

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences,  
College of Science  
National Taiwan University  
Master Thesis

利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形  
Current Crustal Deformation of Ilan Plain Based on

GPS Measurements



Yung-Tien Chiu

指導教授：胡植慶 博士

Advisor: Jyr-Ching Hu, Ph.D

中華民國 97 年 6 月

June, 2008

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形

Current Crustal Deformation of Ilan Plain Based on GPS  
Measurements

本論文係邱詠恬君 (R95224202) 在國立臺灣大學地質科學所完成之碩士學位論文，於民國九十七年七月十一日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

胡植慶

(簽名)

(指導教授)

饒瑞鈞

劉洛清

郭隆晨

李建成

## 致謝

兩年的碩士生涯終究告一段落了，這兩年看似很漫長，回想起來卻又像一眨眼的事。本論文是由許多人的協助、解惑、支持及照顧才能順利的完成，感謝大家在我求學過程中對我的支持與協助，在此致上我最高的謝意。

首先要感謝我的指導教授胡植慶老師，給予學業上諸多指導、磨練以及包容，讓我能順利的畢業。其次，要特別感謝成大饒瑞鈞老師及中研院郭隆晨老師，饒老師給予我研究方面許多的協助及意見，指點我研究的方向，讓我掌握自己的研究目標；而郭老師無論是在課業上還是學習方法上，都持續且耐心地為我開導，讓我學習如何獨立的做研究。謝謝盧佳遇老師及李建成老師在研究上的悉心點撥，加強我在地質知識方面的基礎，並適時鼓勵與關懷。也謝謝劉啟清老師對我論文的建議與肯定，使我更了解自己的研究。另外，謝謝嘉南藥理科技大學的游豐吉老師提供 GPS 連續站之資料供我使用，使我的論文更加完善。也要感謝引領我進入大地測量領域的余騰鐸老師，若不是有您，我也不會進入大地測量的世界，過著精彩的研究生活。

學習的路上，學長姐們總是細心的解答我的各種問題，尤其最要感謝國恩學長在資料處理的協助及觀念釐清，以及文章寫作上的指導與校稿，讓我受益良多。謝謝恩筆學長在趕論文的最後階段，百忙之中鉅細靡遺的和我討論及校稿，讓我的初稿能順利完成。感謝孟涵學長及阿天學姐指導斷層模型的建置及程式上的協助；感謝冠全學長對於連續站資料之解算以及解惑以及熱心的與我討論；感謝阿和學長、信樺學長、Ray 學長、黃鐘學長和致同給予我地質及構造上的許多啟發，讓我能時時修正我的做學問的方法與態度。也謝謝最貼心的宜蓉、小英、幀雯和佩珊學姐，在背後支持我，幫我加油打氣。

另外，還要謝謝成大的江鑫、佳勳、煌凱學長及旻穎學長教會我許多資料處理的技術與觀念以及野外的觀測。也謝謝淑俐學姐、侑德學長、素妙、舒雲、世弘及衛星中心的朋友等，陪伴我在成大的日子，還有每次我去成大都讓我白吃白住的紀萱與婆婆，謝謝你們。

當然也要感謝這兩年每位陪伴我的朋友。特別是一起畢業的戰友們顏色、筱婷、CUZN、乙君、黃琳、聖元、國偉，以及台大、成大及中正的好同學們，一起做研究，一起趕論文，一路上有你們的陪伴，真好。還有實驗室的伙伴們雅琳、黃蓉、Maple、彭葦、偉聖、阿三、映年、昭榮學長，和全變中心 301 與 311 的好鄰居，以及系館後棟 308 的伙伴們，我真的很慶幸能與大家做朋友。

最後，感謝我最最親愛的家人，謝謝阿公、阿嬤身體這麼的硬朗，謝謝爸爸、媽媽的支持與諒解，給我勇氣，謝謝大叔叔家及小叔叔家對我的照顧，謝謝哥、邱倫、咪咪、涵涵、大寶、小寶及包子這麼的挺我，謝謝 Lina 無微不至的照顧阿公、阿嬤。也要謝謝阿樹每天接送我上下學，幫我改論文，包容我的壞脾氣，還要謝謝潘爸爸、潘媽媽、二姐及大姐這兩年來的照顧與愛護。謝謝在學習的旅途中，一路陪伴及幫助我的大家，謝謝大家。

## 中文摘要

宜蘭平原位於沖繩海槽的西南端，一般認為此處的地殼變形以橫移伸張為主，同時受到呂宋島弧斜向碰撞歐亞板塊、菲律賓海板塊隱沒及沖繩海槽張裂等構造活動的影響。近期的地震活動顯示，在平原的南半部，地震機制以走向橫移斷層為主並帶有少許伸張分量。根據中國石油公司之震測資料和地表地質之對比與解釋，宜蘭平原地下構造相當複雜，被數條斷層切過。雖然此地區之活動構造有各種不同的討論，由於平原地區覆蓋大量的沉積物且斷層未出露地表，因此宜蘭平原之活動構造的確切位置及活動特性仍不清楚。因此，本研究藉由分析中央地質調查所2002年至2006年35個非連續式記錄之GPS觀測站，以及12個中央氣象局和2個宜蘭大學之連續式記錄之GPS觀測站的資料，來闡明宜蘭地區主要活動斷層之空間分布，並探討其斷層發育與沖繩海槽西延之拉張作用間的關係。由於2005年3月5日發生宜蘭雙主震，對宜蘭地區的測站觀測造成一定的影響，本研究欲了解此次地震活動的影響，藉由連續追蹤站之時間序列及半彈性空間斷層錯位模型的分析，修正2005年宜蘭雙主震所造成的同震位移，再利用修正後結果估算各測站相對於穩定大陸邊緣（澎湖白沙站，S01R）之速度場。GPS水平速度場之分析結果顯示，速度值約為0.9至37.3 mm/yr，速度方位角介於 $3^{\circ}$ - $174^{\circ}$ 之間；而最大值位於蘇澳附近。整體速度場有兩個趨勢：一為由北向南遞增，另一為由西向東遞增。由南北向速度剖面來看，蘭陽溪南側之速度分量（速度量值為3.1-37.3 mm/yr，速度方位角為 $20^{\circ}$ - $162^{\circ}$ ）遠大於該溪北側之速度分量（速度量值為0.9-9.5 mm/yr，速度方位角為 $3^{\circ}$ - $174^{\circ}$ ），故推論沖繩海槽為不對稱之弧後張裂，且南側之張裂速度較北側快。此外，沿著宜蘭平原南緣分布（牛鬥至蘇澳）之速度場，由西往東的變化為順時針旋轉，整體的變化由 $26^{\circ}$ 至 $148^{\circ}$ ，共旋轉了 $122^{\circ}$ 。宜蘭平原之主軸應變環境大致以西北-東南方向伸張變形為主，其最大主軸應變率為0.15-2.32  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率為-2.24-0.65  $\mu\text{strain/yr}$ ；其中，值得注意的是平原內部伸張應變方向，由西向東的變化從西北-東南向往東逐漸轉成接近南北走向，故其

伸張方向由西向東順時針共變化了 $43^{\circ}$ 。速度場及伸張應變旋轉之現象，可能是由於宜蘭平原西側同時受到菲律賓板塊的擠壓應力及琉球海溝隱沒後退所產生之伸張應力，形成了西北-東南之伸張方向之橫移壓縮環境；而平原東側則受到沖繩海槽張裂作用向南延伸之影響大於板塊碰撞之擠壓應力，因而轉為南北方向之伸張應變。此外，藉由速度場速度向量的不連續，推測宜蘭平原上有四條主要的活動構造，由北而南分別為牛鬥斷層、坑四斷層、濁水斷層及三星斷層等活動構造。綜合速度剖面及剪應變率之分析結果，蘭陽溪北側平原內為一系列正斷層系統，而南側為具左移分量之正斷層系統。近期台灣東北地區受到沖繩海槽張裂之影響，造成早期造山時呈東北-西南走向之山脈，在受力彎曲時發生層間的左移滑動，此一構造行為即沿著地質弱帶發生，使得觀測到宜蘭平原南側之正斷層系統兼有左移的分量。



## Abstract

The northeast Taiwan is undergoing the transtensional deformation in a transition zone due to the collision and subduction between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate. The Ilan Plain is a triangular-shape flat alluvial plain located on the southwest end of the Okinawa Trough which behind the Ryukyu trench-arc system is an active marginal back-arc basin. It is generally considered that the active crustal deformation is deeply influenced by the westward opening of the Okinawa Trough. Moreover, focal mechanisms of a doublet ( $M_L$  5.9 and 6.0) occurred on 5 March 2005 showed that the strike-slip faulting with minor normal component are dominated in the southern part of plain. According to seismic reflection profile, the fault systems in the Ilan Plain were preliminary proposed. However, how these faults accommodate the deformation is a crucial topic for the characteristics of crustal deformation at the transition zone between subduction and collision. Therefore, we use the recent GPS measurements to better understand the current deformation pattern in study area. We analyze the GPS data from 33 stations observed by the Central Geological Survey, 12 continuous GPS stations of the Central Weather Bureau and 2 continuous GPS stations of the National Ilan University to understand the crustal deformation and the spatial distribution of active structures in the Ilan Plain of NE Taiwan. The crustal deformation of the Ilan area is affected by the 2005 Ilan earthquake doublet, therefore, we analyze time series of continuous GPS stations and evaluate co-seismic displacement of the Ilan earthquake doublet by using dislocation model. Thus the secular velocity field related to a stable continental margin station, S01R is recalculated. The horizontal station velocities relative to the Chinese continental margin show that the station velocities between 0.9 mm/yr and 37.3 mm/yr in azimuths between 15° and 340°. The fastest station is near the Suao. The tendency of the Ilan area is that the stations velocities

increase from north to south and from west to east. The station velocities at the northern flank of the Ilan Plain are insignificant (the station velocities between 0.9 mm/yr and 9.5 mm/yr). On the contrary, the magnitudes of station velocities at the southern flank (the station velocities between 3.1 mm/yr and 37.3 mm/yr) are larger than those of the north part. Thus, the opening of Okinawa Trough is asymmetric, where the extension rate in the southern part of the trough is faster than that of the northern one. In addition, the station velocities rotate clockwise along the direction from  $26^{\circ}$  to  $148^{\circ}$  in the southernmost margin of the Ilan Plain. The principal extension strain rate axes in the Ilan plain mostly trend NW-SE directions. The maximum principle strain rate is  $0.15\text{-}2.32 \mu\text{strain/yr}$  and the minimum principle strain rate is  $-2.24\text{-}0.65 \mu\text{strain/yr}$ . The extension directions rotate clockwise in  $43^{\circ}$  from western part to eastern part of Ilan Plain. The western plain was affected by both the compressional force by plate's collision and the tensile force by Ryukyu trench retreat. Thus, the transtensional regime is predicted by the strain rate field. Based on the discontinuous velocity vectors and geological data, we suggest that there are probably four major active faults in the Ilan plain, from north to south, the Niutou fault, the Kengssu fault, the Choushui fault and the Sanhsing fault, respectively. Due to the results of the velocity profiles and shear strain rate field, the faults in northern Ilan plain are dominant with normal fault systems and sinistral fault systems in southern plain. The southward opening of the Okinawa trough is a main driving force in the northeastern Taiwan and results in bending the north Taiwan mountain belt. The left-lateral fault system appears at southern plain was caused by the bending of the mountain belt.

# 目 錄

口試委員會審定書.....	I
致謝.....	II
中文摘要.....	III
英文摘要.....	V
目錄.....	VII
圖目錄.....	IX
表目錄.....	X
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機與目的.....	1
1.2 研究內容簡介.....	3
第二章 研究區域背景.....	5
2.1 地體構造.....	5
2.2 地形與地質概況.....	7
2.3 前人研究.....	11
2.3.1 台灣東北構造特性.....	11
2.3.2 宜蘭地區之大地測量.....	13
2.3.3 宜蘭平原之地震觀測.....	19
2.3.4 沉積速率.....	23
2.3.5 古地磁之資料分析.....	24
第三章 研究方法.....	28
3.1 資料來源.....	29
3.2 GPS 座標之解算.....	31



3.2.1	GPS 資料處理流程.....	34
3.3	GPS 速度場評估.....	36
3.4	同震變形效應之修正.....	37
3.4.1	連續觀測站之同震修正.....	37
3.4.2	非連續式觀測站之同震修正.....	39
3.5	應變率之計算.....	43
第四章	研究成果與分析.....	47
4.1	速度場.....	47
4.1.1	水平速度場.....	47
4.1.2	垂直速度場.....	49
4.2	應變分析.....	50
4.3	剪應變分析.....	52
4.4	旋轉率.....	53
第五章	討論.....	54
5.1	主要活動構造之特性.....	54
5.1.1	速度剖面分析.....	56
5.2	宜蘭平原南緣速度場旋轉.....	67
5.3	應變方向的旋轉.....	68
第六章	結論.....	71
	參考文獻.....	73
附錄 A	宜蘭地區相對於澎湖白沙站(S01R)之速度場.....	79
附錄 B	宜蘭地區內插點之應變率、旋轉率、面膨脹率以及剪應變率.....	81
附錄 C	宜蘭地區 GPS 觀測站之時間序列.....	85



## 圖目錄

圖 1.1	台灣板塊構造示意圖。.....	4
圖 1.2	宜蘭地區之斷層分布圖。.....	4
圖 2.1	台灣的構造輪廓和主要構造單元。.....	6
圖 2.2	沖繩海槽應變方向及尤拉軸位置。.....	7
圖 2.3	宜蘭區域地質圖。.....	9
圖 2.4	宜蘭平原上之斷層分布。.....	10
圖 2.5	宜蘭平原南北向之地下構造圖。.....	10
圖 2.6	北台灣前陸逆衝變形帶之構造模型。.....	12
圖 2.7	台灣地區主應力場數值模擬之簡圖。.....	12
圖 2.8	宜蘭平原水平變形監測網。.....	15
圖 2.9	宜蘭平原水準施測路線圖。.....	15
圖 2.10	宜蘭平原南北走向精密水準測量施測結果。.....	16
圖 2.11	沿西北及西南方山脈之精密水準測量施測結果。.....	16
圖 2.12	1992-1996 年間宜蘭地區相對於穩定歐亞大陸的速度場。.....	17
圖 2.13	1995-2005 年宜蘭速度場分布圖。.....	17
圖 2.14	北台灣彈性及塊體旋轉模型。.....	18
圖 2.15	RTK-GPS 精密的地形剖面結果。.....	18
圖 2.16	宜蘭羅東間之地震密集帶位置圖。.....	21
圖 2.17	剪力波速度構造成果分析。.....	21
圖 2.18	宜蘭地區走向滑移地震序列及書摺構造。.....	22
圖 2.19	台灣東北地區之應力環境分區圖。.....	23
圖 2.20	蘭陽平原之沉積速率分布。.....	25
圖 2.21	定年分析之取樣點位置分布圖。.....	26
圖 2.22	各井之沉積物柱狀圖及深度-年代曲線圖。.....	26
圖 2.23	宜蘭平原之磁力異常分布圖。.....	27
圖 3.1	GPS 衛星定位系統之分布與定位。.....	28
圖 3.2	本研究之觀測站分布圖。.....	30
圖 3.3	觀測次數分布圖。.....	30
圖 3.4	本研究所使用之 4 個國際 IGS 追蹤站分布圖。.....	32
圖 3.5	本研究所使用之 6 個國內約制站分布圖。.....	33
圖 3.6	Bernese 4.2 版之計算流程圖。.....	35

圖 3.7	GPS 速度場解算流程。	36
圖 3.8	2005 年 3 月 5 日宜蘭雙主震之位置圖。	38
圖 3.9	同震修正之示意圖。	38
圖 3.10	連續觀測站 HANS 之時間序列。	39
圖 3.11	同震修正模型之流程圖。	40
圖 3.12	GOCAD 軟體求得之最佳斷層面。	41
圖 3.13	氣象局連續觀測站之宜蘭雙主震同震位移量。	42
圖 3.14	宜蘭雙主震同震位移量模擬。	42
圖 3.15	應變計算方法示意圖。	45
圖 4.1	宜蘭地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之水平速度場。	48
圖 4.2	宜蘭地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之垂直速度場。	49
圖 4.3	宜蘭地區應變速率及面膨脹率分布圖。	51
圖 4.4	宜蘭地區剪應變場分布圖。	52
圖 4.5	宜蘭地區旋轉率分布圖。	53
圖 5.1	地震規模與時間對應圖。	56
圖 5.2	斷層、地震密集帶及磁力異常分布圖。	57
圖 5.3	斷層分布圖與水平速度場。	58
圖 5.4	活動構造之推測位置。	59
圖 5.5	牛鬥斷層之速度場剖面圖。	60
圖 5.6	坑四斷層之速度場剖面圖。	60
圖 5.7	濁水斷層之速度場剖面圖。	63
圖 5.8	三星斷層之速度場剖面圖。	64
圖 5.9	宜蘭地區之斷層系統及地體構造關聯示意圖。	66
圖 5.10	碰撞隱沒作用所造成之塊體旋轉模型	67
圖 5.11	前人文獻之宜蘭地區主軸應變方向。	69
圖 5.12	宜蘭地區之主軸應變方向變化之示意圖。	70

