。為求得深度訊息，將幾電阻率(南北向及東西向何平均視)及相位角資料進行一維反演(包括平滑反演與層狀反演)，結果示於圖 72。觀察圖 72顯示大油坑之地表下10公里深度內，電性地層呈3層狀分佈。表層下係良導體，厚約500 m，配合地表之噴氣、熱泉、微震等熱水活動現象推斷，此地表岩層屬良導體之主要原因可能是火山之熱水對流所致，此 500 m厚之岩層之孔隙率相當高(因電阻率甚低約1 ohm-m)。在500m下至10 Km屬高電阻率(1000 ohm-m)，可能反應該處之岩層含水量較小、或含氣量較高、或岩層結構較緻密等等因素，從微震活動密集研判，該處應屬於較緻密岩層結構。一般微震之來源與發生機制，可以用岩層裂縫內液體或氣體，因壓力突增或突減所造成之震動來解釋，由於該處之電阻率較高，推論以氣體壓力造成之震動為主。

大油坑地區大地電磁監測站最近三年之視電阻率及相角紀錄示於圖 72，大致而言，視電阻率呈減小變化，而相角變化增大，呈反相變化，此為大地電磁資料特性，亦說明資料品質優良。為求得深度之訊息，進行二維逆推，求得電阻率變化之深度訊息(圖 73)，逆推後的最佳模型計算值符合大部分觀測資料。圖 73 顯示在大油坑地下約 1~2 Km 處最近一年來電阻率呈漸減變化。電阻率變化原因極可能與流體有關，包括入侵之岩漿氣體或地下水等，以致反應地電阻變化，此發現也可以推論火山氣之棲移不只是經由垂直氣孔也可能經由岩層之裂隙網路側向溢散。

從監測站陸續三年之監測記錄觀察電阻率之時間變化，證實孔隙中之流體確實在變動。為了解岩層孔隙中流體是否受雨季降水影響，收集大油坑監測站周邊~50km之雨量與地震資料作圖示於圖 74 與圖 75。經細比對，定性而言，

電阻率呈漸減變化與降水無關，而似乎與地震之關係密切！從大屯山地區地殼變形監測站獲知大屯山地區與台灣北部地區，每年之平均地殼變形之速度大約以 2 到 3 公分左右向東南方向移動，是類板塊移動作用改變岩石的應力或深部地下水位，也導致電阻率產生變化，細節值得進一步探究。

監測紀錄結果顯示電阻率變化最明顯發生在深度淺部數公里附近，電阻率變化原因與淺部地面之降水無關，與地下深部之流體變化有關，與地震之關係更密切，是否與台灣北部地區之板塊移動作用改變岩石的應力或深部地下水位，導致電阻率產生變化，值得進一步探究。

為了要進一步了解地下岩漿庫或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情形，必須對火山地下做長期的監測，從監測資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化以作為可能之火山活動預警前兆。

大屯山大油坑地區地電監測火山系統，最近三年之監測紀錄(2011/2/23 ~ 5/31 示於橫軸)顯示大油坑之地下深部電阻率變化，可能與入侵岩漿之氣體有關，二維逆推顯示電阻率變化最明顯發生在深度約 4 km 附近，電阻率變化原因可能與入侵之導電岩漿氣體經較高電阻之地下水混合，造成岩漿氣體離子濃度改變，以致反應地電阻變化，此發現也可以推論火山氣之遷移不只是經由垂直氣孔也經由岩層之裂隙網路側向溢散(Aizawa *et al.*, 2010)。為了解電阻率變化的機制，將電阻率之時序變化與同時間之其他各種地球物理資料比對是必要的，包括潮汐變化、雨量變化、地形變與微震等等，這一部分是未來迫切之主要工作。

本研究初步觀測的結果，配合其他地區所建立相同的地電監測裝置(如澎湖西嶼、宜蘭福山等地)，則可同時比對大油坑地區的深部流體與溫度變化，提供火成活動更豐富之真象，不管在科學教育或學術研究上都極具價值。

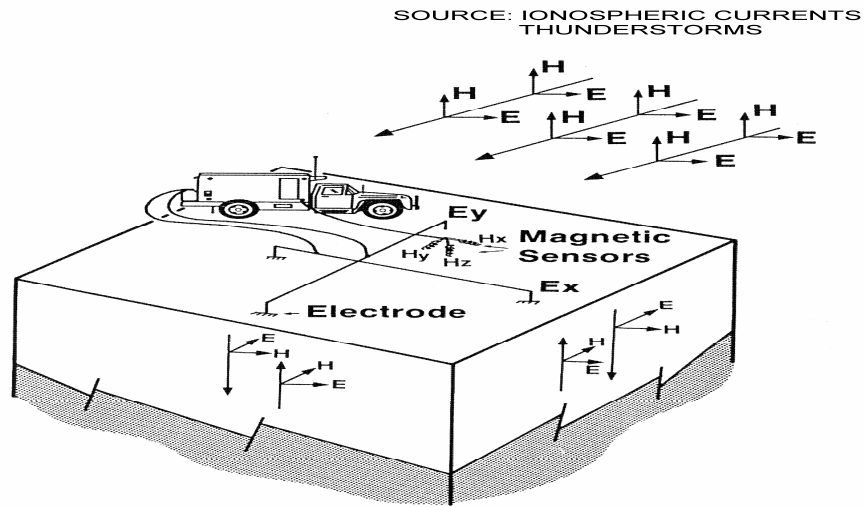


圖 67 大地電磁法原理圖：以天然交變電磁場為場源，量測此電磁場進入地層後之感應訊號，在地面上一點或多點同時觀測此互為垂直的電磁場水平分量，可以測獲地球深部的電性構造。

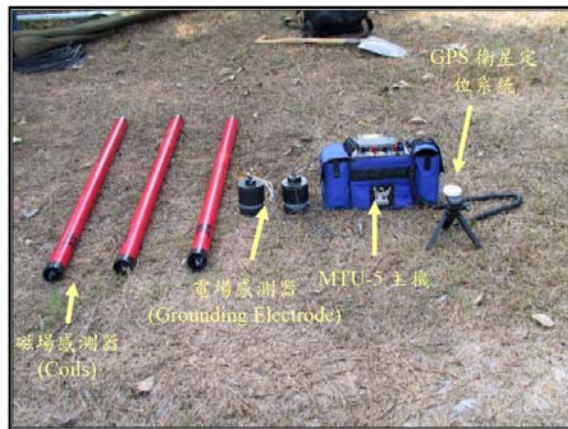
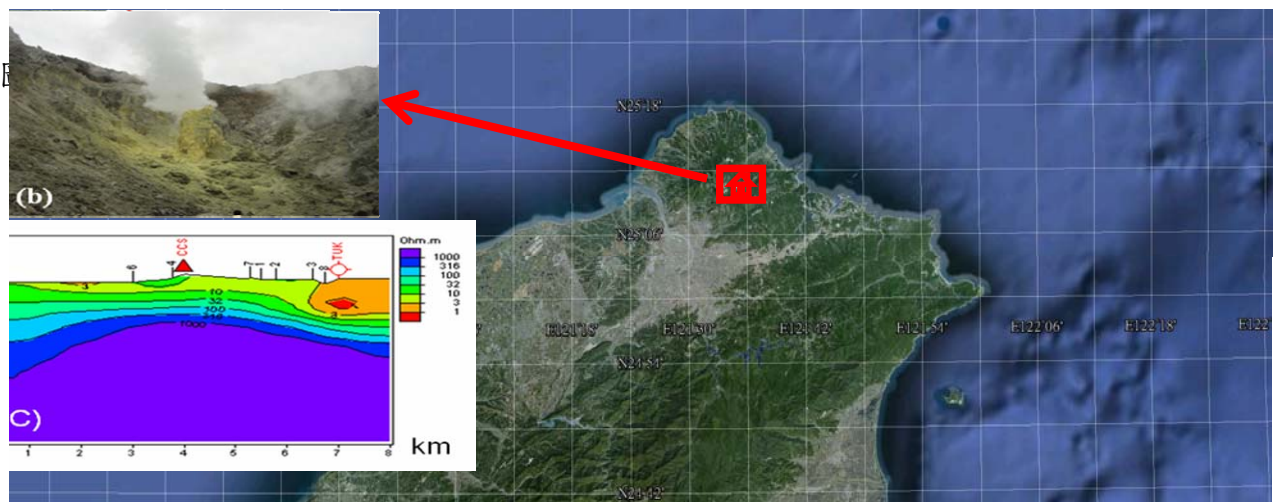
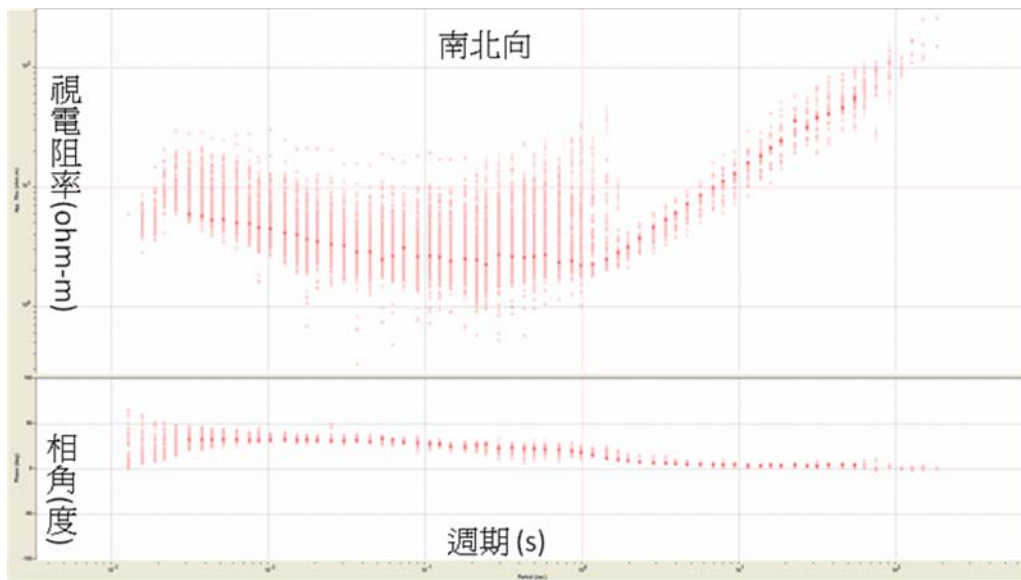


圖 68 大地電磁儀系統: MTU-5A，包括主機其收訊頻寬範圍約 1/1800Hz 至 384Hz，電場感測器，磁場感測器以及衛星全球定位系統(GPS)。



(a) 地電流南北向



(b) 地電流東西向

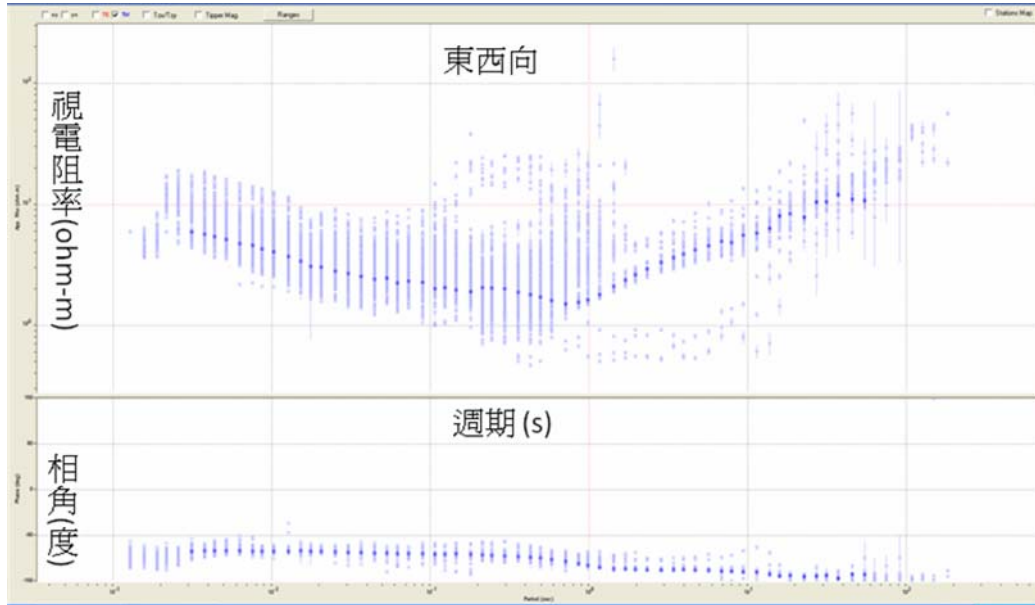


圖 70 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之視電阻率與相角記錄圖:(a) 地電流南北向；(b) 地電流東西向。橫軸代表週期(s)；縱軸(上)代表視電阻率(ohm-m)，縱軸(下)代表相角(度)。

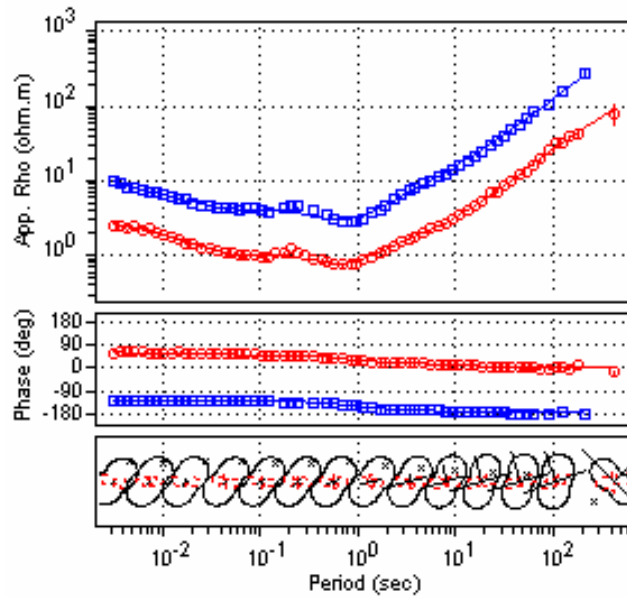


圖 71 大屯山大油坑站大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線、相位角曲線及極化圖(TE 與 TM 合相向量)。記錄日期 2011/0920。紅:TE mode，南北向電流；藍:TM mode，東西向電流。

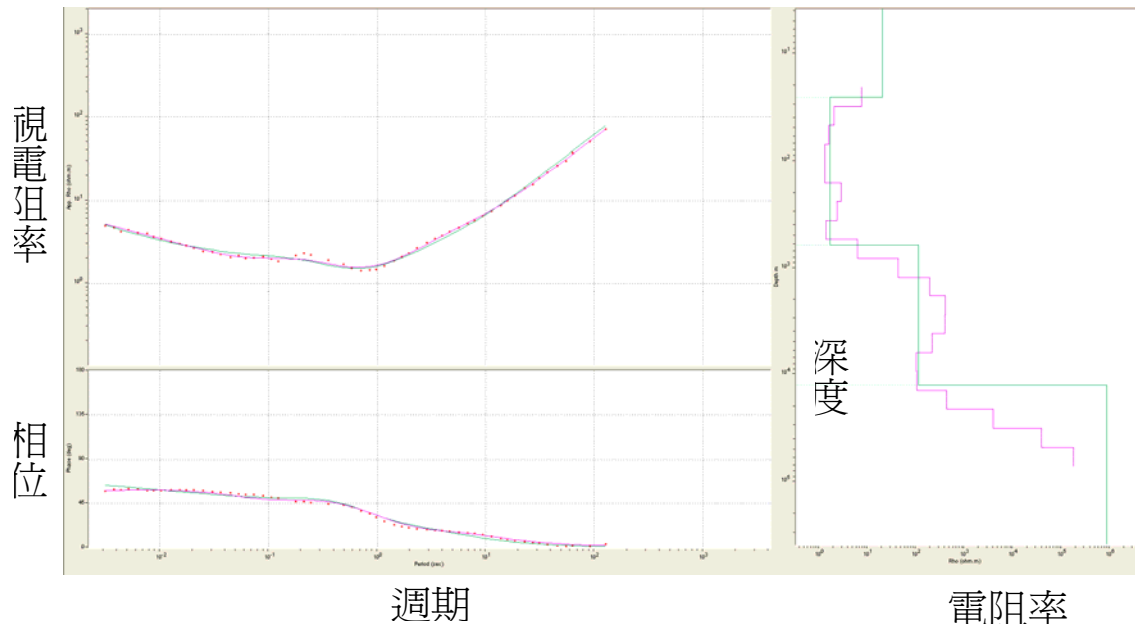
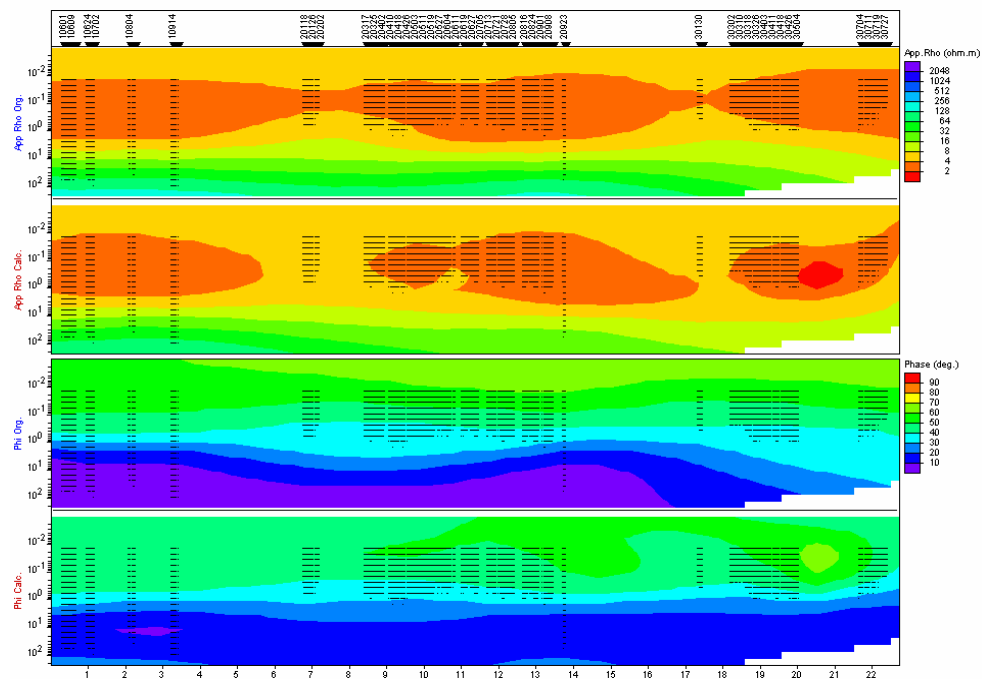


圖 72 大屯山大油坑站大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線和相位角曲線(圖左)及其一維反演(紅線:平滑反演;綠線:層狀反演)(圖右)。記錄日期 2011/09/20。

(a) 地電流南北向



(b) 地電流東西向

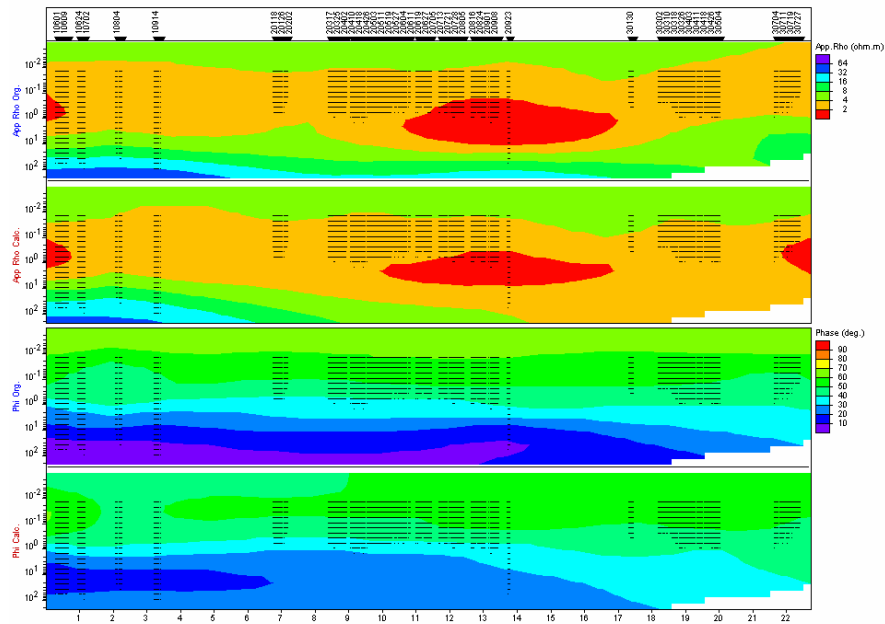


圖 73 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之視電阻率及相角圖:(a) 地電流南北向；(b) 地電流東西向。影像圖黑點為資料點，圖上方橫軸數字表觀測日期(例如 10601 代表 2011/06/01;第一數碼表年，1=2011;2=1012;3=2013;第一數碼後表月日)，各圖之縱軸為週期(s)。由上而下圖序為觀測視電阻率、逆推視電阻率、觀測相角和逆推相角圖。

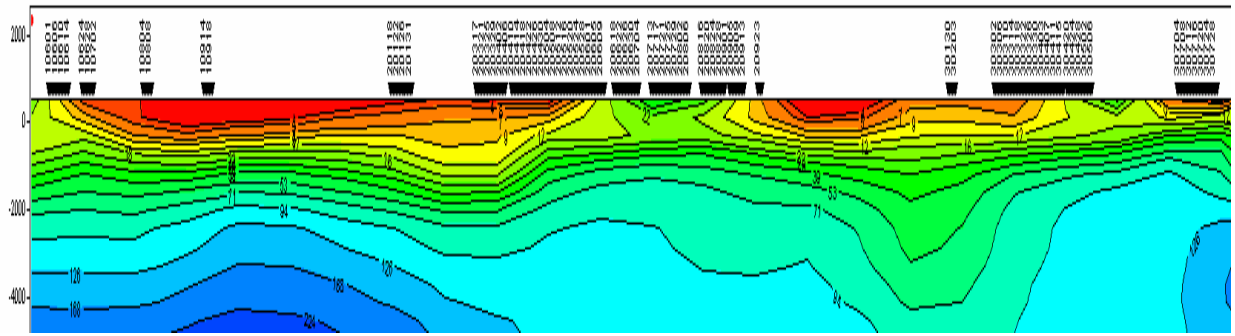
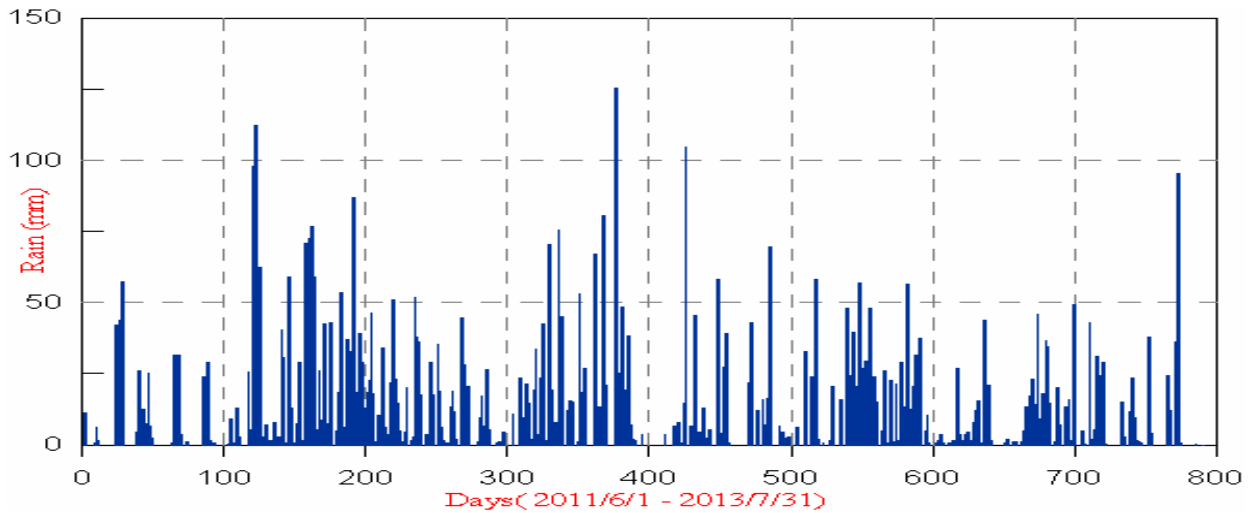


圖 74 大屯山大油坑大地電磁監測站最近三年(2011/0601 ~ 2013/0731)之電阻率時空變化。縱軸為標高(m)，二維逆推後之深度，可達 4km，圖上方橫軸數字表觀測日期。電阻率呈現隨深度漸增 (紅變藍)，隨時間呈週期變化趨勢。

(a) 大屯山竹子湖雨量記錄圖



(b) 大油坑電阻率時空變化與地震規模圖

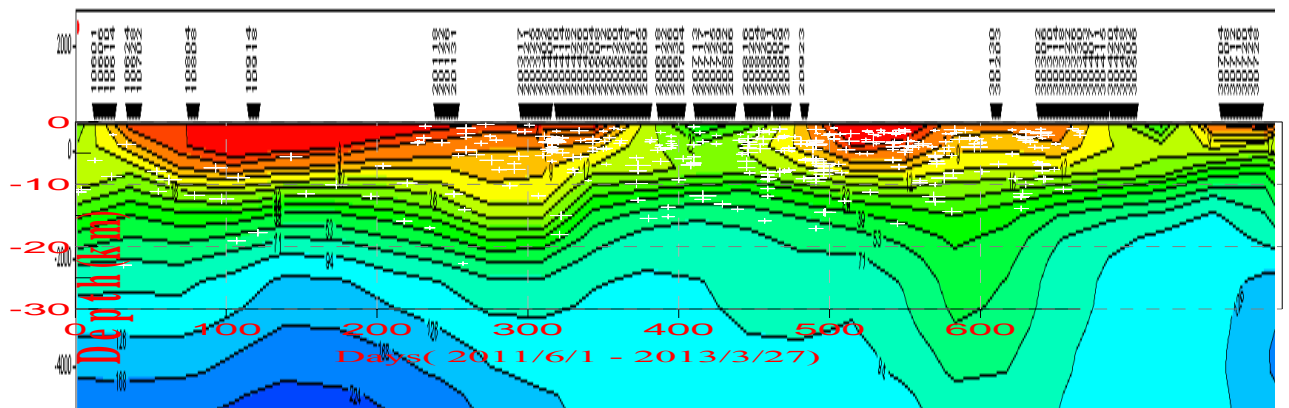


圖 75 大屯山大油坑大地電磁監測站周邊~50km 之雨量與地震規模比對圖。(a)竹子湖雨量記錄(中央氣象局)(b) 最近三年(2011/0601~2013/0731)之電阻率時空變化疊加地震圖，地震規模(大於 1)以十字大小表示。地震紀錄(2011/0601~2013/0327，計 666 天)

2. 宜蘭南方地區之二維電性構造剖面

研究地區位在台灣東北部的宜蘭縣南方(圖 76)，測區分布範圍涵蓋蘇澳鎮與冬山鄉，測站配置東至蘇澳西往清水地熱區，圖 77 係地區地質圖與測站分佈圖。本區地質由老到新、深至淺，依序為古生代晚期-東澳片岩(片岩、砂岩)、始新世

至漸新世-南蘇澳層(板岩、厚層變質砂岩)、中新世-蘇澳層(板岩、硬頁岩、薄層變質砂岩)、中新世中期-廬山層清水湖段(厚層板岩、砂岩)、中新世中期-廬山層仁澤段(硬頁岩、砂岩)、第四紀-沖積層(變質砂岩與板岩所構成之礫石、砂、泥)。此地區受菲律賓海板塊隱沒運動擠壓，大致上屬變質岩層區，本研究測站分布於蘇澳層、廬山層清水湖段、廬山層仁澤段及沖積層出露區。