## 表目錄

表 3.1	GPS 觀測站之天線盤與接收儀形式。	31
表 3.2	國際連續觀測站座標值及點位移動速度。	33

# 第一章 緒論

## 1.1 研究動機與目的

台灣位於菲律賓海板塊和歐亞板塊的碰撞活動帶（圖 1.1），這兩個板塊每年以 8.2 公分的顯著速度相互聚合（Yu et al., 1999; Zang et al., 2002），使台灣島上發生劇烈的擠壓性變形（Yu et al., 1997）。在台灣東北部，由於菲律賓海板塊沿著琉球海溝向北隱沒到歐亞板塊之下，形成琉球島弧與沖繩海槽之弧溝系統而導致此地區地震的發育頻繁(Kao et al., 1998)。沖繩海槽位於琉球弧溝系統後方，是歐亞板塊大陸邊緣之弧後盆地（Sibuet et al., 1998）。沖繩海槽向西南延伸至宜蘭平原，因受到海槽擴張之影響，使得平原處於橫移伸張變形之環境（transtensional regime）（Hu et al., 1996, 2002）。

由於宜蘭平原內部覆蓋了千餘公尺的沖積層（江新春，1976），斷層多未出露於地表，致使地表地質調查困難，一般認為此處的地殼變形主要是受到沖繩海槽南北伸張應力所造成的影響（Liu, 1995）。然而在近期的地震活動顯示，該地區主要的地震密集帶位於平原中南半部，地震斷層機制解顯示以走向滑移斷層為主，如 2005 年 3 月 5 日之宜蘭雙主震（規模為 5.9 及 6.0），由地震震源機制解得知第一主震為正斷層，但第二主震及當天規模大於 4 之餘震皆為走向滑移斷層（王天慧，2007）。因此，宜蘭平原除了受到沖繩海槽張裂而形成東西向之正斷層外，另也受到菲律賓海板塊斜向碰撞和菲律賓海板塊於琉球海溝後撤（trench retract）之綜合影響（Hu et al., 1996, 2002）形成橫移伸張變形之構造環境。

對於宜蘭平原與沖繩海槽間的關係，過去有各種不同的論點，針對本區域之構造活動有許多利用地球物理及大地測量等方法的相關研究。就台灣東北應力分布及狀態而言，Lu et al.（1995）利用三維砂盒模型，運用一不對稱的嵌入點與大陸邊緣的岩石產生斜碰撞造成一系列的變形，實驗結果顯示台灣北部呈現擠縮變

形、橫向變形、旋轉變形、伸張及走向滑移等互相影響之變形機制。郭隆晨及余水倍(1994)利用電子測距儀推估宜蘭平原之水平應變累積情形，在1983年至1993年共10年的觀測期間，此地區平均伸張變形之方向為 $N44.7^{\circ}W$ ，應變率為 $1.18 \mu\text{strain/yr}$ 之單軸伸長；其認為此伸張變形與沖繩海槽之弧後伸張作用有關。Liu (1995)利用重複精密水準測量觀測宜蘭平原之地殼變形，結果顯示在羅東與宜蘭之間每年有20 mm的下陷量，而整個平原以 $0.44 \mu\text{radian/yr}$ 向東傾斜。結合此觀測量與過去此地區之反射震測成果(江新春, 1976)顯示，沖繩海槽之擴張活動正在向西南延伸進入宜蘭平原，海槽的南緣以順時針的方向以 $1.3 \mu\text{radian/yr}$ 的角速率擴張，其頂點在牛鬥附近，並以 $126 \text{ mm/yr}$ 的速率向西南延伸。而宜蘭平原上的活動構造一直是大家探討的重點，中國石油公司(江新春, 1976)於宜蘭平原之震測資料配合地面地質之對比與解釋，宜蘭平原西面露出地層之構造線大致呈東北-西南向，較著名之構造線為頭城、鶯子、隘界、宜蘭、坑四、濁水及三星斷層等七條斷層(圖 1.2)，各構造之地層傾斜均顯示急陡，約在30度到80度之間。根據李錫堤等人(1998)所繪製之台灣活斷層圖指出，宜蘭平原北部可能有三條存疑性活斷層通過，分別為礁溪斷層、宜蘭斷層及牛鬥斷層(圖 1.2)。另外由於利用GPS(Global Positioning System)衛星定位系統隨之普及，因此許雅儒(1999)利用1992-1998年之GPS觀測資料推測在宜蘭與羅東之間有一走向 $N53^{\circ}E$ 的構造線通過，垂直此構造線的速度分量由北向南、由西向東遞增，再加上以往大地測量的成果與宜蘭外海的海底地形，可以推斷平原應該只向南單一方向開裂，並形成一系列的正斷層。除了大地測量外，由於此地區地震活躍，也有許多人利用地震觀測資料探討台灣東北地區之地震構造。在早期之地震觀測中，宜蘭地區及其外海地區多為正斷層的活動，而在近期的地震活動中，除了2005年3月5日之宜蘭雙主震外，亦發現於1994年6月5日( $M_w 6.5$ )、2001年6月14日( $M_w 5.9$ )及2002年5月15日( $M_w 6.2$ )等地震，其發震機制為走向滑移的運動行為(Liang et al., 2005)，其發震機制對於此區複雜的地體構造上，尚未有適切的說明。

受到呂宋島弧斜向碰撞、琉球海溝隱沒及沖繩海槽張裂等構造影響下，位於此過渡帶上的宜蘭平原，其地殼變形特徵到底為何？雖然此地區之活動構造有各種不同的討論，但由於平原地區覆蓋大量的沉積物且斷層並且未出露地表，因此宜蘭平原之活動構造的確切位置及特性仍不清楚。斷層之位態與位置，如橫跨平原之濁水斷層的型態為何？它扮演的角色為何？是否為梨山斷層的延伸？仍不清楚。近年來為進一步了解此地區的地殼變形行為，經濟部中央地質調查所及交通部中央氣象局於此地區設置了許多的 GPS 觀測站。因此，本研究藉由分析中央地質調查所 2002 年至 2006 年 35 個非連續式記錄之 GPS 觀測站，以及 12 個中央氣象局和 2 個宜蘭大學之連續式記錄之 GPS 觀測站的資料，來闡明宜蘭地區主要活動斷層之空間分布，並探討其斷層發育與沖繩海槽西延之拉張作用間的關係。

## 1.2 研究內容簡介

本論文內容主要分為六章：第一章闡述研究動機與目的；第二章則為回顧本研究區域相關之學術文獻；於 2.1 節之區域概況中，詳述此區之地質與構造等背景資料，並在 2.2 節前人研究中，彙整台灣東北地區之大地測量、應力分析、震測剖面、重磁力異常等各方面的研究資料，提出前人研究中的重點為何？共識在哪裡？至今仍待釐清的問題是什麼？希望建構在前人的研究基礎上，對台灣東北部能有更進一步的成果與討論。本文第三章介紹研究方法，本研究主要是利用瑞士伯恩大學所開發之 BERNESE 4.2 解算軟體來進行 GPS 之座標解算。第四章為速度場、應變率、旋轉率等之成果展現。本文之第五、六章分別為討論與結論，因此會在第五章之討論內容中，將本研究結果與其它研究互相支持、或矛盾之處做討論，提出本研究認為能夠解決的部分及有待往後研究繼續投入之部分，並綜合現有之大地測量資料及地震資料，建立此地區斷層之運動模型。於第六章結論中，將綜合前人研究及本研究成果，對宜蘭平原做簡明的歸納與總結。

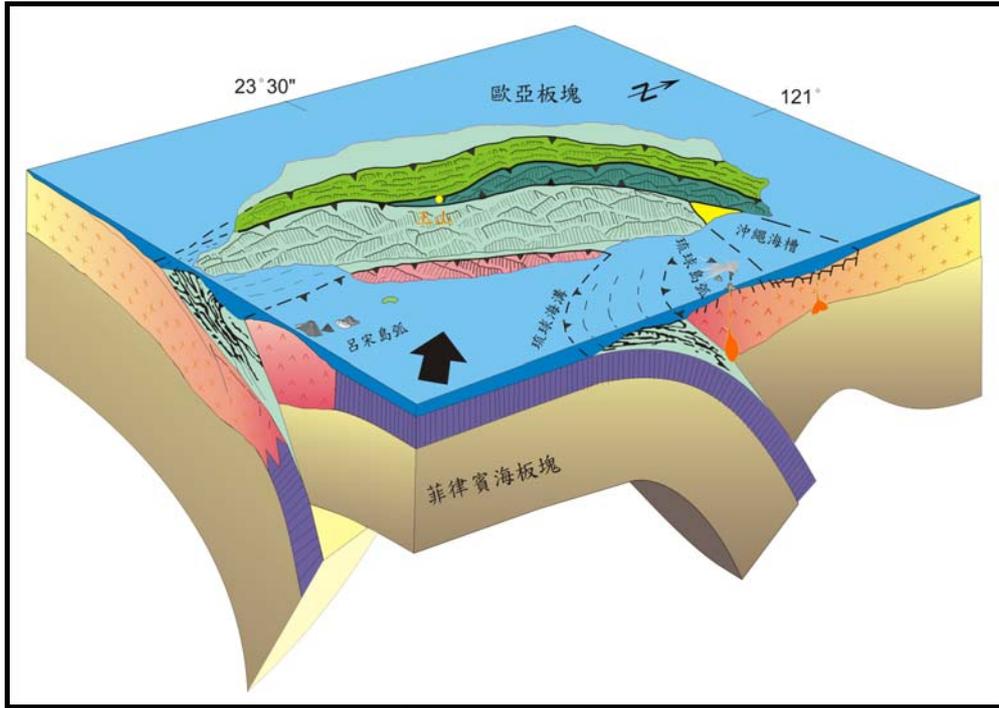


圖 1.1 臺灣板塊構造示意圖(修改自 Angelier, 1986)。黑色箭頭表示菲律賓海板塊相對於歐亞板塊之聚合方向。

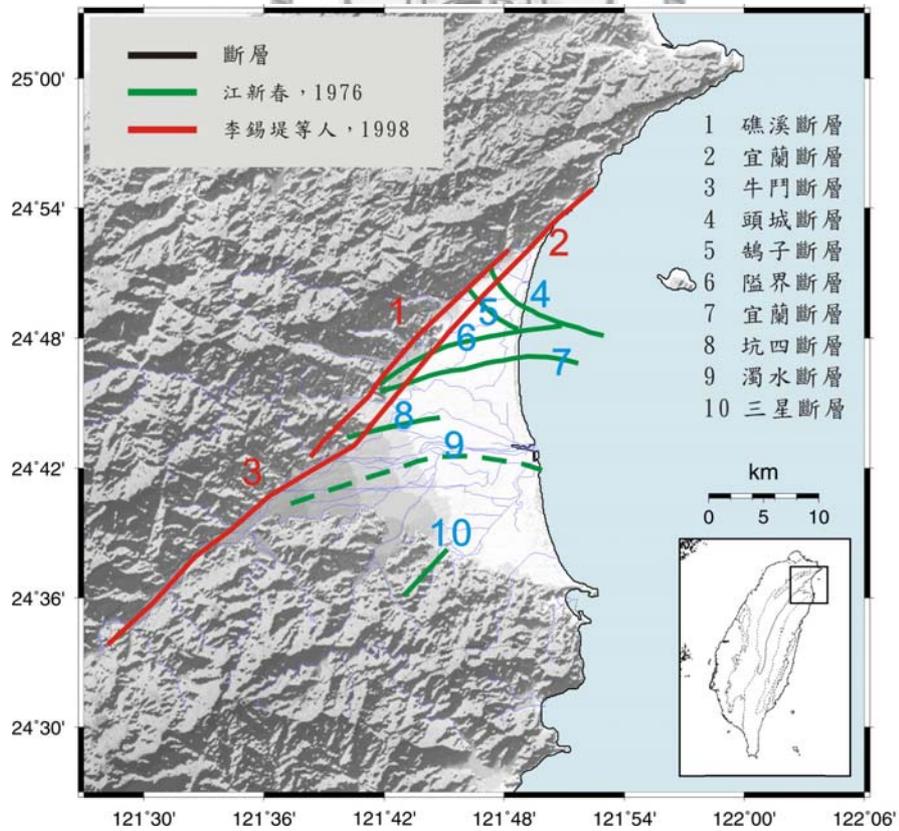


圖 1.2 宜蘭地區之斷層分布圖 (修改自江新春, 1976; 李錫堤等人, 1998)。

## 第二章 研究區域背景

### 2.1 地體構造

台灣位於菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊的活動碰撞帶，透過GPS的觀測，相對穩定大陸邊緣之澎湖白沙站觀測站，蘭嶼觀測站每年以8.2公分的速率往西北方向移動，兩板塊以顯著速度相互靠近(圖2.1)，使台灣島上發生劇烈的地殼變形作用，成為世界上著名之活動造山帶和地殼變形的區域 (Yu et al., 1997)。在台灣南方，歐亞板塊沿著馬尼拉海溝向東隱沒至菲律賓海板塊之下，形成呂宋島弧與馬尼拉海溝之弧溝系統；在台灣之東北方，菲律賓海板塊沿著琉球海溝向北隱沒到歐亞板塊底下，形成琉球島弧與沖繩海槽之弧溝系統(圖2.1)。

沖繩海槽位於琉球弧溝系統後方，是歐亞板塊大陸邊緣之弧後盆地。沖繩海槽由日本九州一直沿伸到台灣東北方，大致與琉球海溝平行。琉球島弧是一個呈彎曲形狀，介於琉球海溝與沖繩海槽之間之島弧，從日本九州島西南部開始延伸，一直延伸至台灣的東邊。而琉球島弧的變形帶主要可分為三個區塊，分別為Amami、Okinawa及Yaeyama三塊 (Nakamura, 2004)，此三區塊皆為逆時針旋轉，介於18至195 nrad/yr之間；最大伸張應變位於琉球島弧西南端(圖2.2)。而由於島弧的西南端出現向南彎曲的現象，此現象可進一步推測其與台灣弧陸碰撞有關，而導致台灣與琉球接合帶產生順時針的塊體旋轉。因此，琉球島弧的彎曲似乎受呂宋島弧與歐亞板塊的碰撞引起，並且可能有助於沖繩海槽的張裂(Nakamura, 2004; Nishimura et al., 2004)。所以沖繩海槽向西南延伸至宜蘭平原，因受到海槽擴張之影響，使得平原處於伸張變形之環境(Liu, 1995)。

關於此地區的構造發育歷史，可回溯到上新世至中新世時期，碰撞運動向西南延伸的同時，北傾的菲律賓海板塊西緣由東向西掠過碰撞帶北端的下方，使隱沒方向發生反轉。而由於擠壓的作用力消失，原本位於碰撞帶北端的山脈開始垮

塌 (Teng et al., 2000)。接著菲律賓海板塊下沉並回捲，造成隱沒帶上方強烈的拉張作用，山脈很快地被拉張下沉，山脈的中央張裂成沖繩海槽 (Suppe, 1984; Teng, 1996)。另一方面，西進的隱沒板塊也帶來了琉球的火山島弧，在台灣北部和東北外海形成一連串安山岩火山群 (Wang and Chen, 1990; Teng et al., 1992)。因此，在台灣東北部，隱沒方向反轉成向北；山脈不再增長，反而不斷塌陷，並且山脈中央形成一裂谷—宜蘭平原及沖繩海槽，至今仍不斷地擴張當中。

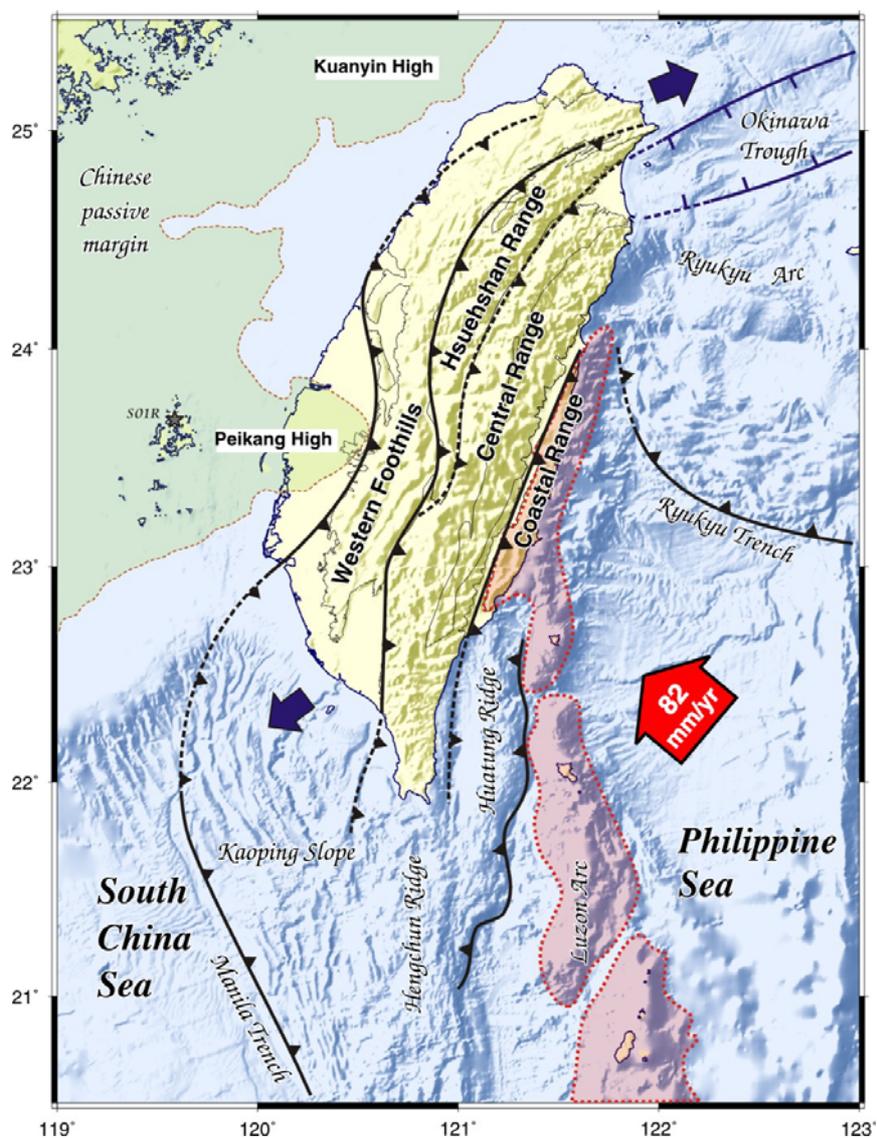


圖 2.1 台灣的構造輪廓和主要構造單元。黑色粗線為台灣地區之主要構造線，淡綠色區域為基盤高區，淡紅色區域顯示呂宋火山島弧，紅色箭頭指示菲律賓海板塊相對於歐亞板塊之運動方向，藍色箭頭表示構造脫逸之方向 (摘自 Ching, 2007)。