大地電磁測深主要採用的儀器設備是由 Phoenix Geophysics Ltd., Canada 所製造之 MTU-5 2000 系列大地電磁測深儀，儀器接收訊號頻寬範圍約 1/1800 Hz ~384 Hz。儀器系統主要分成三大部份(圖 78)，主機(MTU):主要功能為接收 E_x 、 E_y 及 H_x 、 H_y 、 H_z ，再將所收集到的類比訊號經濾波、增益放大後，轉換成數位信號，並利用全球定位系統(GPS)，供定位及同步定時紀錄訊號，儲存於主機內部快閃記憶體。

- 1) 電場感測器:由五個非極化電極(Pb/PbCl)及不等長的屏蔽電線(約 50~100 公尺)數條，配置於測點，量測水平電場訊號 E_x 、 E_y ，其精度可達~mV/Km。
- 2) 磁場感測器:共計三組，量測水平與垂直磁場訊號(H_x 、 H_y 、 H_z)，其精度可達~nT。

測站建立及儀器配置主要包括電場水平分量 E_x 、 E_y 與磁場 H_x 、 H_y 必須互相正交。測站之設置是為連續觀測來自地下深部之微弱電磁訊號為主，因此測站要儘量避免人為與自然界的電磁雜波干擾，以提高資料之品質，各測站採連續紀錄，累積時間需過夜，當然紀錄時間越長資料之品質越佳，就好比是對遙遠星球進行天文觀測照像一樣，為獲得清晰影像必需經由長時間曝光。

由於此測區範圍附近 1km 內有高壓輸送電線與交通要線經過，經由至實地測試結果，場址附近電磁場干擾頗大，需經多次調整設站地點迴避之。此外，為避免來自電力輸送線電磁雜訊干擾，使用參考站之資料修正(Gamble, *et al.*, 1979)。茲舉其中 MT-05 測站為例(圖 79)使用澎湖遠端參考站較使用宜蘭參考站對雜訊干擾抑制效果較佳。

宜蘭平原南方麓山帶東西向剖面之十二測站 MT 資料，經由先後兩次收集資料可藉由第二批收集資料點來補足第一次較差點的資料。測站位置編號與地理位

置之相對關係，由東向西測站編號以 MT 為開頭，從 MT-01 至 MT-12 共計十二個測站。各測站使用的儀器編號及施測時間，示於表格 七及表格 八。雖然測站紀錄三天時間資料，為了減少人為活動干擾之影響，將資料處理時段選在晚上紀錄部分(當日 20:00 時至翌日 8:00 時，即人為活動較少的時間段)，如此方可避免人文雜訊。此外選用遠參考點(澎湖)會比近參考點(清水)來的更好。各測點視電阻率、相位及極化圖(南北向 TE 與東西向 TM 合向量)；各測點之一維反演(包括 Occam 反演；層狀反演以及 Bostic 反演) 示於附錄。

以穩健統計為基礎可估算 MT 的資料品質(訊雜比 S/N 參數)。大致可判別各站資料受雜訊干擾的程度，依序分為少雜訊(訊雜比 0.8 以上)、中雜訊、多雜訊(訊雜比 0.2 以下)成之干擾三種類別：

- 1)少雜訊部分：MT-09、MT-10、MT-12，三測站。
- 2)中雜訊部分：MT-02、MT-04、MT-05、MT-06、MT-08、MT-11，六測站。
- 3)多雜訊部分：MT-01、MT-03、MT-07，三測站。

受到雜訊干擾較嚴重之 MT-01、MT-03、MT-07 三測站，主要與測站位置選擇關聯極大。MT-01 測站因接近主要幹道台 2 線(北部濱海公路)及住家，附近有港邊派出所，受到來往的車輛與相關電器設施的影響，故資料受干擾較為嚴重；MT-03 測站附近並無任何電器設施與主要道路，且人煙較為稀少，雜訊干擾不明；MT-07 測站附近為農作地，研判晨間務農干擾影響。總之，各站之中頻段($10^1 \sim 10^{-1}$ Hz) 訊雜比有明顯的降低，研判應與臺灣地區電磁特性及人文活動有關，但 1 赫茲是因大地電磁法訊號低落(又稱為死頻)，易受雜訊干擾；整體來看，研究地區之雜訊干擾由東向西減少的趨勢，研判與人文活動的分佈有者密不可分之關聯。

根據視電阻率曲線在頻率段 10^0 至 10^{-1} 時，MT-01 至 MT-06 都有上升的趨勢，表示側線東側的下方恐有高電阻出現。另外，視電阻率與相位間存在反相關係，就是當其一曲線上升時，另一曲線就會呈現下降，利用此特性也可用來判斷資料可信的程度。

電性維度在大地電磁法中具有重要的意義，主要目的在於，可否將大地電磁法

資料應用於二維逆推演算法，受到三維構造效應影響時，TE、TM 型態之定義將變為不明確，無法二維模型代表三維構造，所以在資料二維逆推演算法前，應當先做好維度分析，以確保後續的資料解釋。附錄中之各測點極化圖可供參。本研究依據相位張量分析出的電性走向結果(圖 80)，將各測站之座標軸系統轉至 -15° ，則大地電磁法資料可以二維模型代表。

本研究應用二維非線性共軛梯度演算法(Nonlinear Conjugate Gradients，簡稱 NLCG(Rodi and Mackie, 2001)，將野外擷取之大地電磁法資料轉換計算成具有深度與電阻率變化、分布訊息之電性模型。該逆推採尋求最平順之最小構造模式並可以適當地擬合觀測資料。Occam 逆推較之其他逆推法之優點是收斂快。

在逆推過程中需要透過參數試驗，找出最適當的參數值(表格 九)，以增加模型的可信度。參數依序為方位角、誤差底限參數、平滑度參數 Tau 與限制深度討論。

在二維逆推前需先將每一測站之座標系統，轉至平行於該區域的電性走向，使對角線張量元素消除或趨近於零；反對角線元素則會趨於最大值，方可確保大地電磁法觀念之 TE 及 TM 型態具有完整的意義，這樣逆推出的模型才具可信度。本文依據相位張量分析出的電性走向結果(圖 80)，將各測站之座標軸系統轉至 -15° ，再進行後續的逆推參數測試。

為了避免逆推結果受控於局部誤差極小的資料點，而設定誤差底限參數，當輸入資料點的誤差小於誤差底限參數時，逆推過程中將以誤差底限參數取代資料點誤差。誤差底限參數可做變動的部份有兩個，一為視電阻率、一為相位，此次研究選用之誤差底限參數為：視電阻率 20%，相位 10%。

測試參數 τ 值，可以控制資料擬合度與模型平滑度之間的權衡，大的 τ 值表示模型將變為更加平滑，但資料擬合度差，意味著此模型是更加模糊的，較適合看大構造、大範圍所用。由於 τ 值的變動會產生不同的模型，因而需改變 τ 值，從眾多模型中找出適合本次研究的模型，而本文從 τ 值 0.01 開始依序做至 τ 值 100 共十三個

模型，挑選出最好的 τ 值為 $\tau=3$ 。

因為儀器擷取資料的頻率段($10^4\sim 10^3$ Hz)有限，且依據電磁波的穿透公式，得知探測深度受控於電阻率與頻率，因此，大地電磁法資料的響應深度對應於不同地區是不相同的，所以於逆推計算上不該無限制的向下延伸，故在逆推計算前，需先設定好底層的深度限制，使它得以停止往下的延伸計算，亦可使深度解析的問題改善。

本研究限制深度逆推法(Li *et al.*, 2003)，系選擇將深部的地層鎖定在非常高之電阻率，而這極大的電阻率，可讓大地電磁法資料在計算時，假設沒有看到此高電阻的底層，如此一來會併入計算的部份，就只剩下限制深度以上的地層區塊。由本研究的視電阻率曲線，可知除了少數測站外，幾乎皆可視頻率 10^{-2} 至 10^{-3} 赫茲之訊號，在深度上的響應應當不錯，並且從 τ 值試驗計算出的眾多模型中，發現深度 100 公里以下時的電阻率分布變化甚少，因此限制深度初始模型決定先從 100 公里以下的地層電阻率限制為 10000 歐姆-米(ohm-m)，而後再將限制深度不斷地往淺部移動，且每 10 公里調整限制深度測試一次，當至深度 20 公里時，將改為每 1 公里調整限制深度測試一次，依序做至深度 10 公里。從深度對 RMS 圖研判，當深度介於 20 至 100 公里時曲線無較大變化，但當深度小於 20 公里時曲線開始有較大的變化且呈現收斂趨勢，故選擇深度 20 公里做為最佳深度解，並取其深度一半(10km)之逆推模型用做展示及分析。

模型模擬指出本研究剖線長 20 公里，地下電阻率變化皆會受到 12 個測站影響，為了確保這些電阻率異常的存在是來自觀測資料，使用敏感度測試，方法是分別將高電阻率異常以低電阻率異常取代；反之，低電阻率異常用高電阻率異常取代，而後將進行順推計算，如果取代後電阻率與相位曲線有明顯的改變，即可表示該異常確實是來自觀測資料，而非外插之假影像。

蘭陽平原南側東西向山區佈設 12 個大地電磁波法各測點視電阻率、相位及極化圖(南北向 TE 與東西向 TM 合向量)；各測點之一維反演(包括 Occam 反演；層狀反演以及 Bostic 反演)示於附錄。2D 逆推後之西東向電阻率分佈剖面圖以及觀測與模型之比較圖分別示於圖 83 與圖 82。從圖 82 之比較觀測與模型之電阻率與相位分

佈形態均非常接近(RMS小於2)，故圖 83之2D逆推模型可以被接受。

觀察圖 83 顯示，測區主要之低電阻率異常區(電阻率低於 100 ohm-m 背景值)分佈於淺部 3km 以上，自東而西分別以 C1、C2、C3 與 C4 命名(C:Conductor)。低電阻率異常區 C2 與 C3 在剖面中央最厚，可達 5km，形成盆地形狀，故測區範圍之低電阻率流體主要應向剖面中央區域匯聚，是極佳之含水構造。剖面東側之 C1 屬淺部沖積層分佈，從極低電阻率異常值研判，局部可能受海水入侵影響。剖面西側之 C4 屬深部低電阻率異常區，從其緊鄰高電阻率異常 R3 研判，可能屬破碎帶或斷層構造。

圖 83顯示測區低電阻率異常區下之主要高電阻率異常區(電阻率高於1000 ohm-m)，自東而西分別以R1、R2與R3命名(R:Resistor)。剖面下之高電阻率異常分佈中，以剖面東側之R1最淺，頂部深僅約1km，但電阻率最高，反應岩層極為緻密，從其分佈之形狀，自深部向淺處侵入，頗類似火成岩體，藉助磁力資料將有助於進一步之斷定。高電阻率異常R3分佈於深部，自東向西逆衝而上，從高電阻率異常由西向東逐漸減弱，同時逆衝傾角向西減緩，說明測區可能曾受來自東側之大地應力之影響。高電阻率異常R2分佈於剖面中央，範圍最小而且極淺，屬局部之高電阻率異常體。

表格 七 各測站 TWD97 二度分帶座標與海拔表。測站編號的數字越大代表靠近剖面西側；反之，數字越小則越靠近剖面東邊。

測站編號	儀器編號	施測時間 2013 年月/日	x(km)	y(km)	海拔(m)
MT-01	1411	4/09~4/11	336.346	2722.935	9
MT-02	1564	7/09~7/11	335.872	2723.175	12
MT-03	1414	4/10~4/12	332.886	2722.529	38
MT-04	1564	4/10~4/13	330.261	2723.529	35
MT-05	1638	4/12~4/15	328.942	2723.420	64
MT-06	1638	7/09~7/11	327.590	2724.289	43
MT-07	1414	4/13~4/15	325.939	2724.825	53
MT-08	1683	7/06~7/09	322.550	2723.613	154
MT-09	1638	4/15~4/19	321.904	2723.419	141
MT-10	1638	7/06~7/08	321.011	2724.288	118
MT-11	1414	4/16~4/18	318.876	2723.699	156
MT-12	1564	4/16~4/19	318.206	2723.757	158

表格 八 各測站之施測資料表。AC 為交流電壓；DC 為直流電壓。

背景值 編號	電場方位 (N-S,E-W)	正北夾 角(°)	電場展距 (m)	電阻(kΩ)	AC(mV)	AC(mV)
MT-01	E _{N-S}	0	43.5		20.30	-37.43
	E _{E-W}		39		10.31	-8.04
MT-02	E _{N-S}	0	50	0.367	22.49	-23.80
	E _{E-W}		50	0.535	23.20	-296.64
MT-03	E _{N-S}	0	50		44.90	96.26
	E _{E-W}		50		26.68	-98.25
MT-04	E _{N-S}	0	50	0.783	53.59	-23.87
	E _{E-W}		50	0.931	84.51	-4.38
MT-05	E _{N-S}	0	50	0.952	26.96	-5.45
	E _{E-W}		50	1.311	46.84	51.83
MT-06	E _{N-S}	0	48	0.875	43.30	24.59
	E _{E-W}		48	1.168	101.91	306.08
MT-07	E _{N-S}	0	50		44.66	-95.30
	E _{E-W}		50		31.86	218.39
MT-08	E _{N-S}	0	50	1.516	265.97	-27.92
	E _{E-W}		50	0.961	130.75	-47.87
MT-09	E _{N-S}	0	50	1.172	50.67	46.95
	E _{E-W}		50	0.709	77.61	150.64
MT-10	E _{N-S}	0	50	0.792	247.51	-0.67
	E _{E-W}		50	1.094	19.12	58.81
MT-11	E _{N-S}	0	50		14.84	-148.95
	E _{E-W}		50		17.94	262.06
MT-12	E _{N-S}	0	50	0.445	113.11	10.02
	E _{E-W}		50	0.37	39.38	14.50