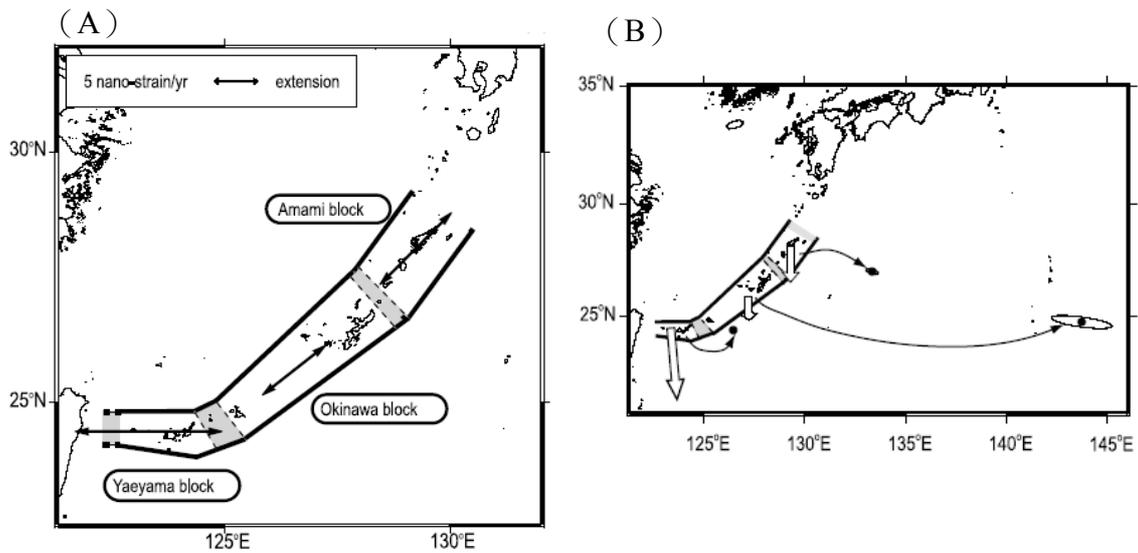


圖 2.2 沖繩海槽應變方向及尤拉軸位置。(A) 琉球島弧伸張應變方向及大小；(B) 各旋轉塊體尤拉軸的位置及旋轉方向（摘自 Nakamura, 2004）。



## 2.2 地形與地質概況

宜蘭平原為蘭陽溪沖積而成的扇狀平原，以牛鬥、頭城、蘇澳為頂點，呈一等邊三角形，邊長約為 30 公里（圖 2.3）。平原的西北與西南方兩面環山，分屬雪山山脈以及中央山脈，東邊面海，平原區地形極為平坦，標高約 5 至 20 公尺，地勢向東傾斜（王鑫，1980）。宜蘭平原大部分的地區為沖積層所覆蓋，主要由泥沙及礫石所組成，多為未固結之沉積物。本區出露的地層主要以始新世及中新世地層為主。圖 2.3 為宜蘭之區域地質圖，圖中等深線為基盤（始新世-中新世）位置。

整個蘭陽平原之地質構造已由江新春（1976）的反射及折射震測研究中顯示出來，平原被數條斷層切過（圖 2.4）。其地下地層是由全新世沖積層、更新世地層及出露於平原西、南、北面的始新世—中新世基盤所構成，各地層間以假整合或不整合接觸，而除了在平原邊緣附近之沖積層直接覆蓋在基盤之上外，大部分

沖積層是以不整合關係覆蓋於更新世地層之上（如圖2.5）。更新世地層呈半透鏡狀，此地層並於平原邊緣附近尖滅，可能形成廣大之封閉地層。另外，基盤地層由兩旁向平原中心凹陷，並順勢延伸至外海，由基盤形貌推知，平原中心下陷最快，兩旁則較緩慢，呈一楔形張裂。基盤岩層以平原為中心附近之西村層為最老，向北、向南逐漸變年輕。

而平原西面露出地層之構造線大致呈東北-西南向，較著名之構造線為四堵及中嶺兩背斜，及鶺鴒、隘界、宜蘭、坑四、濁水及三星斷層等六條斷層，各構造之地層傾斜均顯示急陡，約在30度到80度之間（如圖2.4及圖2.5）。出露地層以濁水斷層為界可分為南北兩個分層單位，即濁水斷層以北之地層由老至新為中嶺層、西村層、四稜砂岩、荳原粘板岩及乾溝等五層；斷層以南之地層有上部蘇澳層及下部蘇澳層等兩層（詹新甫，1976）。

分開雪山山脈和中央山脈兩個岩相構造帶的界線為梨山斷層（Biq, 1971）。Wu（1978）相信這個梨山斷層應該有一個由東向西逆斷層分力，他同時也推測梨山斷層北段，可能有一個鉸紐斷裂作用（hinge action），使原來由東向西逆衝的梨山斷層在北端為一個張力斷層。而梨山斷層是否向北延伸至平原內部，一直是大家討論的重點（Tsai et al., 1975）。

根據中央地調所五萬分一地質圖之三星、蘇澳及南澳圖幅顯示，蘭陽溪南側之斷層多為層間斷層，古魯斷層為上部蘇澳層與下部蘇澳層間之界面，江新春（1976）的文章中稱此條斷層為三星斷層，本研究於之後之敘述亦稱為三星斷層；廬山層與南蘇澳層間之斷層為小帽山斷層，南蘇澳層與大南澳片岩間之斷層則為猴猗山斷層。除了上述層間斷層外，另有鹿皮溪斷層及南澳斷層（圖2.3）。此五條斷層唯古魯斷層為左移斷層，其於皆為傾角向南，中高角度之逆斷層（林啟文及高銘健，1997；林啟文及林偉雄，1995；林啟文等，1993）。

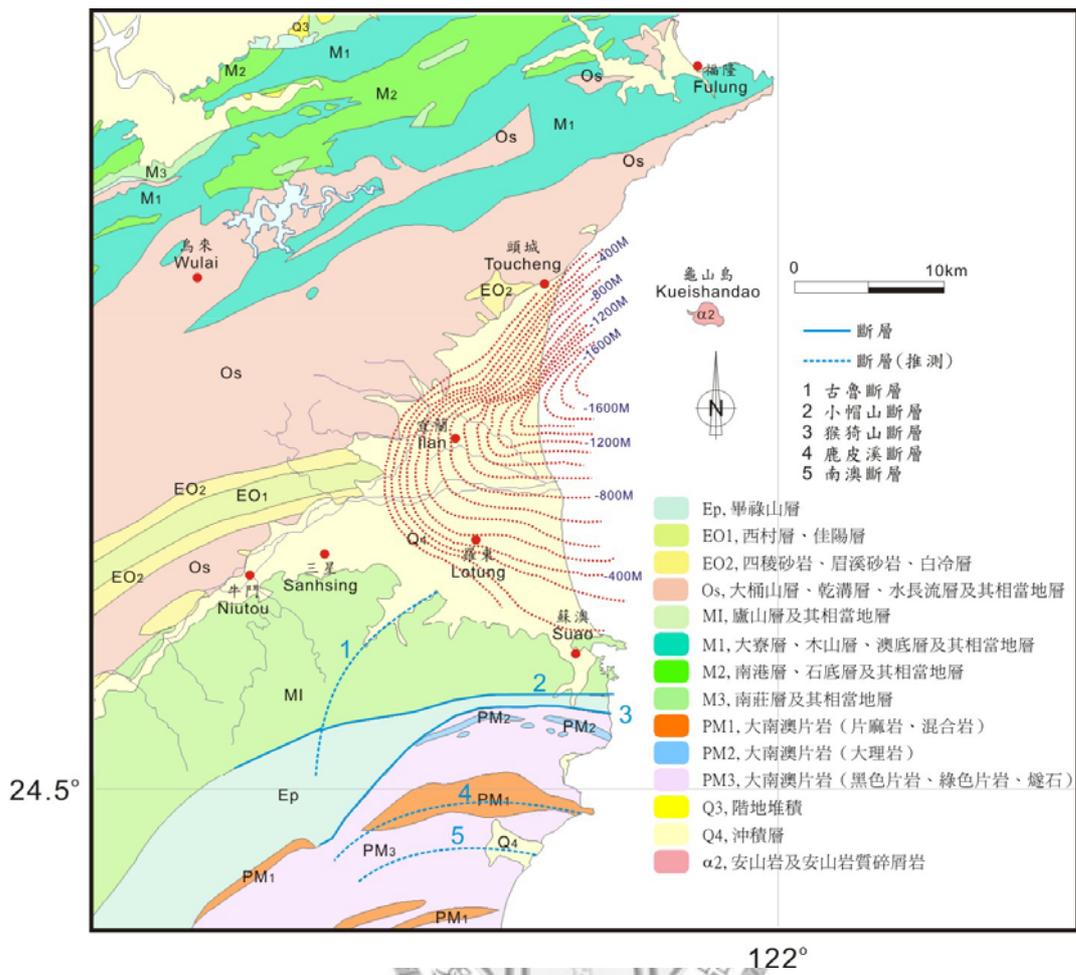


圖 2.3 宜蘭區域地質圖。圖中紅色虛線為基盤位置，藍色實線為斷層位置，藍色虛線為推測之斷層位置（改繪自地調所五十萬分之一之地質圖、五萬分之一之地質圖及江新春，1976）。

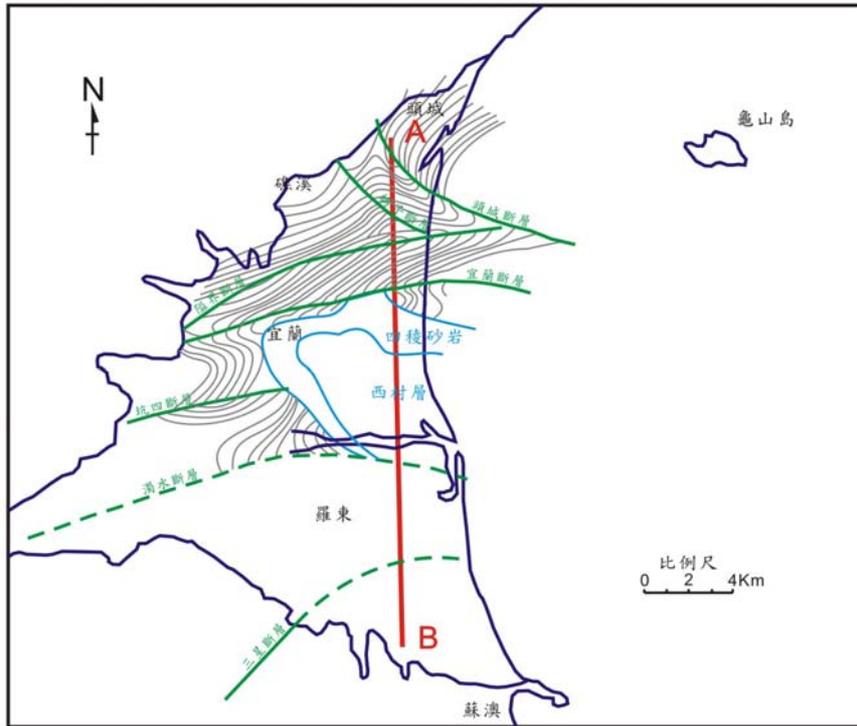


圖 2.4 宜蘭平原上之斷層分布。圖中紅色實線為剖面位置，綠色實線為斷層位置，綠色虛線為推測之斷層位置（改繪自江新春，1976）。

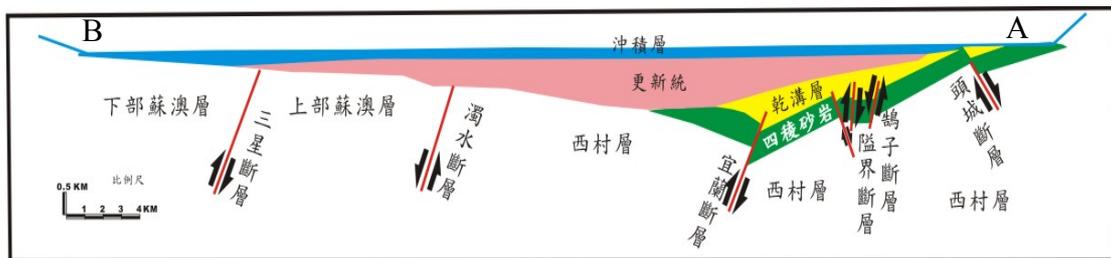


圖 2.5 宜蘭平原南北向之地下構造圖。剖面位置為圖 2.4 中之紅色線段之剖面（改繪自江新春，1976）。

## 2.3 前人研究

### 2.3.1 台灣東北構造特性

研究地體構造問題的定量分法主要有二：物理模型及數值模型。物理模型研究採用實際的材料，直接模擬地質的構造。Lu et al. (1995) 以三維砂盒模型，運用一不對稱的嵌入點與大陸邊緣的岩石產生斜碰撞造成一系列的變形，實驗結果顯示台灣北部呈現擠縮變形、橫向變形、旋轉變形、伸張及走向滑移等互相影響之變形機制，而北台灣之大地應力受到不對稱板塊聚合之影響，產生的旋轉軸以淡水河口至宜蘭為軸線，在此軸線之西側產生逆時針之旋轉，但在東側產生順時針旋轉，且東側的旋轉力量大於西側（圖2.6）。

數值模型則是以近似與逼近等方法來轉換實際的問題，常見的方法有有限差分法（Finite Difference Method）、有限元素法（Finite Element Method）及邊界元素法（Boundary Element Method）等。Hu et al. (1996, 2002) 利用二維有限元素來進行模擬，其分析結果顯示台灣及鄰近地區大地應軌跡主要由下列參數所控制：

- （一）菲律賓海板塊相對於歐亞板塊的聚合方向；
- （二）沖繩海槽的擴張作用；
- （三）板塊邊界的幾何架構；
- （四）數值模型的物質參數與邊界條件。

此二部分結果同時顯示，目前台灣北部應力狀態呈現橫移壓縮(transpression)、橫移伸張(transtension)和伸張的特性，主要是由於沖繩海槽南北向擴作用和琉球海溝後退作用的影響。而整個台灣大地應力軌跡呈扇形分布，且在北台灣呈順時針偏轉則深受菲律賓海板塊的幾何形狀所控制。此橫移壓縮、橫移伸張和伸張變形的分布，主要受控於海溝後退的速率（圖2.7）。

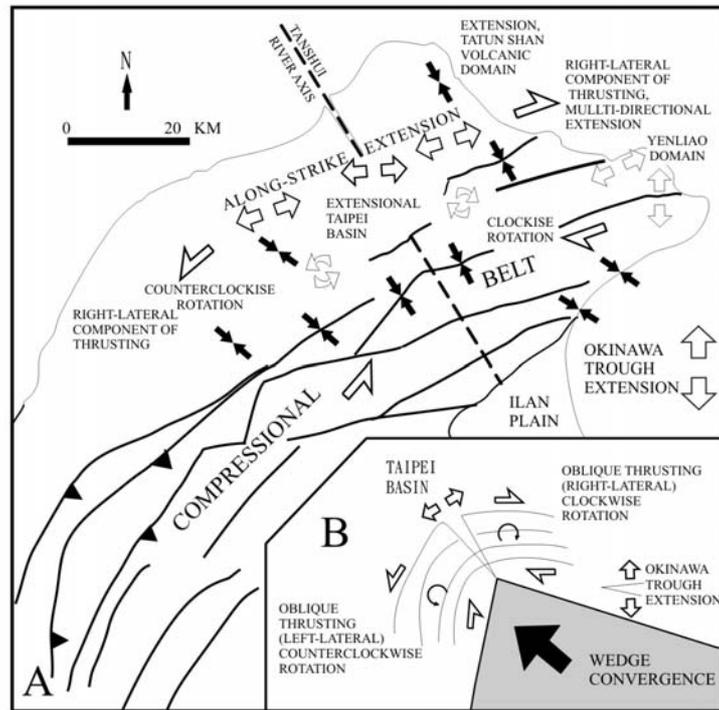


圖 2.6 北台灣前陸逆衝變形帶之構造模型。(A) 構造描繪圖；(B) 模型示意圖 (摘自 Lu et al., 1995)。

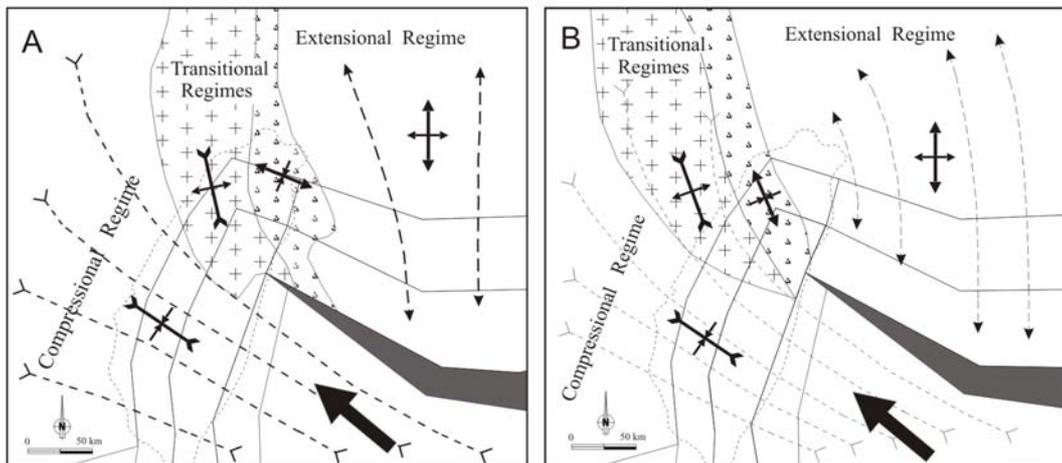


圖 2.7 台灣地區主應力場數值模擬之簡圖。箭頭為應力方向，虛線表示主應力 ( $\sigma_1$ ) 之走向。(A) 為菲律賓海板塊後退速率設定為 15 mm/yr 之結果；(B) 則為 30 mm/yr 之結果。此一模型顯示，菲律賓海板塊倒退速率的差異將使得應力轉換帶向西巨幅移動 50 公里 (摘自 Hu et al., 2002)。

### 2.3.2 宜蘭地區之大地測量

台灣地區利用大地測量的方式觀測地殼變形之研究始於1981年，從早期使用雷射測距的三邊測量，直至1989年建立涵蓋全台之高精度的GPS衛星測量，開啟了觀測研究活動構造應用於台灣弧陸碰撞作用的新紀元 (Yu, 1990)。

郭隆晨及余水倍 (1994) 利用電子測距儀 (Electronic Distance Meter, EDM) 推估宜蘭平原之水平應變累積情形，從1983年至1993年共10年期間之觀測，得知此地區平均伸張變形之方向為 $N44.7^{\circ} W$ ，應變率為 $1.18 \mu\text{strain/yr}$ 之單軸伸長，平均面膨脹率 $1.21 \text{ ppm/yr}$  (圖2.8)；其認為此伸張變形與沖繩海槽之弧後伸張作用有關。

自1985年開始，Liu (1995) 等人在宜蘭平原上施測重複精密水準測量，圖2.9表示水準施測路線，主要分成兩條路線，其一沿南北走向縱跨整個平原，其二沿西北及西南方山脈。結果顯示整個平原為V型下陷，最低點為羅東；平原北側下陷較緩而南側下陷量較大，在羅東和宜蘭之間有每年20 mm的下陷量 (圖2.10及圖2.11)。而且整個平原以 $0.44 \mu\text{radian/yr}$ 的角速度向東快速傾斜，以此觀測量配合過去在此地區的反射震測 (江新春, 1976) 之結果估算出沖繩海槽之擴張活動正在向西南延伸進入宜蘭平原，海槽的南緣沿順時鐘方向，以 $1.3 \mu\text{radian/yr}$ 的角速率擴張，其頂點約在牛鬥附近，並以 $126 \text{ mm/yr}$ 的速率向西南延伸。

許雅儒 (1999) 利用1992-1998年之GPS觀測資料推測在宜蘭與羅東之間有一走向 $N53^{\circ}E$ 的構造線通過 (圖2.12)，垂直此構造線的速度分量由北向南、由西向東遞增，再加上以往大地測量的成果與宜蘭外海的海底地形，可以推斷平原應該只向南單一方向開裂，並形成一系列的正斷層。

徐閔儀 (2006) 分析 1995-2005 年內政部一、二等衛星點之 GPS 觀測資料，根據 GPS 速度場分析結果，可觀察到兩條主要構造 (圖 2.13)，牛鬥斷層與蘭陽溪口處之斷層，分別為正斷層及具左移分量之正斷層。其蘭陽溪口斷層與許雅儒 (1999) 觀測到之走向  $N53^{\circ}E$  的構造線位置相近。而在另一方面，推測由於山脈抬升，造成上部地函物質平行山脈走向的流動，加上沖繩海槽之西北-東南伸張，

使得宜蘭平原的速度變化由北順時針往東南旋轉且愈往南速度愈大，由此推論沖繩海槽為不對稱之弧後張裂。另外，Rau et al. (2008) 利用此筆 GPS 資料進一步分析北台灣彈性及塊體旋轉模型，由觀測結果（圖 2.14）可以發現三個不同的地質區域：(A) 碰撞的衰減區，水平速度場的速度值為 0.3-7.3 mm/yr，方向朝西北方，主要分布於此區的西南方，此構造單元反映出西北—東南向的壓縮，並且具有較少的旋轉分量( $< 3.0^\circ$  /Myr)。(B) 外圍的過渡帶，速度值為 1.0-7.8 mm/yr，並於此區的中北方從  $8^\circ$  至  $143^\circ$  由南而北的旋轉，此構造單元主要為整體的旋轉，具有較少的應變率( $< 0.10 \mu\text{strain/yr}$ )，旋轉角速度約為  $5.1^\circ$  /Myr，其旋轉中心(尤拉軸)位於此區的東南邊界附近。(C) 較近的過渡帶，速度值 9.3-41.2 mm/yr，由  $053^\circ$  至  $146^\circ$  的順時針旋轉，分布於此區的東南方，此構造區域值得注意的是具有西北—東南向的伸張，伴隨著快速變化的順時針旋轉方向( $\sim 47.3^\circ$  /Myr)，而尤拉軸位於此區的南邊，接近碰撞的邊緣。台灣造山帶的東北方的核心部分，由弧陸碰撞引起的旋轉，可能對海溝的後退及弧後張裂產生貢獻的作用。

康竹君 (2007) 藉由即時動態全球系統 (Real-Time Kinematic, RTK) 建構精密的地形剖面，並結合地震b值統計分析平原區之地震活動。發現蘭陽溪以南約4公里處，亦即濁水斷層可能之地表位置，存在一東西向約2公尺之地形高差（圖 2.15），其認為該地形特徵是由於平原南側的地塊因板塊的側向擠壓而產生順時針旋轉效應，使平原南部因地塊的旋轉而沿著斷層線產生下陷，也有可能是直接反應平原中央存在一個東西向往南傾斜的正斷層活動。

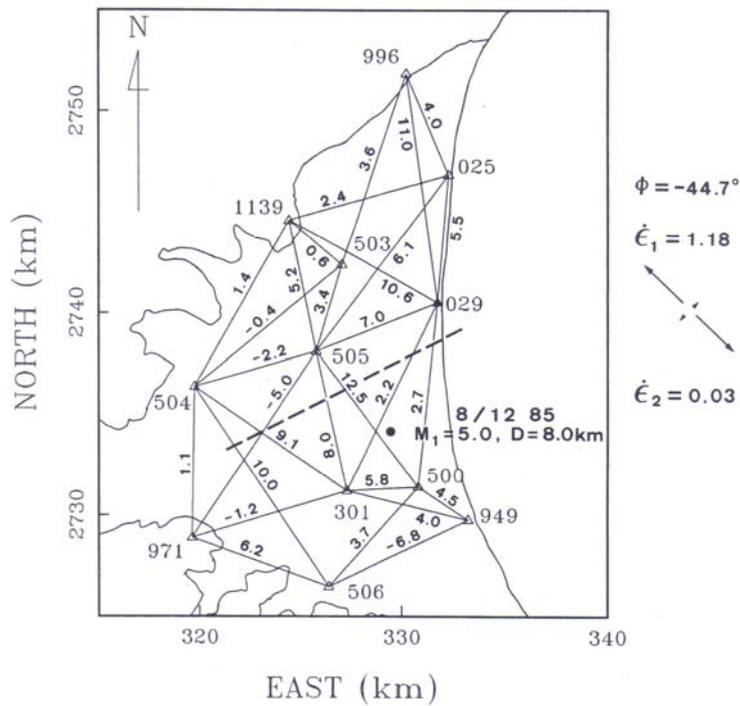


圖 2.8 宜蘭平原水平變形監測網。點與點連線者表有實測資料，線上數字表平均該邊長變化率 (mm/yr) 而圖中右部向量表示主應變率 ( $\mu\text{strain}/\text{yr}$ )，而圖中虛線者為 Tsai et al., (1975) 地震集中帶 (摘自郭隆晨和余水倍, 1994)。

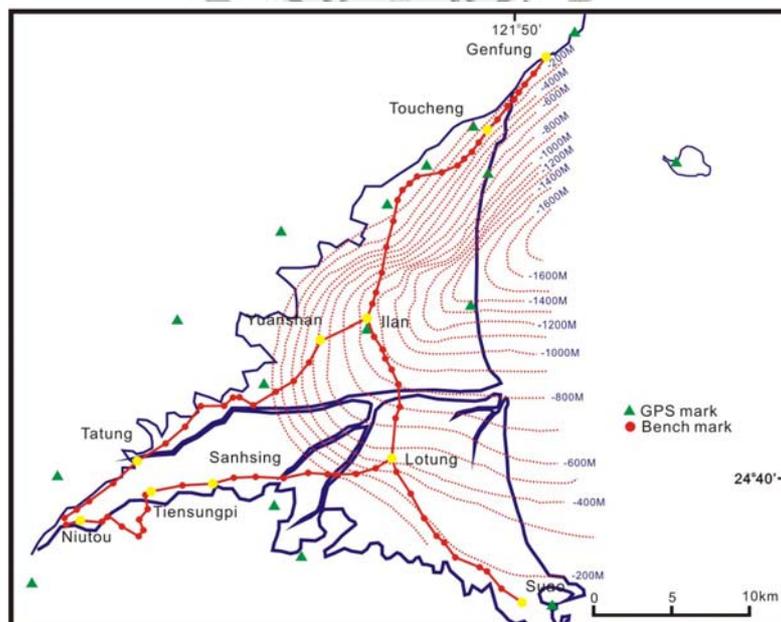


圖 2.9 宜蘭平原水準施測路線圖。紅色虛線為基盤位置，施測路線紅色實線，主要分成兩條路線，其一沿南北走向縱跨整個平原，其二為沿西北及西南方山脈 (改繪自 Liu, 1995)。

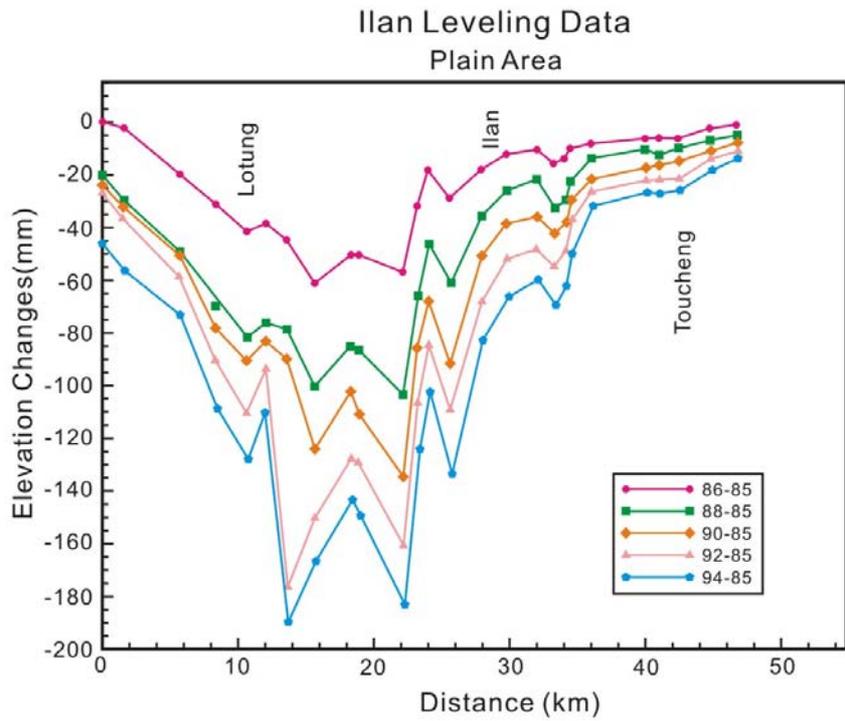


圖 2.10 宜蘭平原南北走向精密水準測量施測結果。其施測時間為 1985 至 1994 年  
(改繪自 Liu, 1995)。

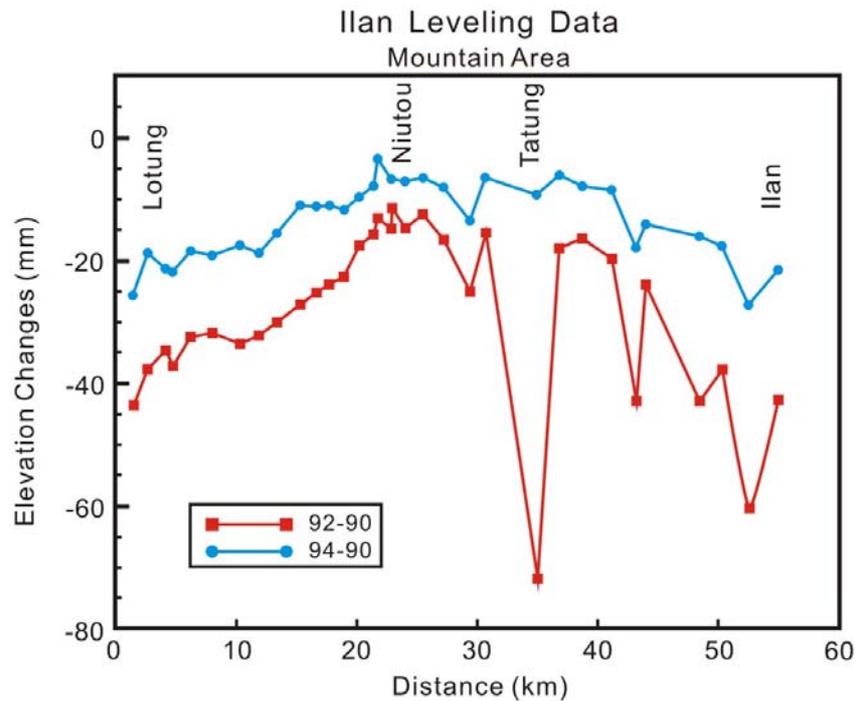


圖 2.11 沿西北及西南方山脈之精密水準測量施測結果。其施測時間為 1990 至 1994 年  
(改繪自 Liu, 1995)。

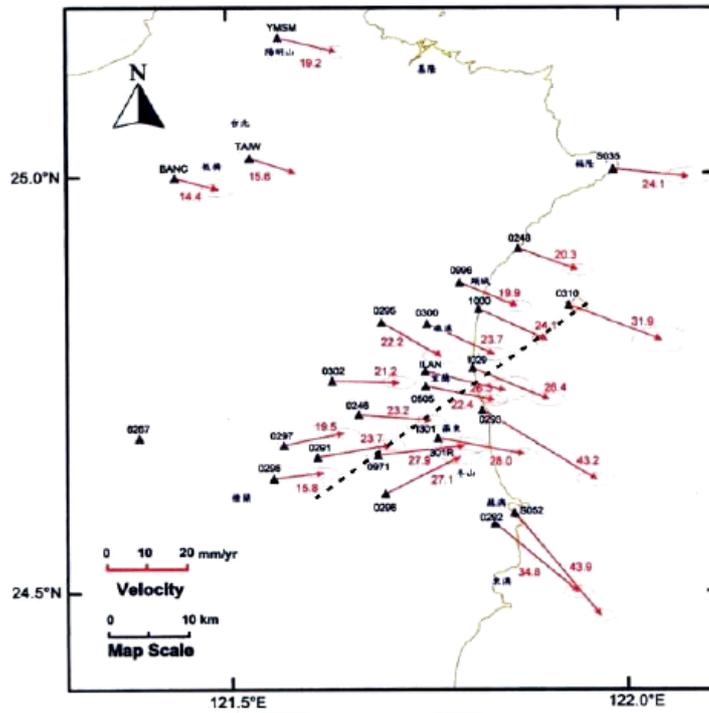


圖 2.12 1992-1996 年間宜蘭地區相對於穩定歐亞大陸的速度場。黑色虛線為 N53°E 的構造線(摘自許雅儒, 1999)。

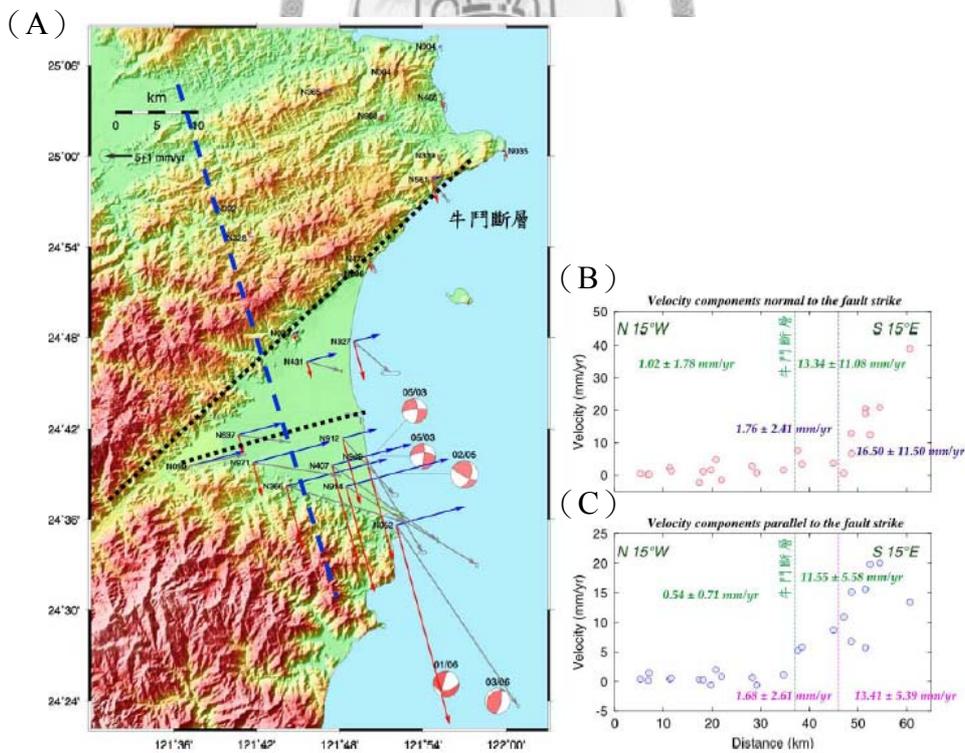


圖 2.13 1995-2005 年宜蘭速度場分布圖。藍色虛線為剖面線。圖中之震源機制解為 1995-2005 年間規模大於 5 之地震。(B) 平行剖面線之速度剖面；(C) 垂直剖面線之速度剖面 (摘自徐閔儀, 2006)。