表格 九 二維逆推參數表

二維逆推參數	參數值
測站數量(Number of stations)	12
測線長度(Lengths of profile)	20km
旋轉方位角(Rotational angle)	-15°
逆推初始模型(Initial background of half-space)	100Ωm
誤差底限(Error floor)	視電阻率=20%；相位=10%
平滑度參數τ(Tau for smoothing operator)	τ=3
限制深度(Constraint depth)	20km
權重函數(Weight function)	α=1；β=1.5
均方根(RMS)	1.7067
疊代次數(Iterations)	52



圖 76 宜蘭平原南側大地電磁 12 個測站衛星影像位置圖。黃色圈點是 MT 測站，編號順序由東向西排列，紅色線為二維逆推剖面。資料來源：Google earth。

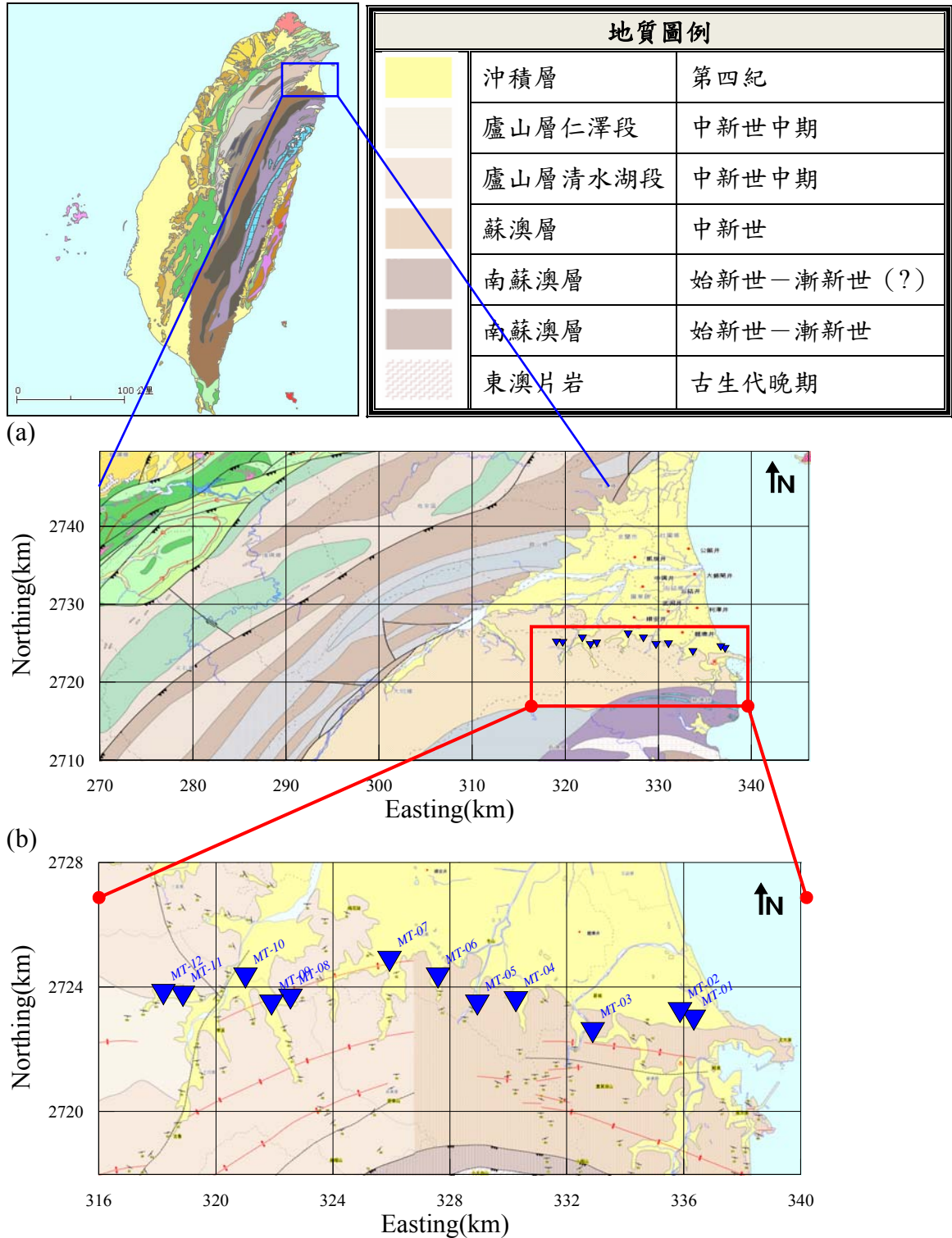


圖 77 研究區域地質圖。(a)紅框位置為研究區域；(b)▼是 MT 測站，座標為 TWD97 二度分帶座標系統，資料來源：經濟部中央地質調查所。

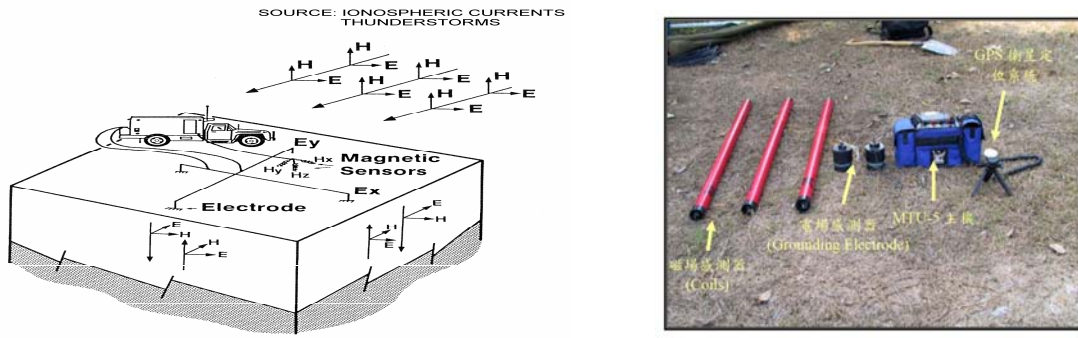
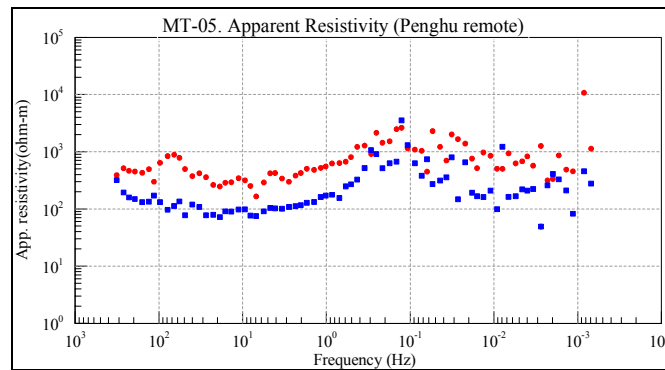


圖 78 (a)大地電磁法原理圖: 以天然交變電磁場為場源, 量測此電磁場進入地層後之感應訊號, 在地面上監測互為垂直的電磁場水平分量, 可以測獲地球深部隨時間的電性變化。(b). 大地電磁儀系統: MTU-5A(Canada), 包括主機其收訊頻寬範圍約 1/1800 Hz 至 384 Hz, 電場感測器, 磁場感測器以及衛星全球定位系統(GPS)。

(a)



(b)

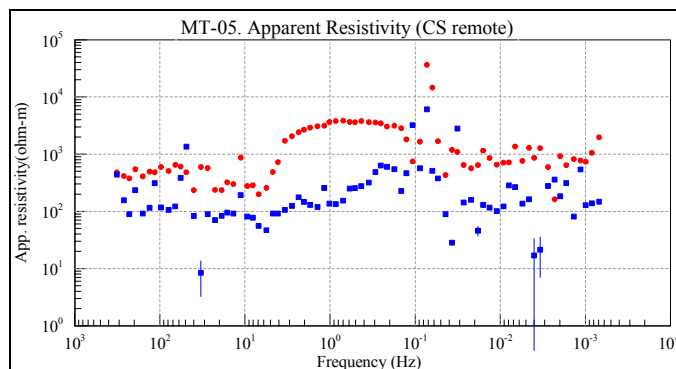


圖 79 不同參考站之比較圖(MT-05 測站為例)。(a)澎湖遠端參考站；(b)清水參考點。清楚可見澎湖遠端參考站對雜訊干擾抑制效果較佳。●為 TE mode；■為 TM mode。

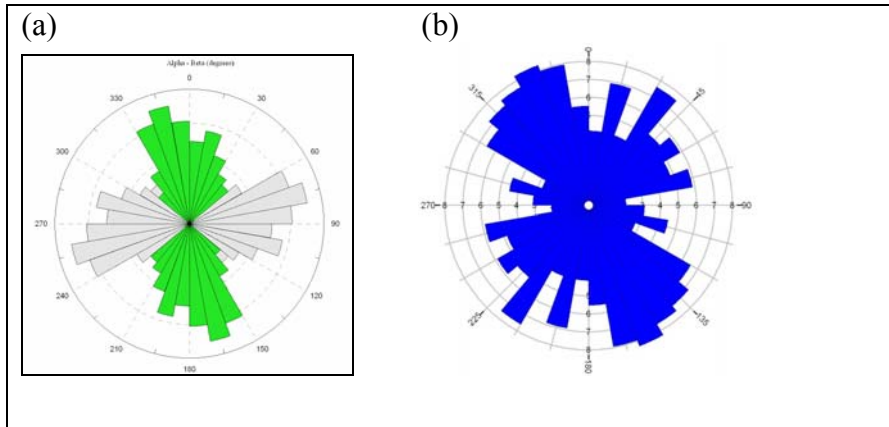


圖 80 (a) 宜蘭平原南側電性構造走向分析圖。由 MT 相位張量分析得知主要電性構造走向為 -15° ，分析頻率介於 $320\sim 0.03\text{Hz}$ 。綠色為主要方位角，灰色為共軛方位角，彼此呈 ± 90 關係。(b) 羅東河流域裂隙之玫瑰圖。(羅偉先生 2013 地熱報告)

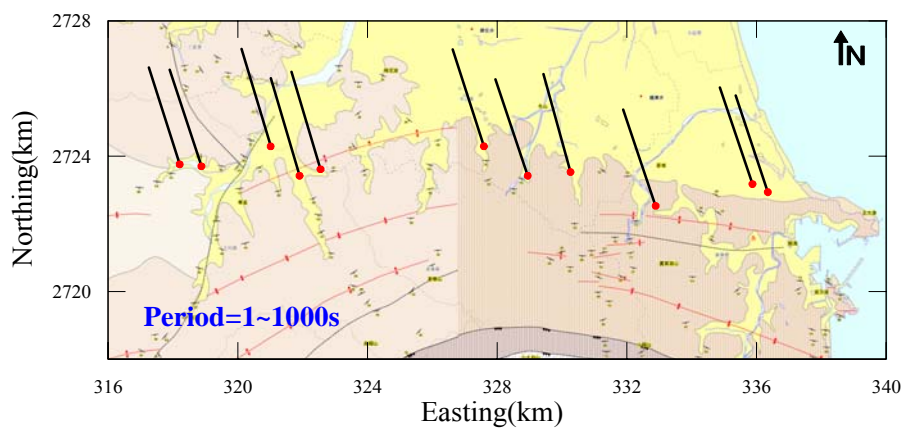


圖 81 宜蘭平原南側全週期之區域電性構造走向圖。●測站位置。

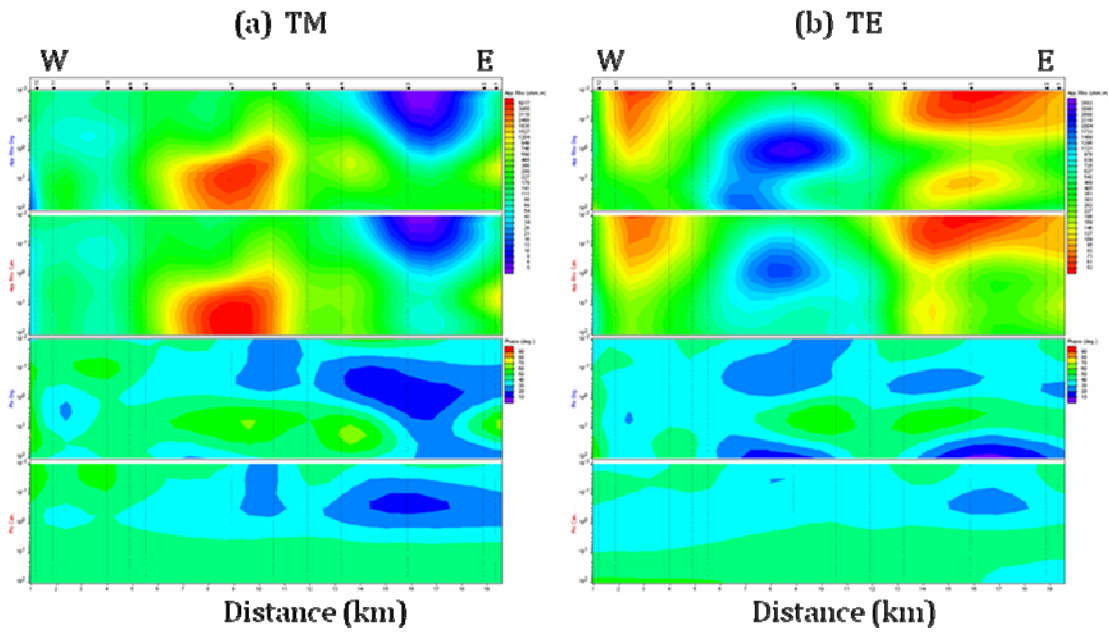


圖 82 宜蘭平原南側東西向剖面觀測值與逆推模型之比較。由上而下依序為觀測視電阻率、模型視電阻率、觀測相角和模型相角。當觀測圖與逆推圖越接近時，逆推結果越可信。各圖之縱軸為週期(s)，橫軸表距離(km)，資料點為黑色。(a)TM:地電流南北向; (b)TE:地電流東西向。