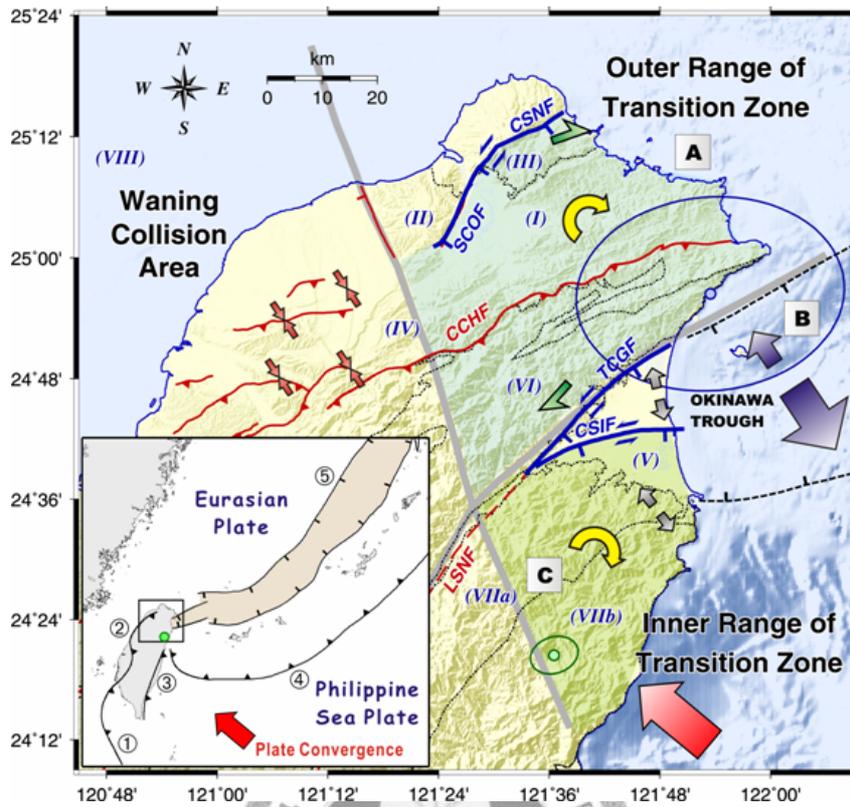


圖 2.14 北台灣彈性及塊體旋轉模型。圖中紅色較小之向量表示壓縮的方向，灰色向量表示伸張的方向；藍色及綠色圓圈分別表示不同塊體之尤拉軸位置。小圖中 1-5 分別代表馬尼拉海溝、變形前緣、縱谷斷層、琉球海溝以及沖繩海槽（摘自 Rau et al., 2008）。

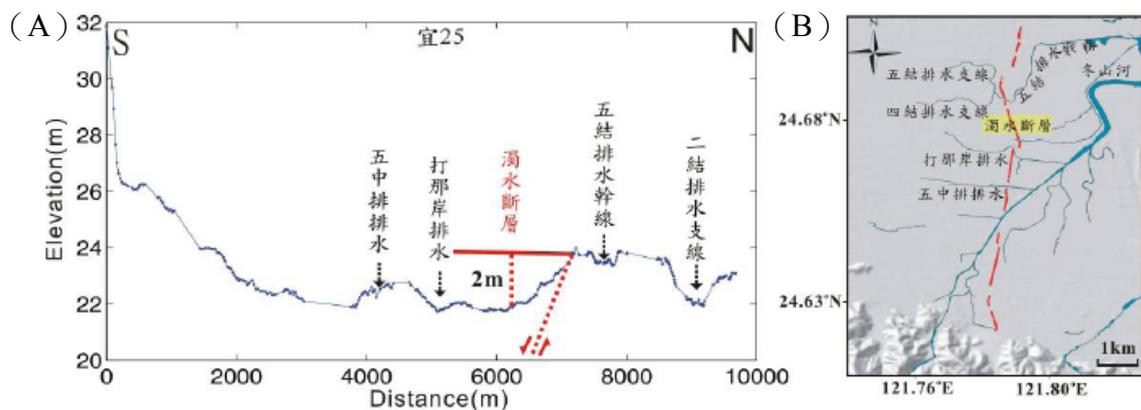


圖 2.15 RTK-GPS 精密的地形剖面結果。(A) 宜 25 測線之地形剖面圖。(B) 圖中紅線為宜 25 測線於蘭陽溪南側之位置（摘自康竹君，2007）。

### 2.3.3 宜蘭平原之地震觀測

位於板塊邊界上的台灣島，地震分布型態大致上遵循板塊的架構，尤其是深部地震。但淺震並非如此，它的分布鬆散廣闊，反映的是地殼表層受擠壓產生的脆性變形。在台灣東北方，菲律賓海板塊沿著琉球海溝向北隱沒到歐亞板塊之下，形成琉球島弧與沖繩海槽之弧溝系統，使得此地區沿隱沒帶出現一系列深度由南向北遞增的地震密集帶，除此之外，受到沖繩海槽開裂的影響，此地區淺部地震的機制多為正斷層 (Kao et al., 1998)。

Tsai et al. (1975) 研究宜蘭地區微小地震之震央分布，發現於宜蘭與羅東之間發現有一近乎垂直寬約三公里，長約三十公里而深度不超過二十公里之地震密集帶 (圖2.16)，根據地震震源機制解推測可能是一東北走向的右移活斷層且傾角接近90度。推測此斷層可能代表沖繩海槽內的張裂構造，也可能是梨山斷層向東北延伸的部份。

Yeh et al. (1989) 利用地震P波與S波的到時資料推求速度構造及地體構造，其結果顯示龜山島南方有一速度低區，此低區呈東西走向，延伸至宜蘭平原。再利用所求得之速度構造，重新定位後之地震震源分布亦集中於該地區，且呈向南傾斜約50°之地震帶。利用地震斷層面解資料分析該地區之應力張量，得到近乎水平且南北向的最小主應力。由此可推斷，宜蘭平原至龜山島南方間為一擴張盆地，可能為沖繩海槽向西延伸的部分。

林哲民 (2003) 利用於地殼、地函剪力波速度構造研究之接收函數法探求淺部數公里內之剪力波速度構造，進而推估其速度構造形貌。各測站之接收函數波形明顯隨震源方位角變化，顯示測站下傾斜構造的存在；且各波相之振幅變化所反映之速度介面，並非單純的傾斜平面，而是更為複雜之側向非均質構造。從各測站之剪力波速度構造結果中，可清楚的發現表土層、現世沖積層、更新世地層及基盤的存在及分布變化如圖2.17，其結果與江新春 (1976) 之震測剖面結果相似。蘭陽平原下之更新統與基盤界面深度在平原邊緣最淺，往平原中央漸漸變深，並

在壯圍海邊之深度最深；宜蘭市、羅東東邊之基盤深度呈凹槽狀分布；而沈積層與更新統之界面深度變化範圍在100至400公尺之間，其趨勢與基盤面深度同樣從平原邊緣往海邊變深，但其深度變化梯度明顯較基盤面為緩。

Liang et al. (2005) 整理台灣寬頻地震網 (Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS) 所公布之震源機制解，發現於1994年6月5日 (Mw 6.5)、2001年6月14日 (Mw 5.9)、2002年5月15日 (Mw 6.2) 以及2005年3月5日 (Mw 5.9) 宜蘭雙主震皆為走向滑移運動 (圖2.18A)，且於宜蘭平原南側有三條明顯東西向之地震密集帶，Liang et al. (2005) 認為由於台灣造山帶受到沖繩海槽張裂而彎折後，沿舊有構造線產生左移層間錯動，而形成書摺構造 (Bookshelf Structure) 如圖2.18 B。

此外，黃信樺 (2007) 收集中央氣象局地震觀測網 (Central Weather Bureau Seismic Network, CWBSN) 1994 年至 2005 年之地震資料，利用三維速度模型及測站修正法重新定位，並結合強地動觀測網 (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program, TSMIP) 於此地區密集的 P 波初動資料，以解析更精細的淺層地震構造。於震源空間位置之時序分析中發現兩個地震活動帶，分別位於 24.8-24.9°N 宜蘭平原最北之正斷層序列，以及於 24.3-24.5°N 南澳之走向斷層序列，前者可能受到沖繩海槽淺部張裂性地震活動向西南延伸的影響；後者則為一正在活動的地質弱帶 (圖 2.19)。

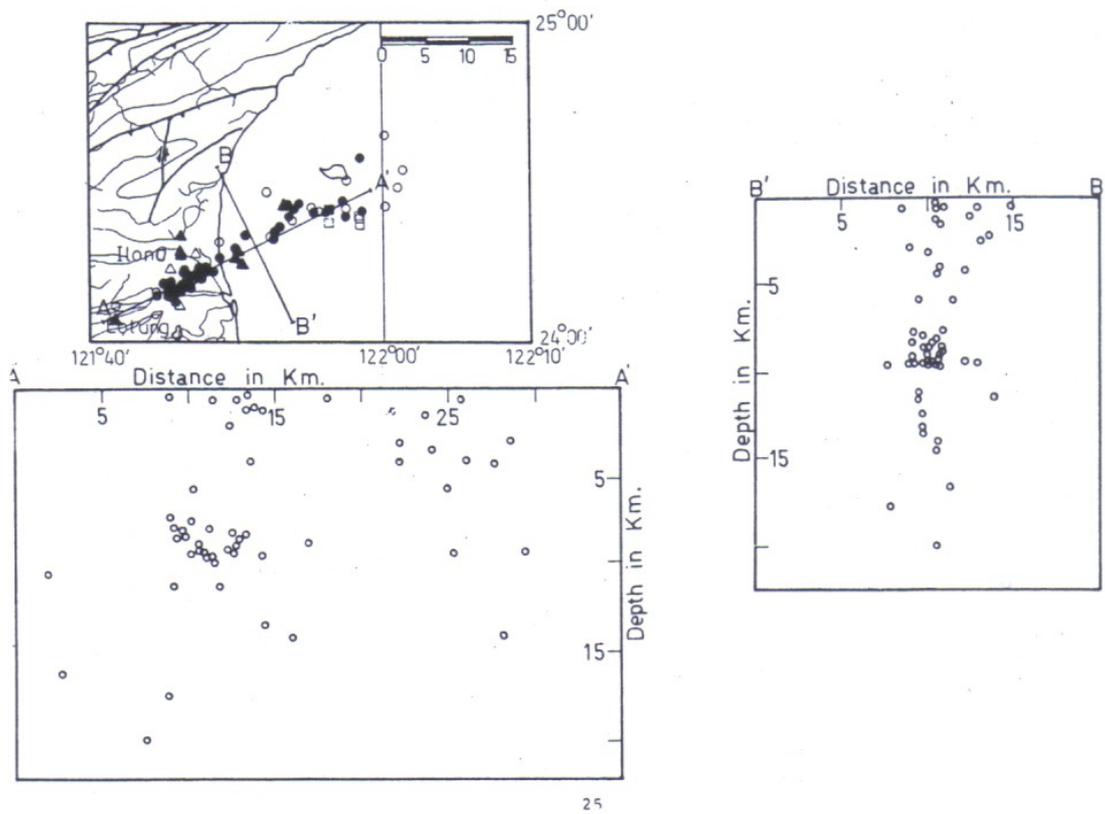


圖 2.16 宜蘭羅東間之地震密集帶位置圖。下圖及右圖分別為 AA' 及 BB' 為震源深度垂直剖面圖 (摘自 Tsai et al., 1975)。

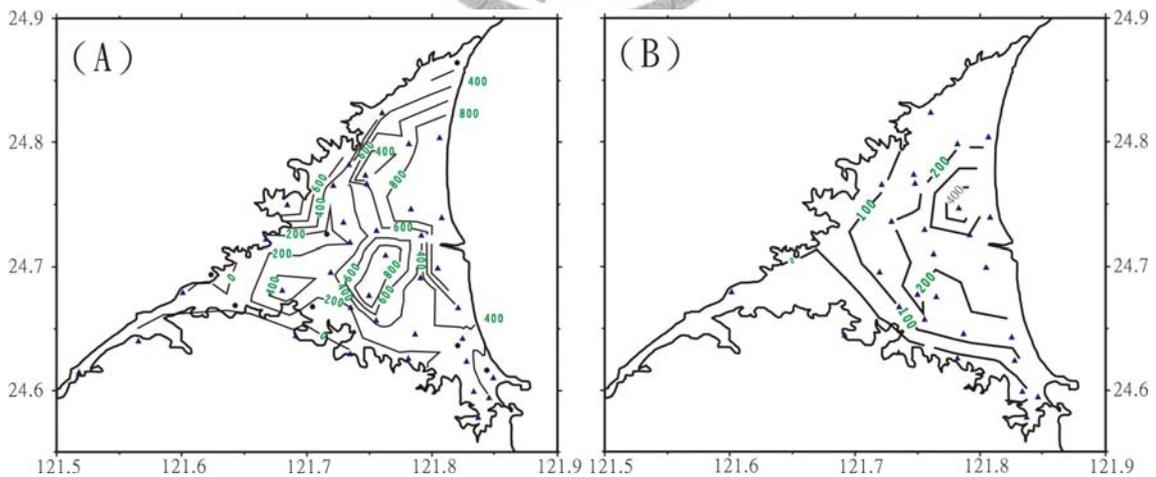


圖 2.17 剪力波速度構造成果分析。(A) 宜蘭平原下更新統與基盤之界面等深度分布圖。(B) 宜蘭平原下沉積層與更新統之界面等深度分布圖 (改繪自林哲民, 2003)。

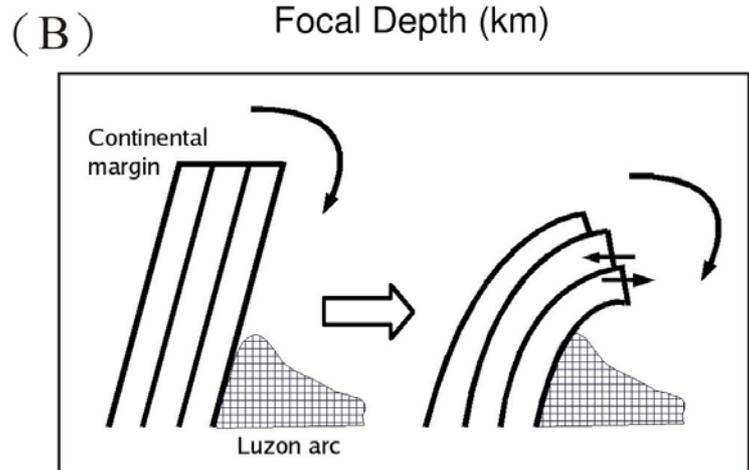
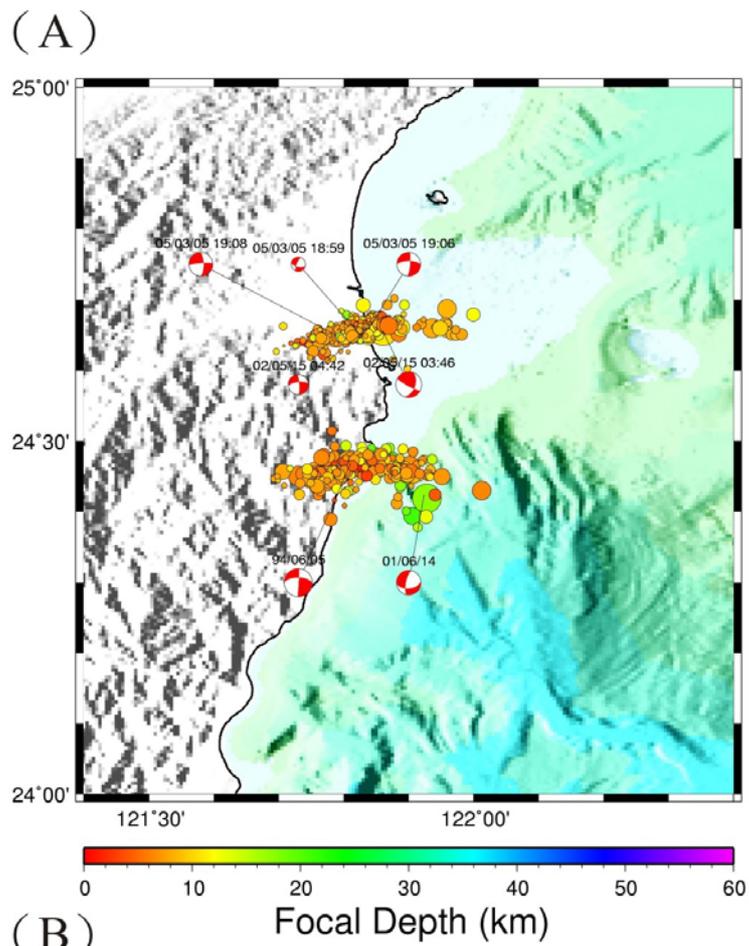