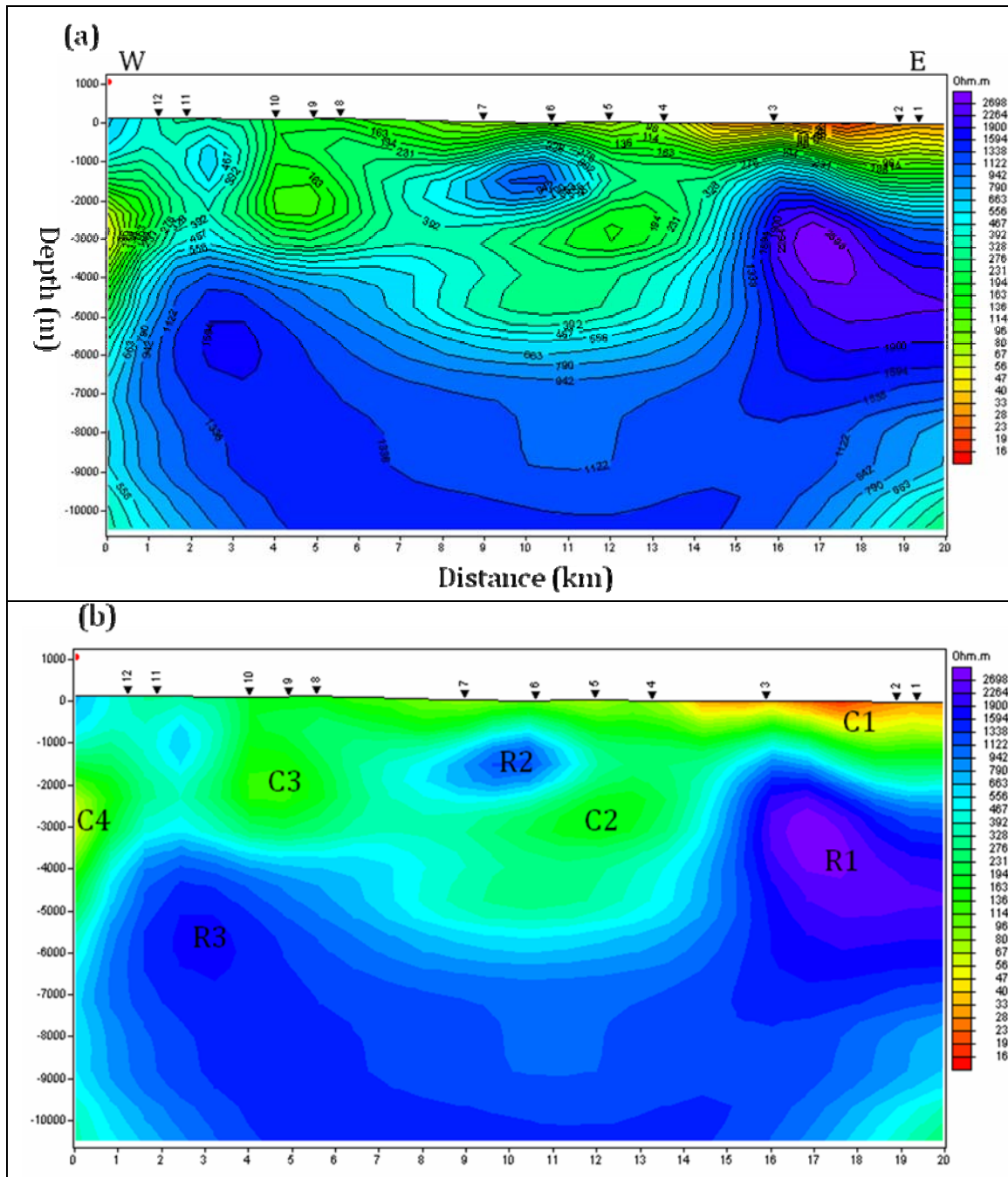


圖 83 (a)宜蘭平原南側東西向二維電性構造剖面圖。電性構造紅色表低電阻區、藍色表高電阻區。地表數字為大地電磁法測點。(b)電阻率異常分佈:C(Conductor)低電阻率異常;R(Resistor)高電阻率異常。

肆、討論

依據上述觀測與分析結果，本計畫分別（1）台北盆地井下地震觀測網、（2）大屯火山地震觀測網、（3）宜蘭龜山島地震觀測網、（4）密集地震儀陣列與（5）大地電磁陣列等五部分，進行主要之討論與說明。

首先台北盆地井下地震觀測網，為了加強即時提供地震的資訊，本計畫在2010年8月建立了井下站的即時波形與紀錄頻譜展示系統，而繼井下站後，2012年我們也將6個長期地表固定地震站的資料納入即時展示系統，提供各測站的全日波形歷時紀錄，使用者可依其需求點選測站與日期依序查閱。

本計畫大台北地區的地震震觀測網已具有監測地震活動能力，對區域性的大地震具有不飽和，小地震不漏失的優點；對遠域較大地震所產生的微小振動亦能提供高品質的資料。雖然目前大台北地區的地震活動度較低，但地震觀測是屬於長期性的工作，需藉由資料的不斷累積，方能增加對大台北地區斷層時空分佈的瞭解及其活動的可能性。透過井下與地表寬頻地震站穩定的運轉與常期收集的可靠資料，結合大台北地區北緣的大屯火山與東側的宜蘭龜山島地區的微震觀測，將可提供學者除地震資料外，利用長期微地動(microtremor)觀測作為探討台北地區地下構造與場址效應的另一種選擇。

今年度之大屯山地區的地震集中在大油坑和七星山附近，這些現象與過去長期的地震月個數統計值所發現的現象相似。從這些現象推測，推估也許在七星山、大油坑與八煙地區的底下，有著一些機制可以主導群震活動移位，例如相連地下岩層裂縫，當地下的熱液流體活動劇烈時，便有可能在這些地區底下造成地震活動，而熱液流體流動的方向，影響著群震發生的位置。主要可能反應這些地震可能與火山活動有關。但是大油坑地區地震活動常有異常增加（常有強烈的群震活動）。相對而言，七星山地區地震活動相對穩定（多為量小的群震活動）。整體來說，雖然大屯山的微震活動非常明顯，但是這個現象與真正火山噴發所造成的地震個數相差非常的遠，所以必須長期進行火山相關的監測。

過去觀測結果清楚的呈現宜蘭地區的微震活動十分頻繁，過去七年多總共偵測到將近兩萬個地震的事件。地震的分佈主要都集中在龜山島附近。地震的深度

分佈，則大多集中在 2 到 8 公里之間。但是目前所有地震站僅設置於龜山島及其西側之宜蘭地區，對於龜山島附近之地震定位精度依然有些限制，若是能利用海底地震儀聯合進行觀測，相信會有明顯改善。從龜山島附近地震活動與大屯山地區地震活動之來比較，清楚地發現龜山島地震個數與深度均明顯多於大屯山地區，這意味著龜山島附近火山活動可能比大屯山地區火山活動更為顯著，未來對龜山島附近火山活動更值得加強。

大屯山地區三維速度構造逆推的初步結果，可以發現在大屯山淺部地區（0~2km），都可以看到一些速度構造相對較低的異常區，其地表位置接近大油坑地區，也就是大屯山地區地熱現象最活躍的地區之一。受限於微震資料的分佈，本研究所能解析的最大深度大概落在 4 km。主要是由於此地區的地震，震源深度大多集中於淺部，深於 4km 的地區，地震相對少。而此地區的測站分布相對小，淺部的地震，其初達波傳至測站的路徑多為上行波。因此，在逆推過程中，經過深度 4km 以下的波線較少，所以速度逆推的結果相對尚並不理想，等待未來更多地震記錄就可以改善。

高密度線形地震陣列之觀測需要大量地表地震感應器（sensors），今年已順利採購九部地震儀，並已經開始進行高密度線形地震陣列之規劃與設置工作，將以線形地震陣列方式，每次時間為期 3 個月，接收地震網外之區域地震，期望有助於未來確認可能主要岩漿活動之位置。

基於上年度在大屯山地區設置密集地震儀陣列所累積的經驗，今年度在宜蘭地區的密集地震儀陣列施測較為流暢且順利，僅少數儀器出現故障更換。美中不足的是，在 7/11-7/13 強烈颱風「蘇力」侵襲台灣北部，造成宜蘭地區的三个密集地震儀陣列都有災情發生。災情最嚴重的為桃源谷，因地處空曠無遮蔽物，又最接近颱風登錄點，造成 TYA2 整組儀器遺失，另有三組儀器進水或翻覆（圖 84 及圖 85）。而佛光大學有兩組儀器受損，龜山島也有一組。



圖 84 桃源谷 TYC3 測點儀器因蘇力颱風翻覆。



圖 85 桃源谷 TYD2 測點儀器因蘇力颱風翻覆進水。

使用大地電磁波法探勘宜蘭平原南側東西向二維電性構造剖面圖，最具體之成果是描繪出宜蘭平原南側地區及其鄰近地區低電阻率異常圖。岩層之低電阻率異常反應岩石中之流體與溫度異常，是地熱構造的儲集層的重要指標。雖然測區地質屬變質岩區，岩石孔隙率很低，但由於測區的節理、劈理及片理都相當發達，

從測區深淺不同，自東而西一系列主要之低電阻率異常區分佈(C1~C4)可知，此區域山區岩層仍有機會成為含水層。參考測區地質顯示，濁水斷層沿測區之北側通過，故測區地層為雪山山脈地層體系，配合大地電磁測深投影顯示測區範圍地下3km以上低電阻率異常區屬含水層，屬乾溝層，深度3km下之高電阻率異常區(藍色)屬四稜砂岩層。宜蘭平原南側東西向之MT二維電性構造充分反應宜蘭地區及蘭陽平原形成原因:先是臺灣島造山過程而後沖繩海槽的張裂作用。宜蘭地區受兩板塊碰撞的造山帶影響，岩層被擠壓和抬升至地表。而後蘭陽平原受到沖繩海槽伸張應力向西南延伸之影響，發育一系列之正斷層系統，自東而西低電阻率異常C1、C2、C3與C4，其中C2與C3在剖面中央最厚，反應陷落最深，形成盆地，R2則是陷落後殘存之高電阻異常痕跡。再加上琉球隱沒作用的驅使，使得臺灣東北部及其鄰近地區之地表下深處有旺盛的岩漿活動，R1及其鄰近可能屬火成岩體存在於地底下。

伍、結論

本計畫於大台北地區所設置的地震觀測網，已具有相當完整監測該地區地震活動的能力，對區域性的大地震與局部性小地震不漏失的優點；對遠域較大地震所產生的微小振動亦能提供高品質的波形紀錄。此也彌補了中央氣象局與中研院地球所目前建置於台北都會區觸發式強震觀測網僅能收錄區域性較大地震的缺憾。目前井下與地表寬頻地震站均已透過 ADSL 建立地震之即時監測系統，結合大台北地區北緣的大屯火山與東側的宜蘭龜山島地區的微震觀測，將可更了解區域內震源之時空分佈及斷層的活動性。

本計畫於大屯火山地區所設置的密集地震站，可以充分的蒐集到許多大屯火山地區的微小地震活動。從這些小的微震活動中，也發現到當地有許多的群震。群震發生的位置集中在七星山、大油坑與其周邊的八煙地區。以群震活動的強度來看，大油坑最明顯。群震發生的頻率，則七星山較高，但其活動產生的地震個數相對於大油坑就少很多。雖然大屯山的微震活動非常明顯，但是這個現象與真正火山噴發所造成的地震個數相差非常的遠，所以必須長期進行火山相關的的監測。

根據三維斷層掃描逆推初步速度構造的結果，可以發現在大屯山淺部地區（0~2km），看到一些速度構造相對較低的異常區，其地表位置接近大油坑地區，也就是大屯山地區地熱現象最活躍的地區之一。此外，從七星山上的兩個速度剖面來看，在淺部同樣也存在一些速度構造相對較低的異常區，與大油坑地區的特性相似，但其異常區的範圍比七星山略小，且低速的異常區很少延伸至地表，初步推斷可能與近地表的熱水作用有關，但仍仔細分析。

從頻率-波數法初步分析大屯山地區的三个密集地震儀陣列資料結果發現，可以判定一些地震或火山型震動訊號可能來源方向及區域。例如利用三個密集地震儀陣列相對位置，和頻率-波數法分析結果，發現西元 2012 年 2 月 19 日 19 時可能地震波訊號來源從大尖後山及磺嘴山。目前已經能發展一套頻率-波數法分析密集地震儀陣列資料模式，更有效率的找出大屯山地區，地震或火山型震動訊號可能

來源方向及區域。此外，本計畫今年度已於完成宜蘭地區設置三個密集地震儀陣列，為期大約六個月，目前正積極利用此資料對研究區域進行火山型震動來源之偵測，試圖辨識火山主要活動位置與深度。

宜蘭龜山島地區的微震活動十分頻繁，目前在本研究地區共發現到了將近兩萬個地震的事件。地震的分佈主要都集中在龜山島與宜蘭縣的羅東鎮和冬山鄉底下，地震的深度分佈大多集中在淺部地殼，可能與龜山島附近的海底火山活動有關。此外當宜蘭地區有感地震的深度較深時，該地區內的淺部地震數目有時候也有很明顯的增加，可能表示這些淺部的地震是典型的觸發型地震。這種地震表示當地地下的構造，可能相對脆弱或敏感，有再深入探討的價值。

大油坑地區大地電磁監測站，最近三年之視電阻率與相角記錄共計 300 餘筆監測紀錄，表示地下存在導電體，可解釋為深部含熱水豐富，極化圖說明區域性構造呈東北-西南走向。大屯山大油坑地區地電監測火山系統，最近三年之監測紀錄顯示大油坑之地下深部電阻率變化，可能與入侵岩漿之氣體有關。為了解電阻率變化的機制，將電阻率之時序變化與同時間之其他各種地球物理資料比對是必要的，包括潮汐變化、雨量變化、地形變與微震等等，這一部分是未來迫切之主要工作。本研究初步觀測的結果，配合其他地區所建立相同的地電監測裝置(如澎湖西嶼、宜蘭福山等地)，則可同時比對大油坑地區的深部流體與溫度變化，提供火成活動更豐富之真象，不管在科學教育或學術研究上都極具價值。