圖 2.18 宜蘭地區走向滑移地震序列及書摺構造。(A)1994 年 6 月 5 日 (Mw 6.5)、2001 年 6 月 14 日 (Mw 5.9)、2002 年 5 月 15 日 (Mw 6.2) 以及 2005 年 3 月 5 日 (Mw 5.9) 此四次地震之主震後一個月之餘震序列。(B) 台灣北部造山帶書摺構造模型示意圖 (摘自 Liang et al., 2005)。

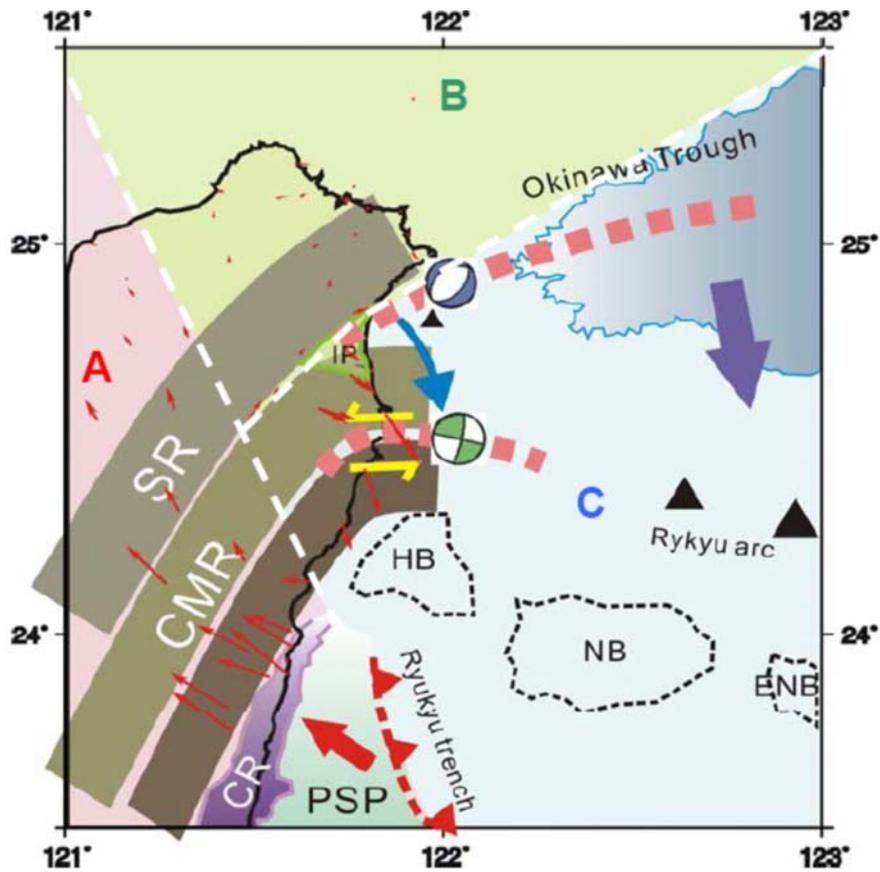


圖 2.19 台灣東北地區之應力環境分區圖。紅色箭頭為中央氣象局 GPS 速度場於 2002 年至 2005 年之測量資料（摘自黃信樺，2007）。

### 2.3.4 沉積速率

陳文山（2000）及中央地質調查所（2001）利用鑽井岩芯資料分析宜蘭平原的沉積環境，認為從一萬八千年以來是屬於一向上變深再變淺的沉積層序。沉積環境大致是在一萬八千年的時候是屬於全球海水水位面較低的時期，之後的沉積環境向上逐漸變深再變淺，今海側的井位的沉積環境是由河口灣或濱面環境轉變為遠濱環境，之後再轉為濱面至沖積平原。接近山側之沉積環境是由下游沖積平原轉變為沖積扇環境。六千年時全球海水面的高度達到最高峰，沉積環境不再變深。

此時沉積物大量的填充至沉積盆地之中，沉積環境快速變淺，粗顆粒的沉積物快速的向海側堆積，形成現今大範圍的蘭陽沖積平原。

宜蘭平原由於位處沖繩海槽的西南緣，是台灣地區少有的構造沉降盆地，其沉降速率位居全台之冠（賴慈華、謝孟龍，2003）。另外，謝孟龍等人（2006）根據宜蘭平原之鑽井岩芯資料估算宜蘭平原之沉積速率（圖2.20），岩芯資料顯示一萬五、六千年前至全新世中期以來幾乎以等速率沉積，但沉積速率分布空間差異較顯著約介於8.5-20.6 mm/yr之間，蘭陽溪口的沉積速率較平原邊緣為大，但並非與沉降速率成正比，沉積速率隨時間增加或減少似乎有區域性，暗示主河道之遷徙（或沿岸流的強弱）可能是影響這速率變化的最大因素。林淑芬（2004）針對武淵井、龍德井及淇武蘭遺址之鑽井岩芯資料（圖2.21），求得之沉積速率（圖2.22）與謝孟龍等人（2006）所計算之長期沉積速率相似。

### 2.3.5 古地磁之資料分析

Yu and Tsai（1979）利用質子磁力儀在宜蘭平原進行磁力探勘，發現有兩處極顯著之磁力異常區，一為宜蘭市西南方，其梯度甚陡、振幅很大的線狀負磁力異常（圖 2.23），可能是由一線性破碎帶所產生的。另一為自西邊的牛鬥延伸至宜蘭東邊的海域，走向長度超過 38 公里的東西走向磁力異常，推測該異常係由菲律賓海板塊隱沒於台灣東北地下所造成的侵入火成岩體所引起的，此顯示具火成岩性的琉球內脊可能向西南延伸進入宜蘭平原。

Lee（1993）分析宜蘭員山地區湖泊沉積物之古地磁，發現從二十九萬五千年至今，曾發生約 20 度的順時旋轉現象，這旋轉現象證明與台灣附近沖繩海槽之開裂有關，並支持海槽只向南單一方向開裂。

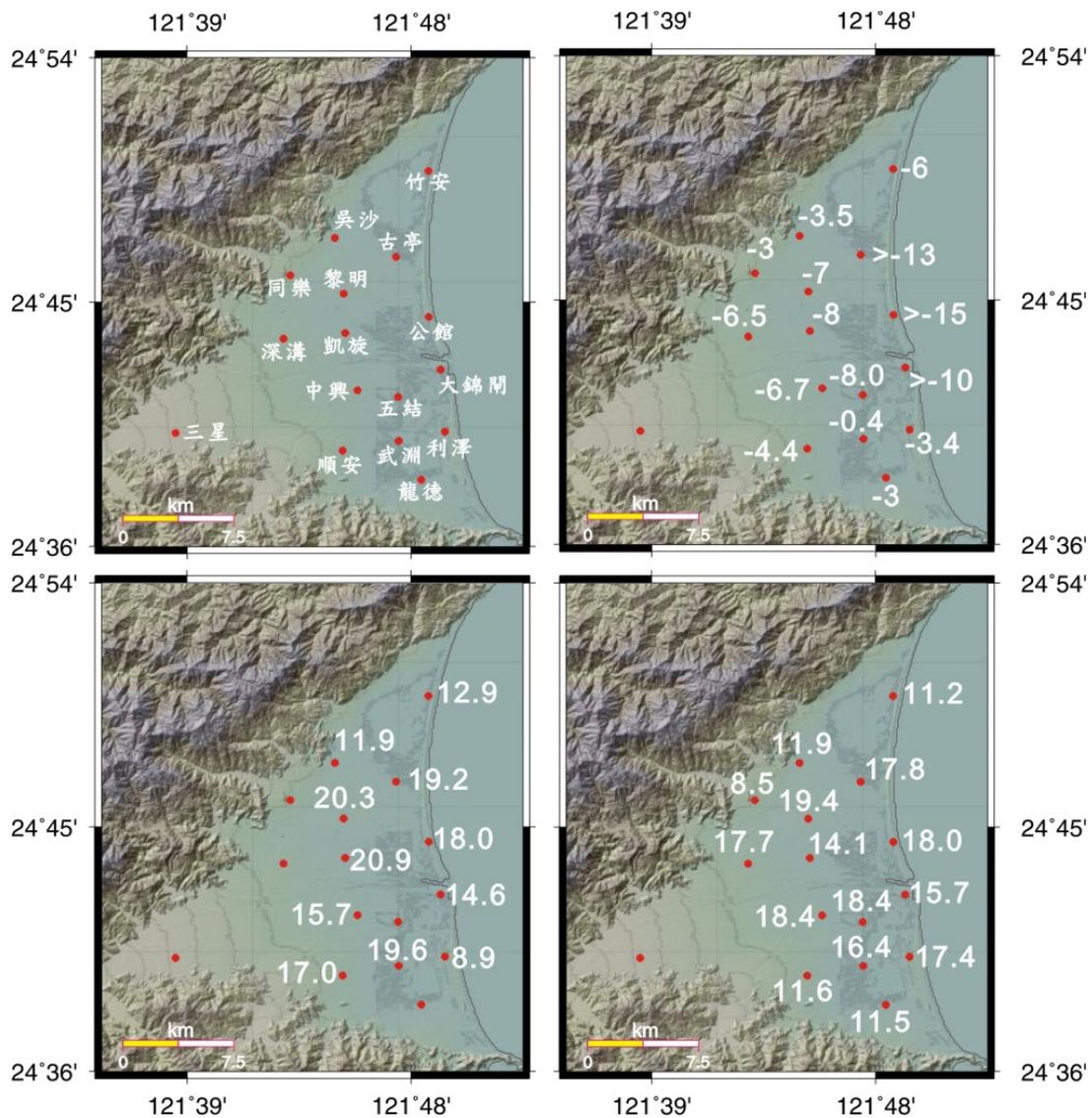


圖 2.20 蘭陽平原之沉積速率分布。(a)地形與鑽井位置；(b)地殼上升速率（單位：mm/yr；負值為沉降）（因岩芯沉積相的區分尚未完成，該速率僅為粗估）；(c)約一萬六千年前至一萬年前之沉積速率（單位：mm/yr；以線性回歸求得）；(d)約一萬年前之五千年前之沉積速率（單位：mm/yr；以線性回歸求得）。注意：沉積速率隨時間增加或減少似乎有區域性，暗示主河道之遷徙（或沿岸流的強弱）可能是影響這速率變化的最大因素（改繪自謝孟龍等，2006）。



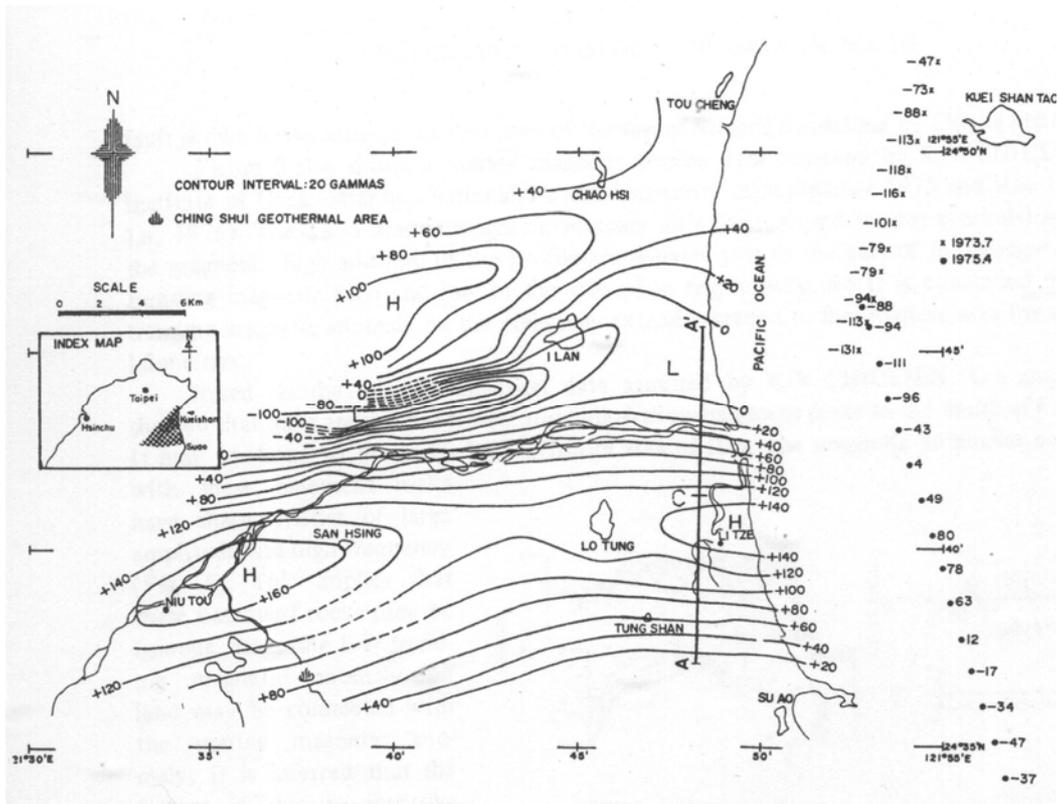


圖 2.23 宜蘭平原之磁力異常分布圖 (摘自 Yu and Tsai, 1979)。



### 第三章 研究方法

由於 GPS 衛星定位系統觀測簡易迅速，其全天候的作業方式，不受點位通視及天候的限制，及可達釐米級的定位精度等特點，可取代三角三邊測量，目前已經廣泛的運用於研究地殼變形及活動地質構造 (Segall and Davis, 1997; Thatcher, 2003)。GPS 衛星定位系統為美國國防部為軍事定位與導航的目的而發展的全球定位系統，由 24 顆操作衛星及 3 顆備用衛星所組成，此 27 顆衛星分布於 6 個軌道面上，衛星軌道相對於地球赤道面的傾角為 55 度，軌道面與另一軌道面上的衛星則相差 40 度，每個軌道面上至少分布 4 顆衛星，衛星高度為 20200 公里，每 11 小時 58 分繞行地球一周，每日可繞行地球兩周，且可保證在地球表面任一點 15 度仰角之上，皆隨時可觀察到 4 至 8 顆衛星，以利三度空間之定位 (圖 3.1A)。GPS 衛星定位原理，是由太空中已知的衛星位置，量測未知地面、海上或空中的某一位置 (圖 3.1B)。

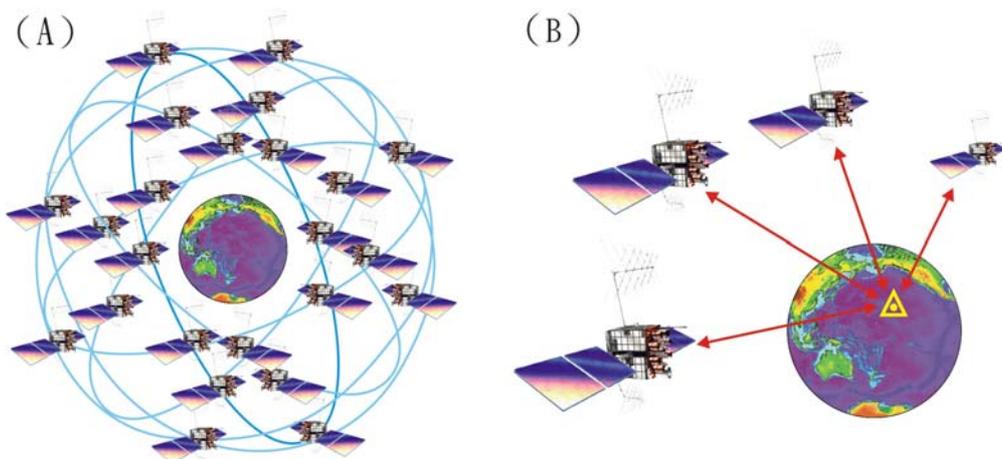


圖 3.1 GPS 衛星定位系統之分布與定位。(A) GPS 衛星分布示意圖。(B) GPS 衛星定位示意圖。

### 3.1 資料來源

本研究主要是利用 2002 年至 2006 年間，地質調查所在宜蘭平原上施測 35 個 GPS 非連續式觀測站和氣象局 12 個及宜蘭大學之 2 個 GPS 連續觀測站所得之觀測資料，計算此區域之速度場，測站分布位置如圖 3.2，並以中央研究院地球科學所位於澎湖白沙 (S01R) 之連續觀測站為固定參考點。

中央地質調查所於 2002 年執行「地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—活動斷層監測系統計畫」截至 2006 年止，於宜蘭地區共設立了 44 個 GPS 非連續式觀測站，其面積分布為 45 公里×35 公里，各觀測站之平均間距約為 2.8 公里 (饒瑞鈞等, 2006)。而中央地質調查所之非連續式觀測站於 2002 至 2006 期間中一共施測四次，分別是 2002 年 10 月、2004 年 1 月、2005 年 12 月及 2006 年 11 月；於 44 個觀測站中，其中有 9 個觀測站只施測一次，6 個觀測站施測二次，8 個觀測站施測三次及 21 個觀測站施測四次 (圖 3.2)。其中我們將解算後不理想之結果予以剔除，包含於觀測時間中只有施測一次之觀測站，共有 9 個觀測站。而氣象局於宜蘭地區共有 12 個連續觀測站 (Lin et al., 2006)，於 2000 設立的觀測站共 2 個，2003 設立的觀測站共 8 個以及 2004 設立的觀測站共 2 個。而 2 個宜蘭大學的連續觀測站設立於 2005 年，分別位於宜蘭大學以及蘭陽技術學院；各測站觀測次數及時間如圖 3.3。

為了提高 GPS 衛星之定位精度，非連續式觀測站每個測段會同時測量 3 至 10 個測站，而每個測段每一測站之衛星接收之仰角大於  $15^\circ$ ，且接收衛星訊號約 6 至 8 個小時，所有衛星訊號之為每 15 秒接收一筆資料，而 24 小時連續觀測站之取樣速率為 30 秒一筆，而本研究所使用之接收儀及天線盤之儀器形式列於表 3.1 中。對於垂直方向上的觀測，由於測站座標之垂直方向之精度較差，相較水平方向之精度約劣化 2 至 3 倍，且常有人為量測天線高度錯誤發生，不確定度略高，因此本研究對於其變動暫不予討論。

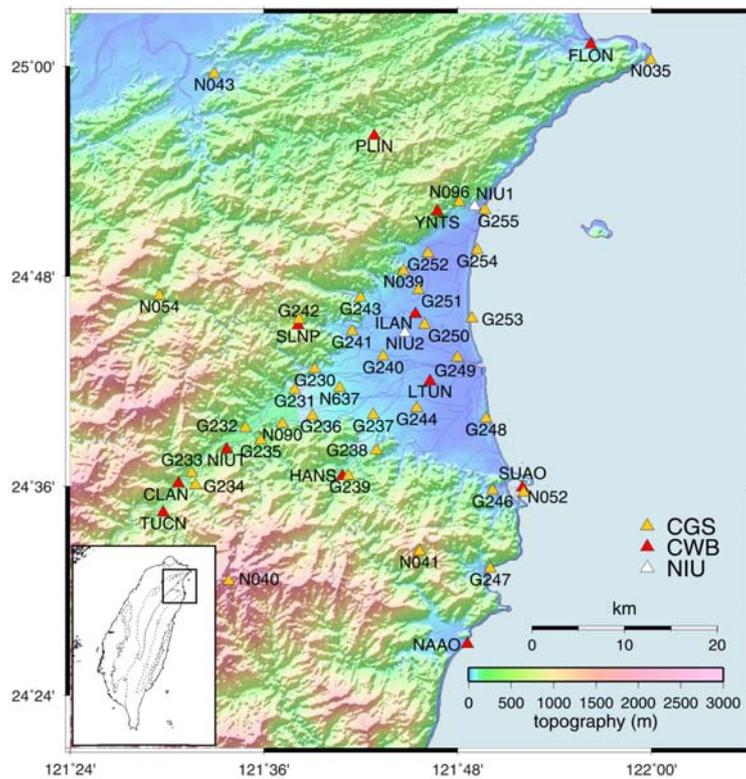


圖 3.2 本研究之觀測站分布圖。黃色三角形表示地質調查所 (CGS) 之非連續式觀測站，紅色三角形表示氣象局 (CWB) 之連續觀測站以及白色三角形表示宜蘭大學 (NIU) 之連續觀測站。

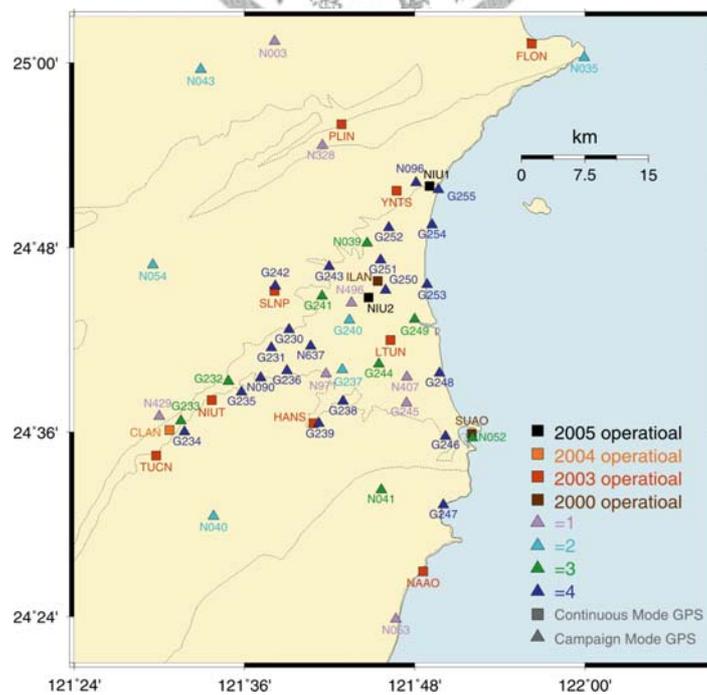


圖 3.3 觀測次數分布圖。正方形表示連續觀測站，三角形表示非連續式觀測站。

表 3.1 本研究使用 GPS 觀測站之接收儀(Receiver)與天線盤(Antenna)形式。

Receiver Type	Antenna Type
ASHTECH Z-XII3T	ASH701945C_M SCIS
AOA BENCHMARK ACT	AOAD/M_T
LEICA MC500	LEIAT504
LEICA SR530	LEIAT504 LEIS
ROGUE SNR-8000	AOAD/M_T
TPS ODYSSEY_E	CR3_GGD
TRIMBLE 4000SSE	TRM14532.00 TRM22020.00+GP TRM33429.00+GP TRM33429.20+GP
TRIMBLE 4000SSI	TRM14532.00 TRM22020.00+GP TRM29659.00 TRM33429.00+GP TRM33429.20+GP TRM41249.00
TRIMBLE 4700	TRM33429.00+GP TRM33429.20+GP TRM41249.00
TRIMBLE 4800	TRM32119.02
TRIMBLE 5700	TRM41249.00

### 3.2 GPS 座標之解算

本研究使用瑞士伯恩大學天文研究所 (Institute of Astronomy, University of Berne) 所研發的 Bernese 4.2 版 GPS 資料處理軟體 (Hugentobler et al., 2001) 進行 GPS 資料計算與網形平差。GPS 座標之解算主要分成兩部分：首先藉由 4 個國際 IGS (International GNSS Service) 連續觀測站 (其座標值及點位移動速度如表 3.2) 分別為美國關島連續站 (GUAM)、澳洲提賓比拉連續站 (TID2)、日本筑波連續站 (TSKB) 及中國武漢連續站 (WUHN) (圖 3.4) 與國內 6 個 GPS 連續觀測站分別為墾丁連續站 (KDNM)、金門連續站 (KMNM)、澎湖白沙連續站 (S01R)、

成功大學連續站 (CK01)、工研院連續站 (TNML) 及楊梅連續站 (TWTF) (圖 3.5) 之聯合解算, 求解此 6 個國內連續站於全球參考框架 ITRF2000 (Altamimi et al., 2002) 下之坐標及速度場。本研究所選取連續站主要是依據以下 3 個標準:(1) 觀測時間長。由於觀測時間長愈長愈能瞭解測站所包含的地形變化資訊;(2) 測站資料幾乎不受大地震的影響。由於地震的發生, 除了會造成顯著的同震位移, 更有可能會產生複雜的震後變形, 甚至改變地殼移動速率;(3) 測站移動速率穩定。再透過約制此 6 個國內連續站之坐標與速度場來解算本研究 49 個 GPS 觀測站之坐標。由於約制之國內連續站與觀測點位相距皆在 200 公里內, 相對於通過國際連續站聯合解算, 可避免因基線過長、觀測時間過短造成坐標精度不佳及坐標成果不穩定之結果。

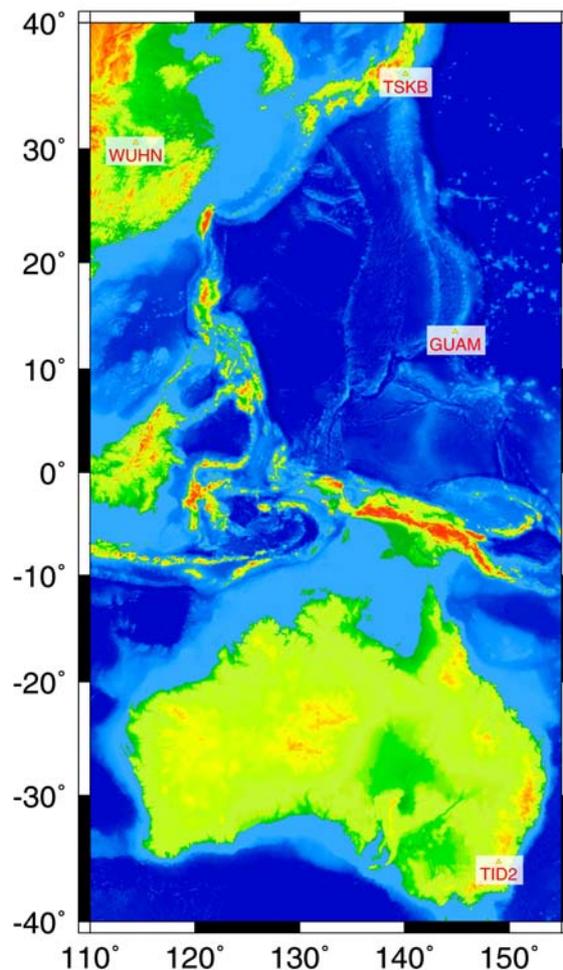


圖 3.4 本研究所使用之 4 個國際 IGS 追蹤站 (TSKB、WUHN、GUAM、TID2) 分布圖。

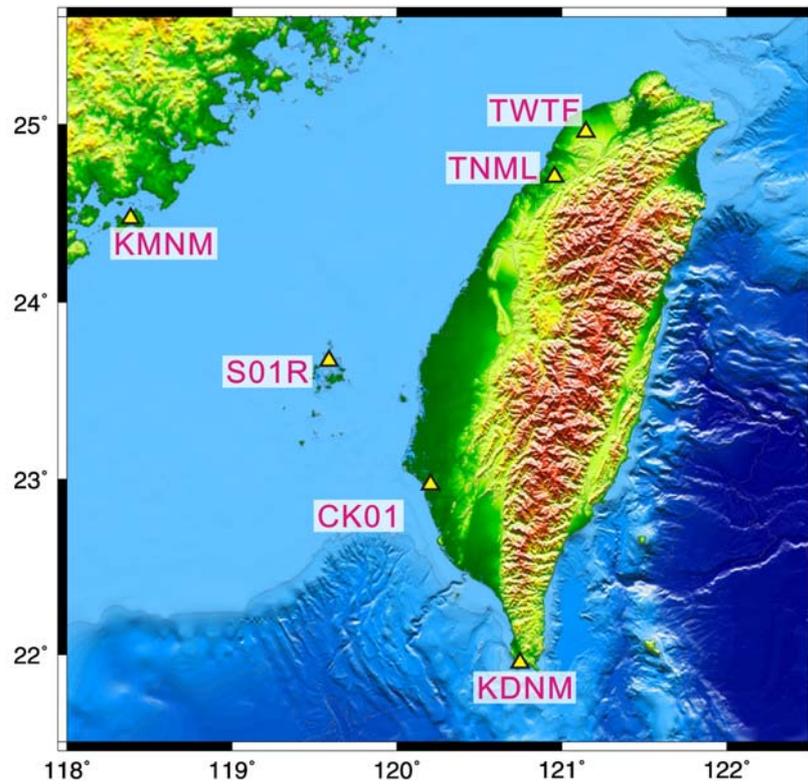


圖 3.5 本研究所使用之 6 個國內約制站 (TWTF、TNML、KMNM、S01R、CK01、KDNM) 分布圖。



表 3.2 本研究使用 4 個國際連續觀測站(IGS)座標值及點位移動速度。

點號	IGS 公告座標值(m)	點位移動速度(m/yr)
TSKB (日本筑波)	X = -3957199.240	$V_x = -0.0012$
	Y = 3310199.668	$V_y = 0.0073$
	Z = 3737711.708	$V_z = -0.0087$
TID2 (澳洲提賓比拉)	X = -4460996.129	$V_x = -0.0376$
	Y = 2682557.076	$V_y = 0.0011$
	Z = -3674443.694	$V_z = 0.0440$
WUHN (中國武漢)	X = -2267749.162	$V_x = -0.0325$
	Y = 5009154.325	$V_y = -0.0077$
	Z = 3221290.800	$V_z = -0.00119$
GUAM (美國關島)	X = -5071312.800	$V_x = 0.0042$
	Y = 3568363.492	$V_y = 0.0105$
	Z = 1488904.316	$V_z = 0.0030$

### 3.2.1 GPS 資料處理流程

GPS 觀測資料利用 Bernese 4.2 版軟體處理流程概述 (Hugentobler et al., 2001) 如下 (圖 3.6)：

- (1) 觀測資料轉檔：原始觀測資料由於各接收儀形式的不同，因此紀錄的檔案格式也不同。此程式首先將原始觀測資料轉成 RINEX (Receiver Independent Exchange Format) 格式，再轉成 Bernese 軟體所使用之格式。
- (2) 精密星曆及軌道參數：本研究採用 IGS 所提供的精密星曆取得軌道參數及各衛星之時錶修正量。Bernese 軟體與此步驟有兩個主要程式：PRETAB 及 ORBGEN。PRETAB 程式是將精密星曆從大地座標框架轉換成天球座標框架 (Celestial Reference Frame)，且輸出為表格軌道檔 (Tabular file)。而 ORBGEN 程式是利用表格軌道檔組成 6 個克卜勒軌道元素及 2 個 ROCK4/42 模式之太陽輻射參數的標準軌道檔，作為資料編修及後處理之用。
- (3) 檢查電碼觀測量：利用 CODCHK 程式進行電碼資料檢查，並剔除錯誤的觀測量，將離群 (Outlier) 的觀測電碼標示。
- (4) 單點定位：利用 CODSP 程式將電碼觀測量配合對流層折射改正模式進行單點定位，以最小二乘法計算測站座標及接收儀時鐘改正。
- (5) 組成一次差觀測量：利用 SNGDIF 程式計算獨立基線網之一次差觀測量，將所有測站依觀測量的數目及最短基線，選擇兩站共同觀測量最多者，組成線性獨立的一次差分觀測量 (Single Difference)。此程式也可利用人工的方式定義基線的組合。
- (6) 相位觀測量跳週偵測與補嘗：使用 MAUPRP 程式編修一次差 GPS 觀測資料，進行週波脫落之補正、時錶差之修正及錯誤觀測量或不能使用的觀測量之標示。而被標示的觀測量在接下來的處理程序中，將不再使用。所用的檢查頻率可為 L1、L2 及 L3 (無電離層線性組合)，對雙頻 GPS 資料則建議使用 L3，以消除電離層折射之影響。

- (7) 求解各種未知參數: GPSEST 程式是將篩選過之相位觀測量組成二次差觀測量以求解座標參數。在求解參數時, 首先利用 QIF (Quasi-Ionosphere-Free) 方式解算週波未定值, 採用 L1 及 L2 載波訊號, 每一條基線循序解算。解算完每條基線的週波未定值之後, 將未定值代入方程式中, 使用消去 (ELIMI) 策略, 並採用 L3 觀測量, 在時段模式下同時處理各時段相應之所有基線來解算週波未定值, 如此所得結果便兼顧到各基線間之相關性。
- (8) 疊加法方程式得到整體解: 利用 ADDNEQ 程式將二次差處理所得各時段之全部基線解加以合併成為一個單一的時刻全網解。且 ADDNEQ 程式可將每一時段解同時輸出為 SINEX 檔及 NEQ 檔。SINEX 檔所包含的訊息主要為待估參數, 如測站坐標參數、地球自轉參數、對流層參數等, 以及其相應的方差—協方差矩陣 (Variance-covariance Matrix), 為 ASCII 格式。NEQ 檔內包含的訊息則是法方程左右兩邊的係數矩陣, 為 BINARY 格式。

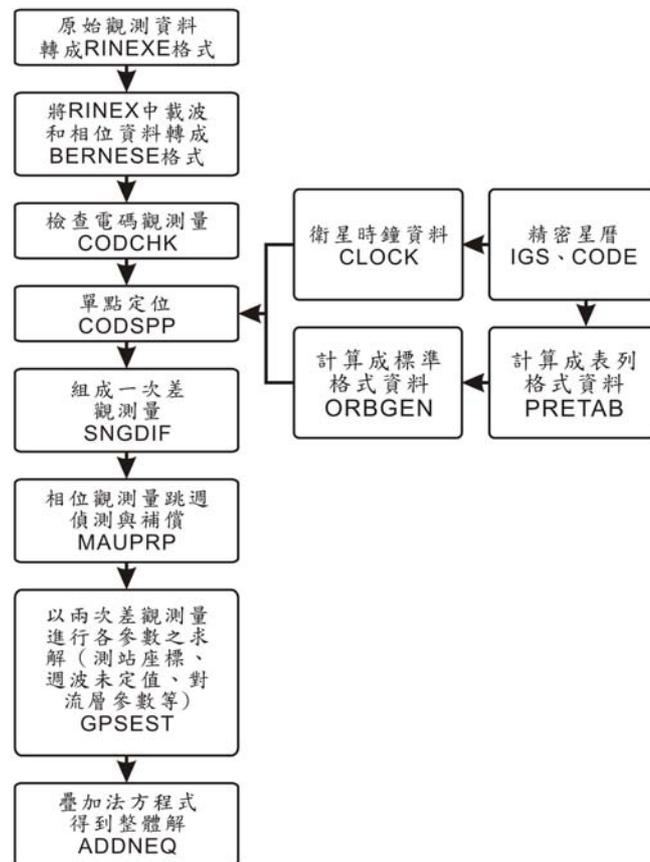


圖 3.6 Bernese 4.2 版之計算流程圖(修改自 Hugentobler et al., 2001; 蔡旻穎, 2007)。

### 3.3 GPS 速度場評估

為了探討宜蘭地區地殼變形行為，本研究利用 GPS 觀測坐標的成果，進行各觀測站速度之評估。在速度場求解方面，我們首先分析各個觀測站之座標時間序列，並採用空間濾波之技術 (Wdowinski et al., 1997; Tabei and Amin, 2002) 來移除約制站所造成之系統誤差；接著藉由下列方程式針對第  $n$  個測站的第  $i$  個座標分量之時間系列進行擬合如 3-1 式，以最小二乘法之線性迴歸推求觀測站各座標分量之速度場，其速度場求解之流程如圖 3.7 所示。

$$x_n^i(t) = a_n^i + b_n^i \cdot t + v_n^i \quad (3-1)$$

其中， $a_n^i$  為截距， $b_n^i t$  為測站速率， $v_n^i$  為殘差值 (residual)。

此外，因受到 2005 年 3 月 5 日宜蘭雙主震的影響，因此在計算速度場時，將扣除此地震對各測站所造成之同震位移量。同震變形修正降於下一節詳述。本研究求得 2002 至 2006 年間觀測站之速度結果列於附錄 A。