使用大地電磁波法探勘宜蘭平原南側東西向二維電性構造剖面圖，最具體之成果是描繪出宜蘭平原南側地區及其鄰近地區低電阻率異常圖。經參考測區地質顯示，濁水斷層沿測區之北側通過，故測區地層為雪山山脈地層體系，配合大地電磁測深投影顯示測區範圍地下 3km 以上低電阻率異常區屬含水層，屬乾溝層，深度 3km 下之高電阻率異常區屬四稜砂岩層。宜蘭平原南側東西向之 MT 二維電性構造充分反應宜蘭地區及蘭陽平原形成原因:先是臺灣島造山過程而後沖繩海槽的張裂作用。致東而西剖面形成盆地構造。琉球隱沒作用的驅使，使得臺灣東北部及其鄰近地區之地表下深處有旺盛的岩漿活動，剖面東側高電阻率異常可能屬火成岩體。

陸、參考文獻

- 林士棋，2006，利用微地動量測探討台北盆地之場址效應，國立中央大學地球物理所碩士論文。
- 林正洪，2007，大屯火山群潛在岩漿庫及微震觀測網長期監測計畫（五），內政部營建署陽明山公園管理處委託研究報告。
- 陳燕玲，1995，台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 黃文紀，1986，羅東強震儀陣列區微地動之來源與特性，國立中央大學地球物理所碩士論文。
- 黃雋彥，2009，利用微地動量測探討台灣地區之場址效應，國立中央大學碩士論文。
- 楊燦堯，1999，陽明山國家公園大屯火山群之氦氣及其同位素地球化學之研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託計畫。
- Aki, K., and Lee, W. H. K., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1, A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Aki, K., and P. G. Richard, 1980, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*.
- Barnard, T. E., 1969, Analytical studies of techniques for the computation of high resolution wavenumber spectra: Advanced Array Research, special report no. 9, Dallas, Texas Instrument, Inc.
- Capon, J., 1969, Investigation of long-period noise at the large aperture seismic array, *J. Geophys. Res.*, 74, 3182-3194.
- Chen, C. H., 1990, Igneous rocks in Taiwan. *Cetral Geol. Surv.*, MOEA, 137pp.
- Constable, S.C., R.L. Parker, and C.G. Constable, 1987. Occam's Inversion: a practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300.
- Dean, E. A., and G. R. Keller, 1991, Interactive processing to obtain interstation surface-wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 931-947.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, 1969, A technique for the analysis of

- transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager and A. G. Wech, 2009, Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17316, doi: 10.1029/2009GL039080.
- Herrmann, R. B., 1991, Computer programs in Seismology, vol. IV, Surface Wave Inversion, Dep. of Earth and Atmos. Sci. Saint Louis Univ., Saint Louis, Mo.
- Konstantinou, K. I., C. H. Lin and W. T. Liang, 2007, Seismicity characteristics of a potentially active Quarternary volcano: the Tatun Volcano Group, northern Taiwan, *J. Volcanology Geothermal Research.*, 160, 300-318.
- Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksoz, 1969, Estimation of seismic noise structure using array, *Geophysics*, 29, p. 21-38.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, 1972, Hypo71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern for local earthquakes, USGS open file Rep., 100.
- Lin, C. H., K. I. Konstantinou, W. T. Liang, H. C. Pu, Y. M. Lin, S. H. You and Y. P. Huang, 2005a, Preliminary analysis of tectonic earthquakes and volcanoseismic signals recorded at the Tatun volcanic group, northern Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L10313, doi: 10.1029/2005GL022861.
- Lin, C. H., K. I. Konstantinou, H. C. Pu, C. C. Hsu, Y. M. Lin, S. H. You and Y. P. Huang, 2005b, Preliminary results of seismic monitoring at Tatun volcanic area of northern Taiwan, *Terr. Atm. Ocean. Sci.*, 16, 563-577.
- Lin, C. H., L. W. Hsu, M. Y. Ho, T. C. Shin, K. J. Chen and Y. H. Yeh, 2007, Low-frequency submarine volcanic swarms at the southernwestern end of the Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06310, doi: 10.1029/2006GL029207.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, 30, no.1, February, 25-33.
- Robert M. Hamilton, 1970, Time-term analysis of explosion data from the vicinity of the Borrego mountain, California, earthquake of 9 April 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 2, 367-381.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, and W. A. Kuperman, 2005, Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32,

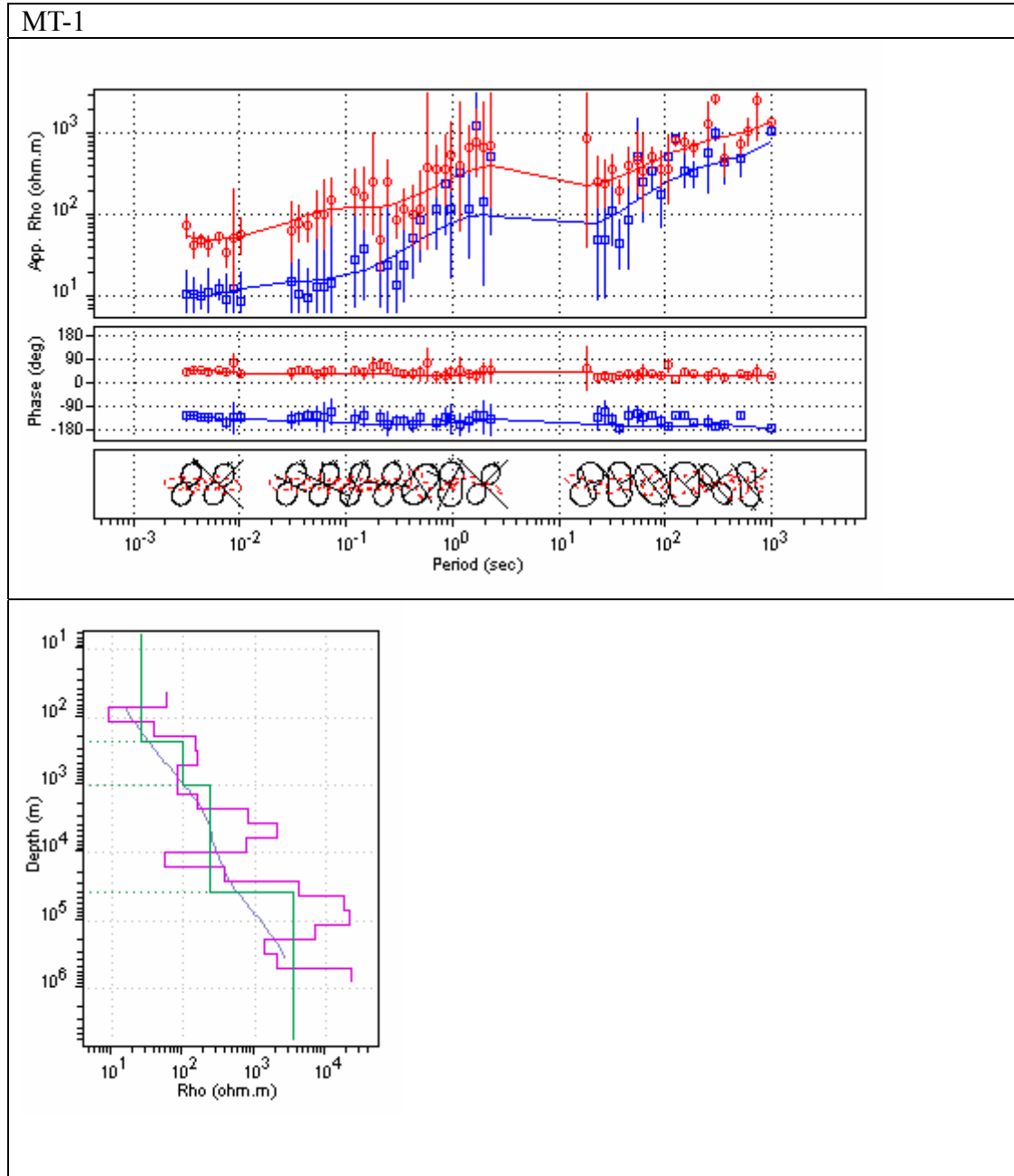
L14311, doi:10.1029/2005GL023155.

- Shapiro, N. M. and M. Campillo, 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller, 2005, High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615-1618.
- Shin, T. C., 1986, Duration-magnitude correction for Taiwan Telemetered Seismographic Network, *Bull. Inst. Earth Sci.*, 6, 109-120.
- Song, S. R., H. J. Lo, C. H. Chen, S. Tsao and J. J. Yang, 1992, Cauldron formation and volcanic eruption of the Tatun volcanic group, 4th Symposium Quaternary of Taiwan, 45.
- Tsao, S. J., 1994, Potassium-argon age determination of volcanic rocks from the Tatun Volcano Group, *Bull. Central Geol. Surv.*, 9.
- Wang, W. H. and Chen, C. H., 1990, The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun volcano group, northern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 28, 1-30.
- Wang, C. Y., Y. H. Lee, M. L. Ger, and Y. L. Chen, 2004, Investigating subsurface structures and P- and S-wave velocities in the Taipei basin, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 15, 609-627.
- Wen, K. L., I. A. Beresnev, and Y. T. Yeh, 1994, Nonlinear soil amplification inferred from downhole strong seismic motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2625-2628.
- Wen, K. L., I. A. Beresnev and Y. T. Yeh, 1995, Investigation of non-linear site amplification at two downhole strong ground motion arrays in Taiwan, *Earth. Eng. Structure. Dyn.*, 24, 313-324.
- Wen, K. L., T. M. Chang, C. M. Lin, and H. J. Chiang, 2006, Identification of Nonlinear Site Response Using the H/V Spectral Ratio Method, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 3, 533-546.
- Willmore, P. L. and A. M. Bancroft, 1960, The time-term approach to refraction seismology, *Geophys. J.*, 3, 419-432.

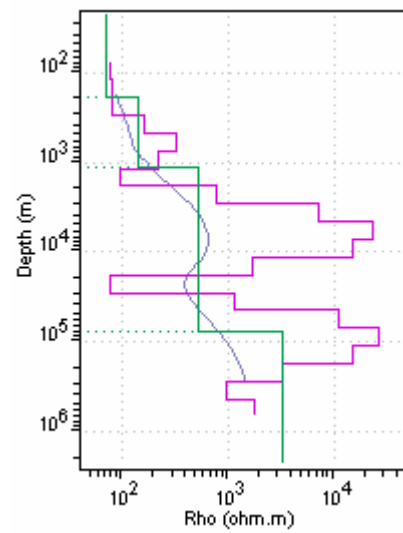
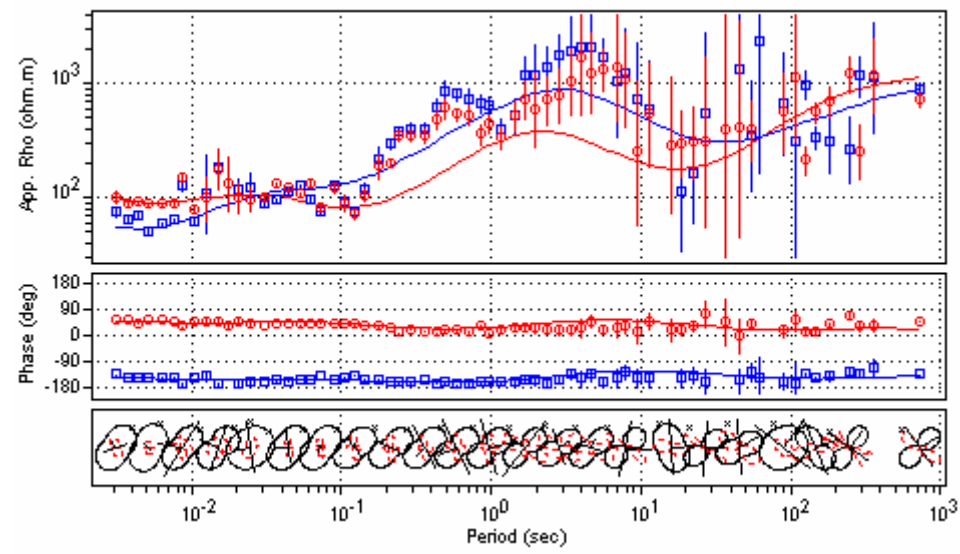
- Yang, T. F., Sano, Y., Ho, H. H., Shieh, P. S., Liu, N. T. and Chen, C. H., 1999, Variations of Helium isotopic ratios of gases from Tatun Volcano Group, N. Taiwan, Handbook of Annual Meeting of Geolo. Soc. China, 35-36.
- Yen, T. P., Y. H. Tzou and W. H. Lin, 1984, Subsurface geology of the region of the Tatun Volcano Group, Petrol. Geol. Taiwan, 20, 143-154.

附件一：測區12個MT資料及其一維反演

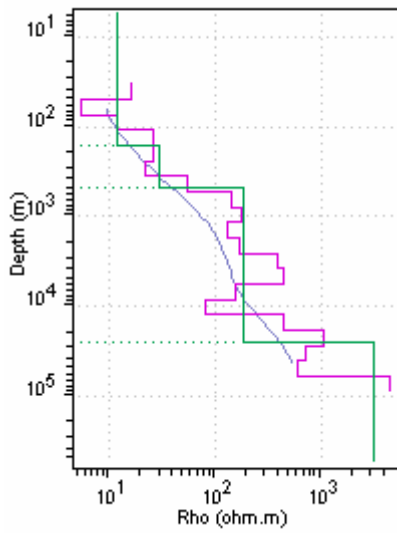
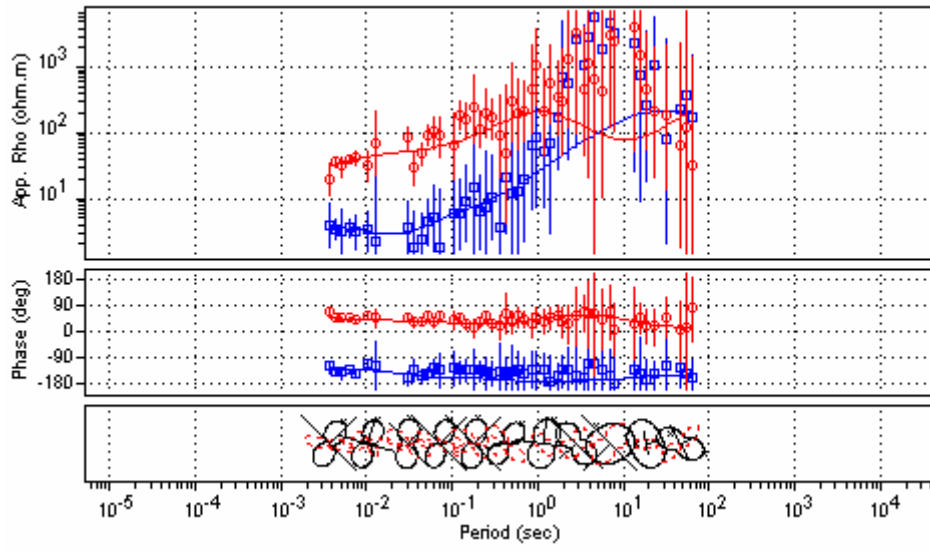
各測點資料(上圖)包括視電阻率、相位及極化圖(南北向 TE 與東西向 TM 合向量)，紅色是 TE(南北向)模式，而藍色是(東西向)TM 模式。(下圖)各測點之一維反演(紅線：Occam 反演；綠線：層狀反演；淺藍：Bostic 逆推)。



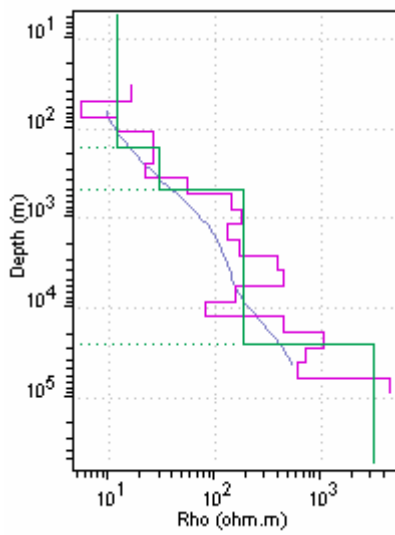
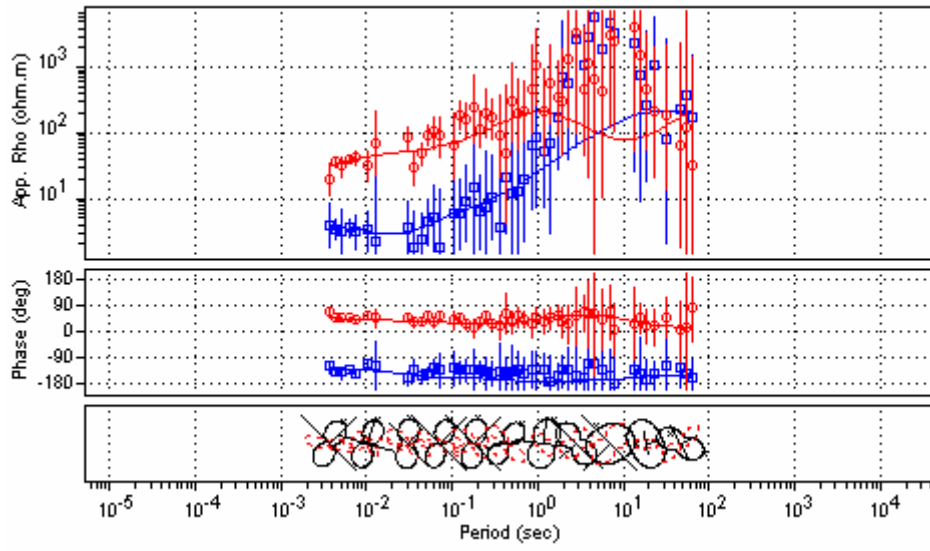
MT-2



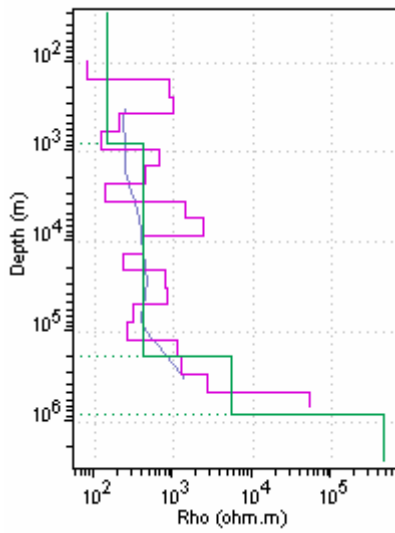
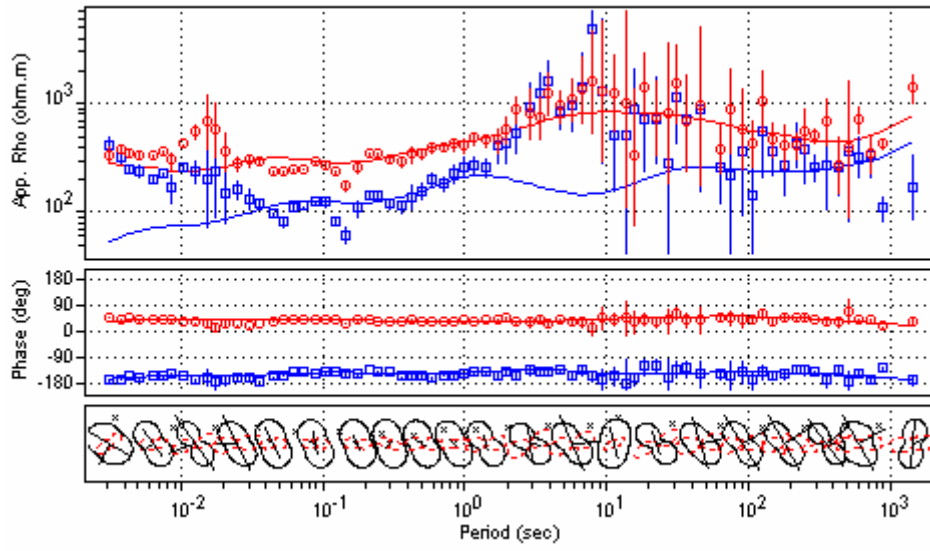
MT-3



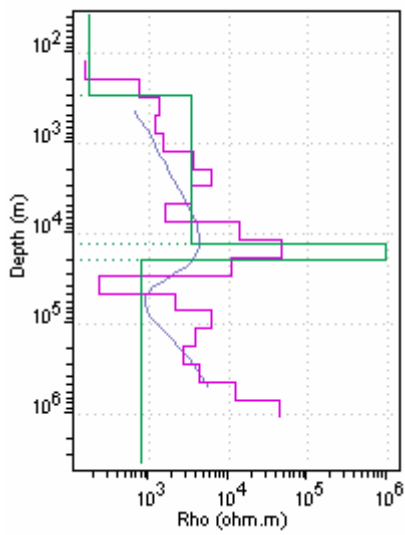
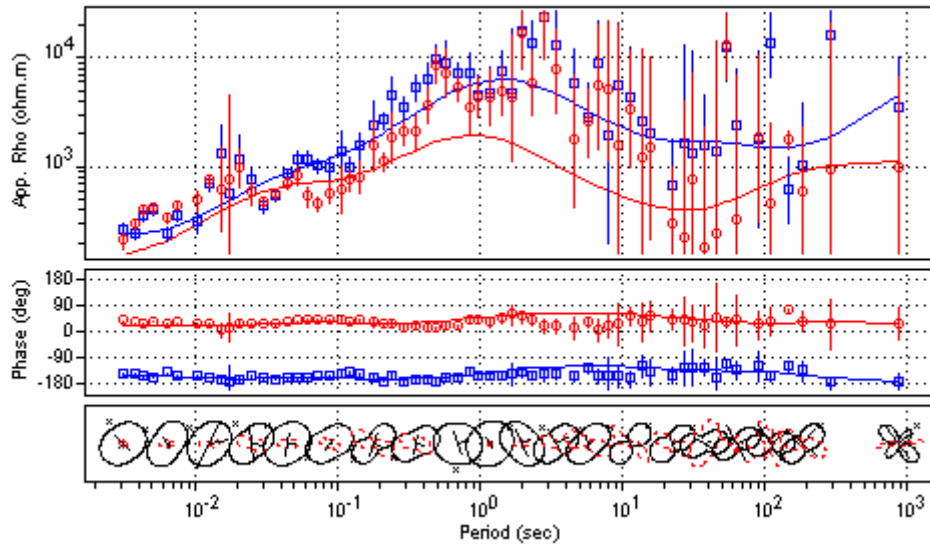
MT-4



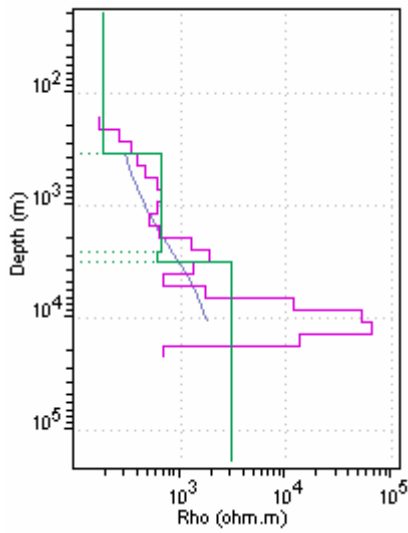
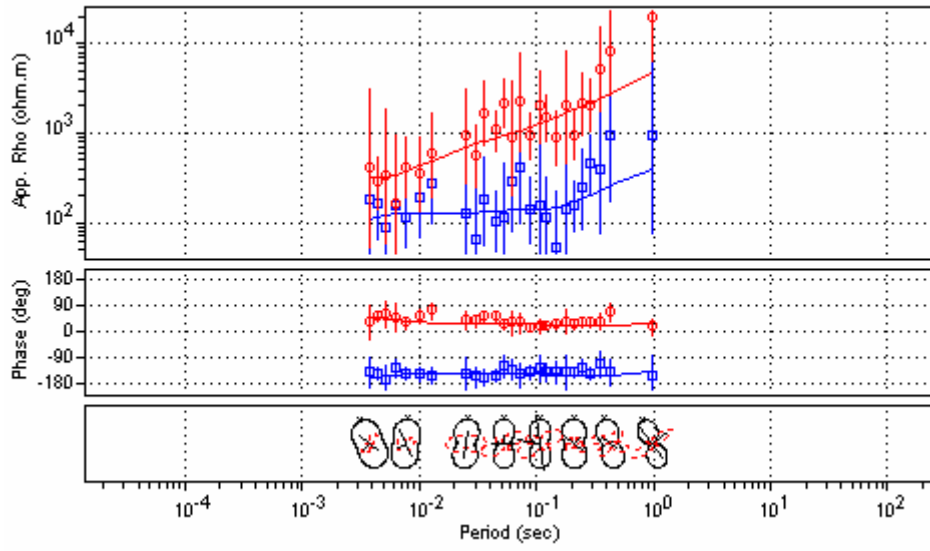
MT-5



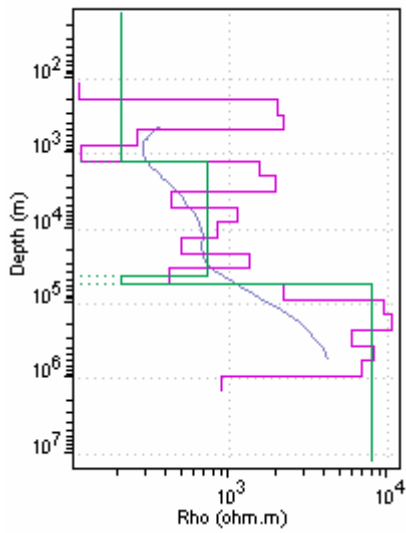
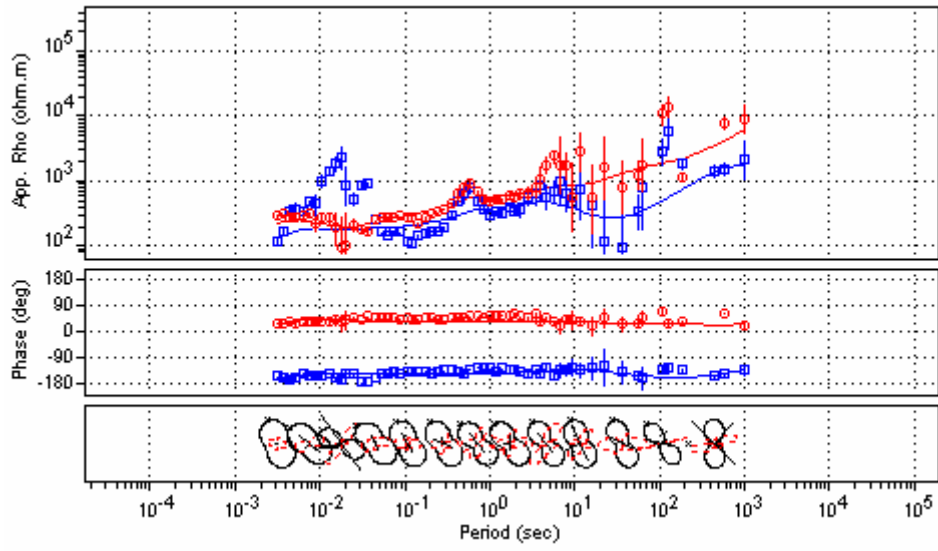
MT-6



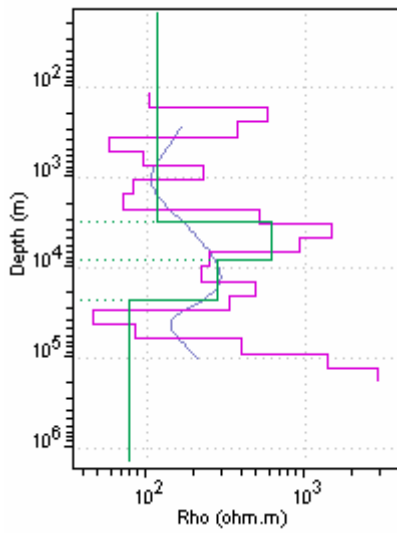
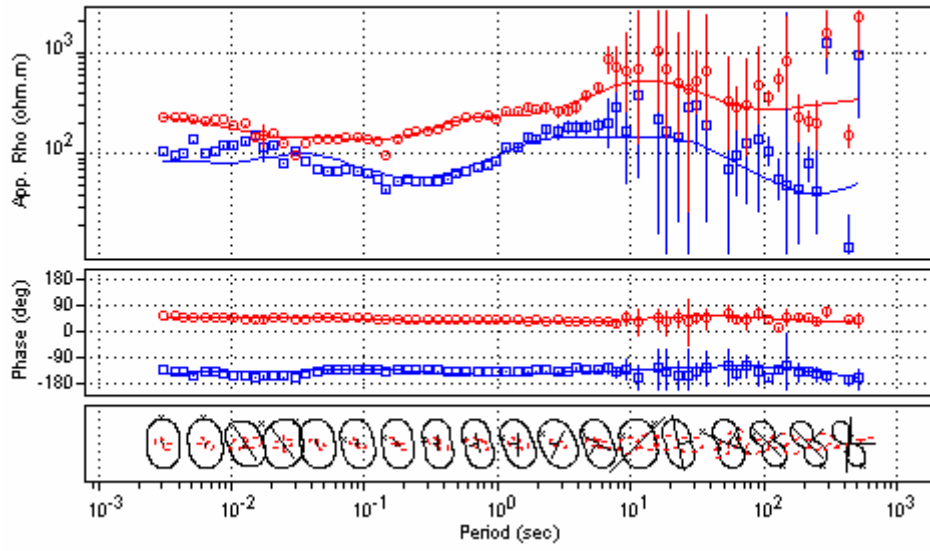
MT-7



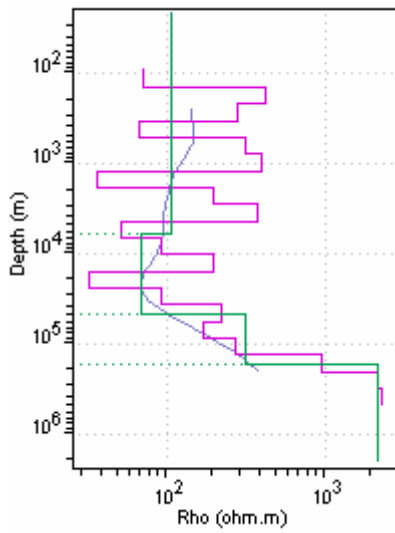
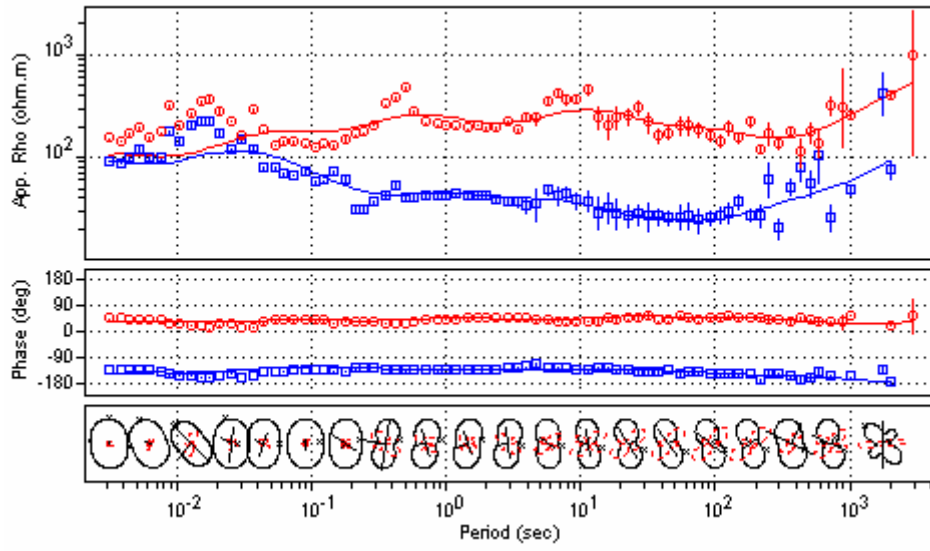
MT-8



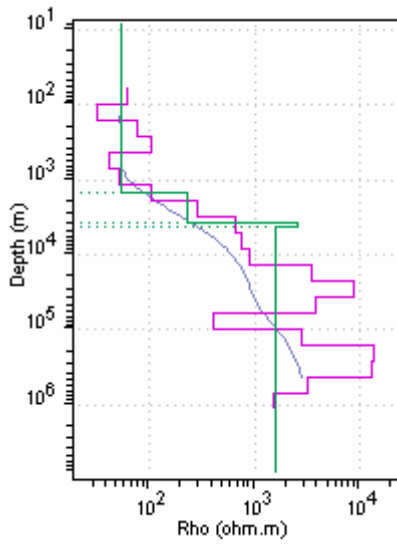
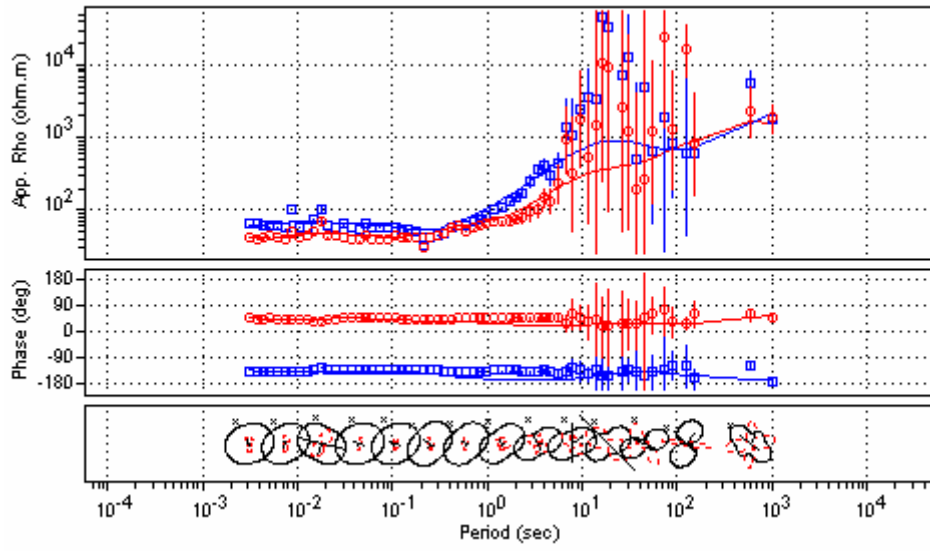
MT-9



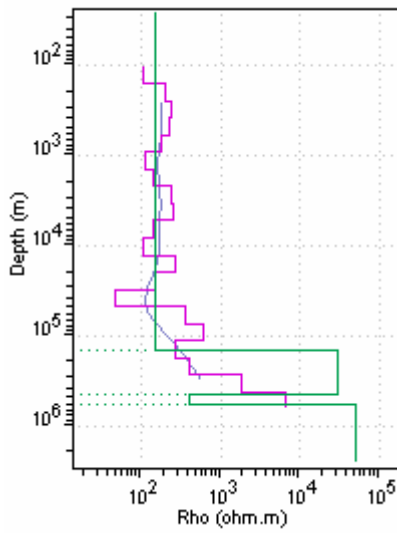
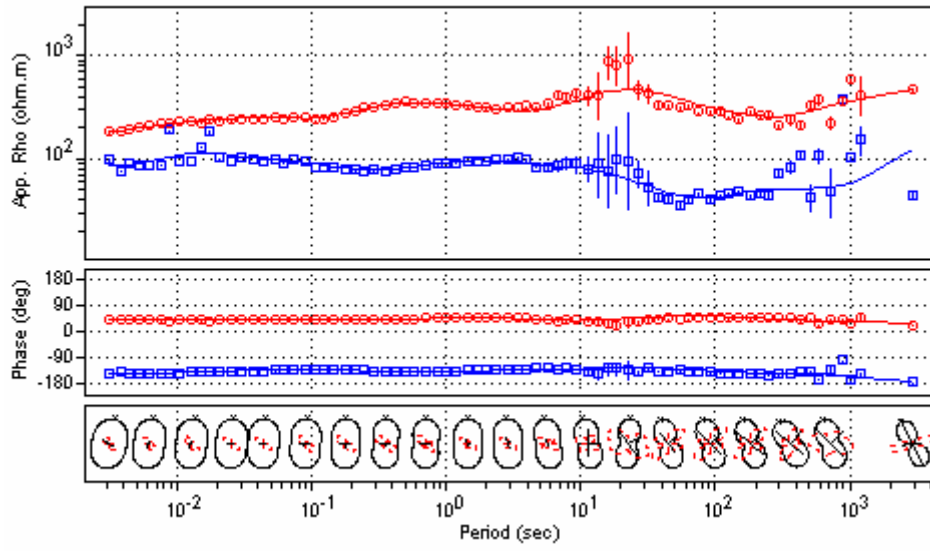
MT-10



MT-11



MT-12



附件二：期中綜合審查意見與回覆

項次	審查意見	說明或修正
1	摘要中「台灣東部鄰近海域有四次火山活動」，根據資料，該等活動為海洋異常現象，並無真實的噴發活動，因此建議增加「疑似」二字。	謝謝你!已經做更正!
2	簡報中地震個數統計圖有標示紅點，建議可加入地震最大規模於紅點處，如此可檢查是否有遠震誘發群震。	已經嘗試更正
3	報告提及微地動可作為台北盆地地下構造與場址效應研究，請加強說明其資料獲取途徑及應用。	已經嘗試適度的補充說明
4	大屯山地區微震活動分布圖建議可加入分年顯示圖，以瞭解微震逐年變化情形。	依照建議已經增加逐年的地震分布圖
5	六月份之南投地震可能之斷層為何？可否由微震觀測網資料中分析？	不容易從微震觀測中做清楚的判斷
6	宜蘭地區的地震活動在深度方面由兩個地震特別多的區域，究竟是地震定位程式或是層狀速度模型所造成，還是自然的現象，在期末時可進一步探討。	初步推斷為自然的現象,並非速度模型所造成
7	宜蘭與龜山島間海底火山活動之最近狀況如何？可否由微震資料中解析出？	海底火山活動可以根據地震數量的多寡來做推估,此外,仔細地震波研判也是重要的根據
8	大屯山密集地震儀陣列，報告未提供使用資料之頻帶；可檢討此頻帶所需測站間距，是否需加密或減少測站。另圖 48 擎天崗之箭頭方向與圖 47 方位不一致	依照建議期末報告時適度的補充說明與修正。
9	大地電磁法不同測站之觀測資料	依照建議期末報告時整合分析 1 維和 2

	及 1 維逆推結果和解釋可適度加入並比較，2 維測勘結果之解釋可再加強並與附近其他資料（如地質資料及微震資料）整合分析。	維逆推結果和解釋。
10	大地電磁法 10 公里處是否為火成岩入侵，宜先釐清其解析度能足以應用解釋或尚無法確定。	蘭陽平原南側東西向剖面深部電阻率高異常區，反應其岩層極為緻密，從分佈之形狀，自深部向淺處侵入，頗類似火成岩體，但仍需藉助磁力資料或其他資料將有助於火成岩體之斷定。
11	期末報告時，請將大屯山過去的大地電磁測勘結果納入討論。	依照建議期末報告時，將大屯山過去的大地電磁測勘結果納入討論。
12	建議於期末報告中說明群震、火山型地震之成因機制，以及與岩漿活動之關聯性，避免誤導火山活動激烈。	已經做適度的修正
13	截至目前為止之資料可否初步判別岩漿庫可能之深度與位置？建議報告加強評估火山活動性、岩漿庫位置部分，或建立「岩漿庫位置」的專章或專節討論。	目前尚無法直接辨別岩漿庫可能的位置，目前只有能夠從地震分布來推估可能岩漿庫的分布或位置
14	宜蘭地區的地震活動在深度方面由兩個地震特別多的區域，究竟是地震定位程式或是層狀速度模型所造成，還是自然的現象，在期末時可能可以進一步探討。	初步推斷為自然的現象,並非速度模型所造成

附件三： 期末綜合審查意見與回覆

項次	審查意見	說明或修正
1	報告書內容之工作成果宜對應工作計畫書之工作項目撰寫	已經做適當更正!
2	建議增加一章節討論本年度觀測成果	已經增加一章節(p119-122)進行討論
3	密集陣列設備已在過去報告書中詳述，宜刪減重複之圖片文字以精簡內容	已經刪減重複之圖片文字
4	建議前言避免使用「造成北臺灣嚴重災害」等強烈文字	依照建議已經增適當改善(p.1)
5	本計畫觀測地震已累積可觀數量與時間，建議未來採量化統計方式呈現地震活動，例如數量增減率或b值變化等	未來將採量化統計方式呈現地震活動
6	執行密集地震儀陣列工作耗費大量人力與物力，就密集陣列產出成果而言效益不高，宜考量適度調整未來陣列佈站與資料分析之工作比重	未來適度調整未來陣列佈站與資料分析之工作比重
7	建議就目前計畫觀測成果檢視大屯火山群為休眠活火山之定義，若有修正之必要，可列入日後報告討論內容	日後將作討論
8	請將期末簡報增加之內容如宜蘭地區陣列測站與清水站之MT剖面及深部低電阻區塊之相關討論列入報告書	依照建議期末報告時適度的補充說明與修正(p.104-118)
9	宜補充大地電磁測勘資料處理步驟之說明	依照建議期末報告已經修正(p.104-118)
10	請依據宜蘭地區大地電磁測站之定位重繪精確之測站位置圖，並將測站之二度分帶座標列表加入報告書	依照建議期末報告已經修正(表 7 及 8)

11	請補列大地電磁剖面色階代表數值	依照建議期末報告已經修正
12	大地電磁圖片過小不易閱讀，請以固定長寬比放大圖片	已經做適度的修正
13	圖 92 文字說明之「震度」一詞應改正為「地震規模」	依照建議期末報告已經修正