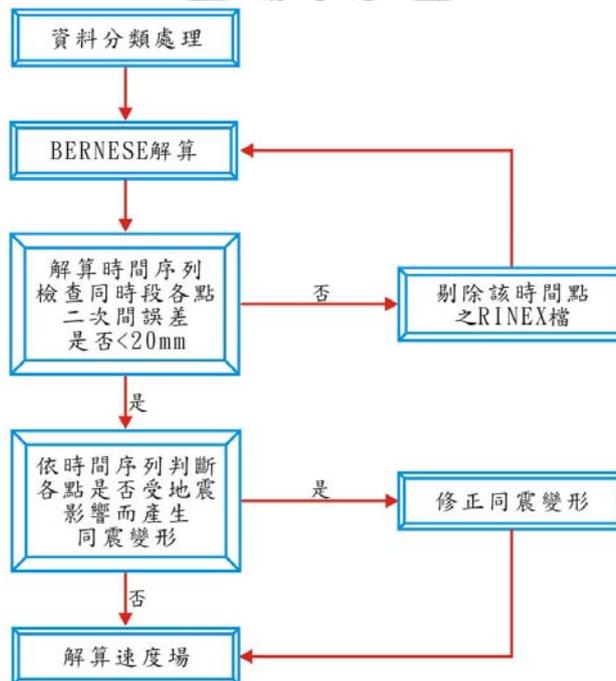


圖 3.7 GPS 速度場解算流程 (修改自饒瑞鈞等, 2006; 侯進雄, 2007)。

### 3.4 同震變形效應之修正

2002 至 2006 年觀測時間內，宜蘭地區於 2005 年 3 月 05 日 19 時 06 分發生規模為 5.9 之強震，震央位置為東經 121.84 度，北緯 24.66 度，深度為 10.54 公里，於 1.08 分鐘後於此地震西方約 5 公里處，又發生規模達 6.0 之強震，深度 6.2 公里（王天慧，2007）。如圖 3.8 所示，此兩主震發生時間、位置及規模皆十分相近，故一般稱為宜蘭雙主震。由 GPS 連續站資料顯示，此次地震所產生之同震變形最大可達 2 至 3 公分左右，因此，為了得到更精確的速度場資料，使用下列方法來修正同震變形。同震變形之修正依各觀測站施測方法的不同分為兩個部分：連續觀測站及非連續式觀測站之兩種修正方式。

#### 3.4.1 連續觀測站之同震修正

由於連續觀測站為 24 小時連續記錄，且每 30 秒接收一筆資料，因此可記錄到地震之同震變形。因此，利用各測站之座標時間序列，若發生地震前與地震後在時間序列上之斜率是相同時（ $V_a = V_b$ ），故將受到地震影響之時間序列斜率扣除同震值之後其斜率就會回到原來的斜率，如圖 3.9 所示。故我們將位於研究區域之宜蘭雙主震之同震值，利用以下之數學方法進行修正：

$$V_a = (V_1 \times \Delta T - D) / \Delta T \quad (3-2)$$

其中  $V_a$ 、 $V_b$  為地震之前與地震之後之斜率， $V_1$  是從觀測時間開始至觀測時間結束之斜率， $\Delta T$  為觀測時間， $D$  為同震變形量。

又如果地震前與地震後在時間序列上之斜率是不相同時（ $V_a \neq V_b$ ），將分別計算震前及震後之速度場，再取兩時間段之平均速度做為該測站之速度。最後修正之速度場如圖 3.10 所示，連續觀測站 HANS（位置見圖 3.2）之時間序列。藍色虛線表示宜蘭雙主震發生時間，紅色實線表示座標擬合線。（A）為觀測站座標未扣除同震變形之時間序列，（B）為觀測站已扣除同震變形之時間序列。

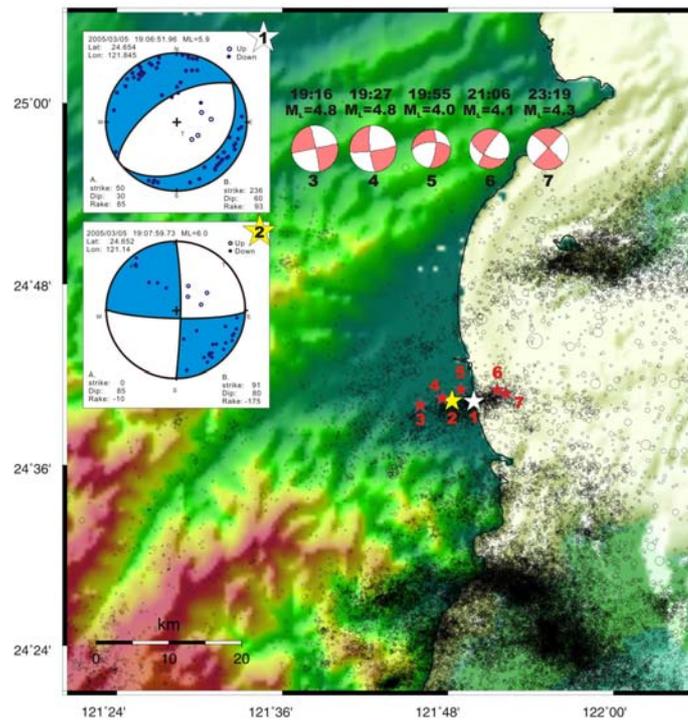


圖 3.8 2005 年 3 月 5 日宜蘭雙主震之位置圖。圖中黑色圓圈的部分為 1994 到 2006 年規模大於 3.0 震源深度小於 30km 的背景地震，圖中星號及其對應之斷層機制解為 2005 年的宜蘭雙主震之主餘震序列。圖中紅色星星為當天其規模大於四之餘震，對應到圖中上之斷層機制解，圖中數字依地震發生之時間而編號。而這群地震與江新春之濁水斷層位置相似，且由斷層機制解來看為走向滑移之左移斷層。(修改自王天慧，2007，Wu et al., 2008a, 2008b)。

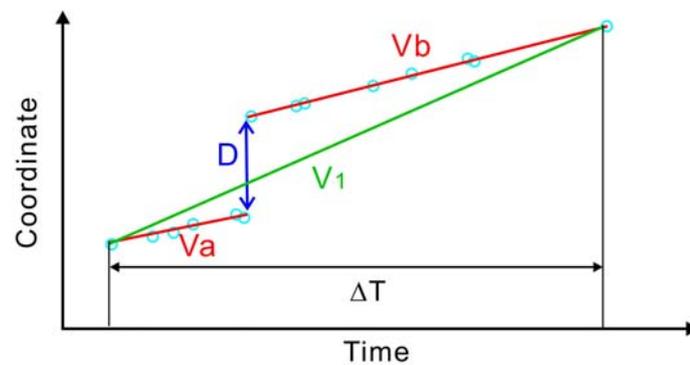


圖 3.9 同震修正之示意圖。Va、Vb 為地震之前與地震之後之斜率，V1 是從觀測時間開始至觀測時間結束之斜率， $\Delta T$  為觀測時間，D 為同震變形量。

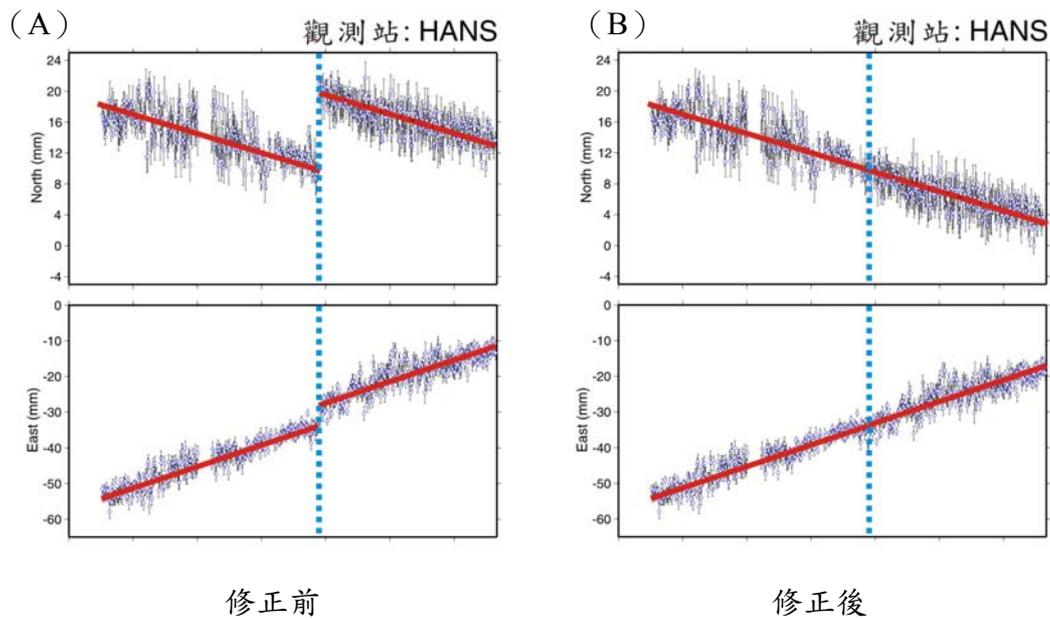


圖 3.10 連續觀測站 HANS (位置見圖 3.2) 之時間序列。橫軸為時間，縱軸為觀測站之南北、東西方向座標變化量，藍色虛線表示宜蘭雙主震發生時間，紅色實線表示座標擬合線。(A) 為觀測站座標未扣除同震變形之時間序列，(B) 為觀測站已扣除同震變形之時間序列。

### 3.4.2 非連續式觀測站之同震修正

由於非連續式觀測站施測次數過少，未能記錄到同震變形，因此本研究利用 GOCAD 及 Poly3D 軟體進行同震地表位移量分析。GOCAD (Geological Object Computer Aided Design) 軟體為三維地質模擬軟體，其利用 Discrete Smooth Interpolation 做為 GOCAD 的核心架構，此演算法對於定義空間中節點之各種屬性，可處理較為複雜與大量的資料，更加符合自然環境中的各種情形；其可建立各種構造模型與速度模型等 (Mallet, 1989)。Poly3D 軟體用於計算準靜態位移、線彈性下的應力與應變場，均質或半空間下平面、不連續位移多邊元素以及邊界元素法 (Boundary element method)。Poly3D 軟體可依不同的斷層模型、地質參數等模擬斷層面的滑移量以及地表位移量，斷層模型之參數，如斷層面走向、傾角、深度等，依據不同斷層特性設定 (Thomas, 1993)。

建立同震修正模型之流程如圖 3.11，首先利用宜蘭雙主震之主餘震資料，假設地震皆於斷層面上發生滑動，藉由 GOCAD 軟體求得最佳斷層面（圖 3.12），再利用 Poly3D 軟體推求斷層面的滑移量及地表的位移量。將連續觀測站同震位移資料（圖 3.13）用 Poly3Dinv 反演斷層面的滑移量，再將此滑移量正演求得地表位移量（圖 3.14）。若觀測值與計算值穩合則採信此斷層模型，反之則重新設訂斷層模型參數，直至計算值與觀測量吻合。最後，各觀測站再利用前一節圖 3.8 之同震修正方法（3-1 式），扣除 Poly3D 軟體所求得之同震計算值，即可求得修正後之速度場。

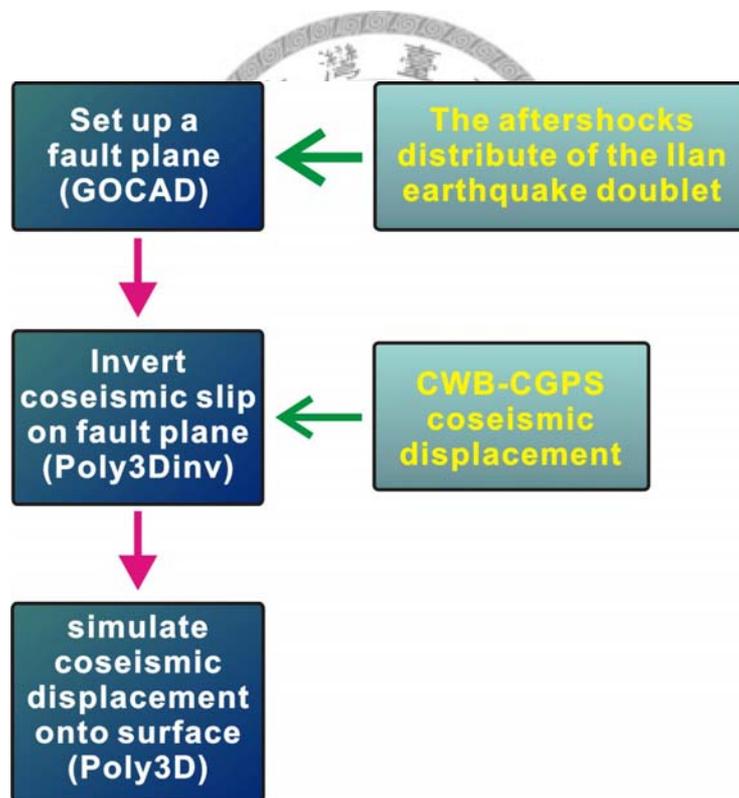


圖 3.11 同震修正模型之流程圖。左側為主要流程之步驟，括號內為所使用之軟體或程式名稱；右側為所使用之觀測資料。

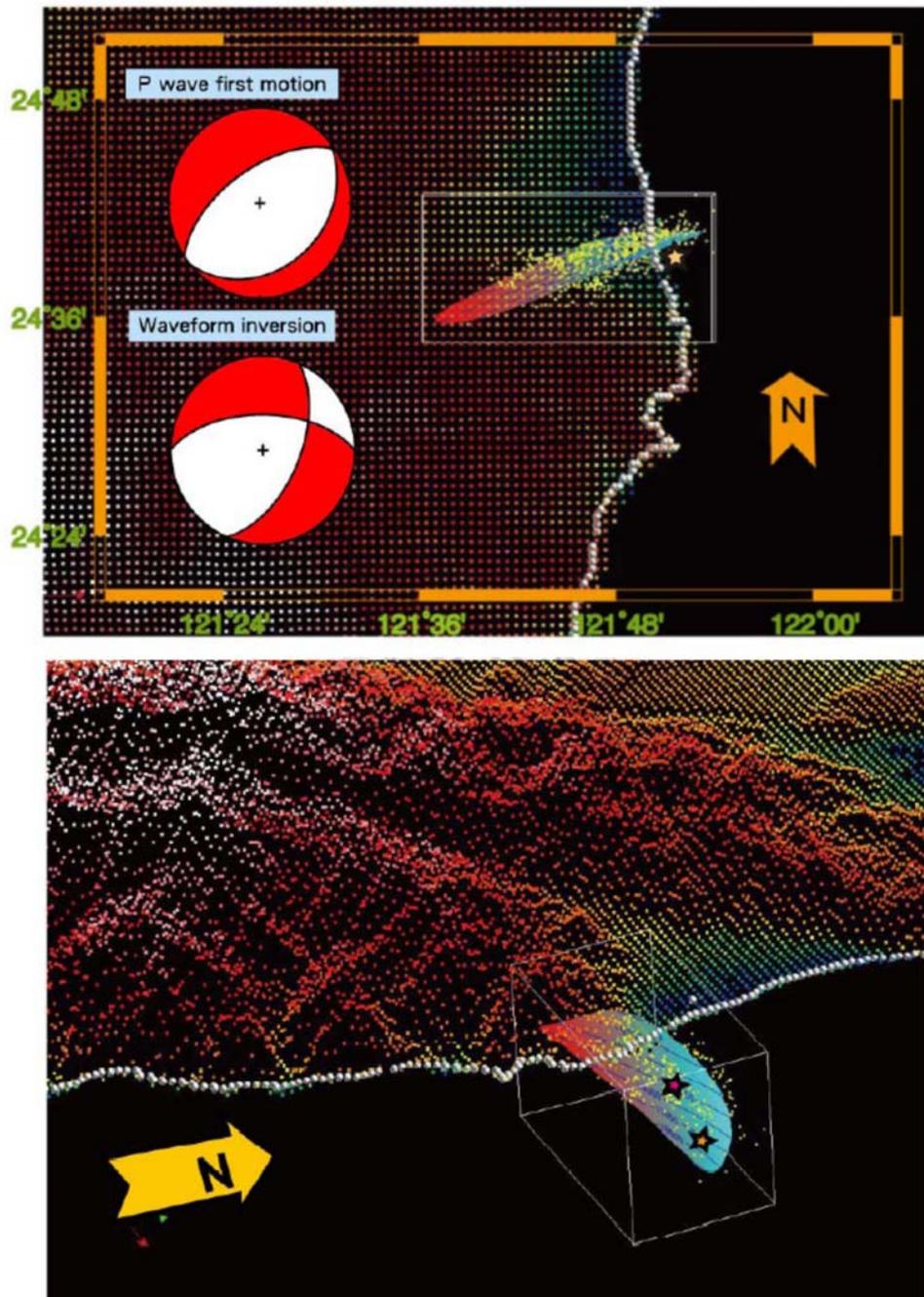


圖 3.12 GOCAD 軟體求得之最佳斷層面。上圖為俯視圖，上側為北方；下圖則右側為北方（摘自王天慧，2007）。

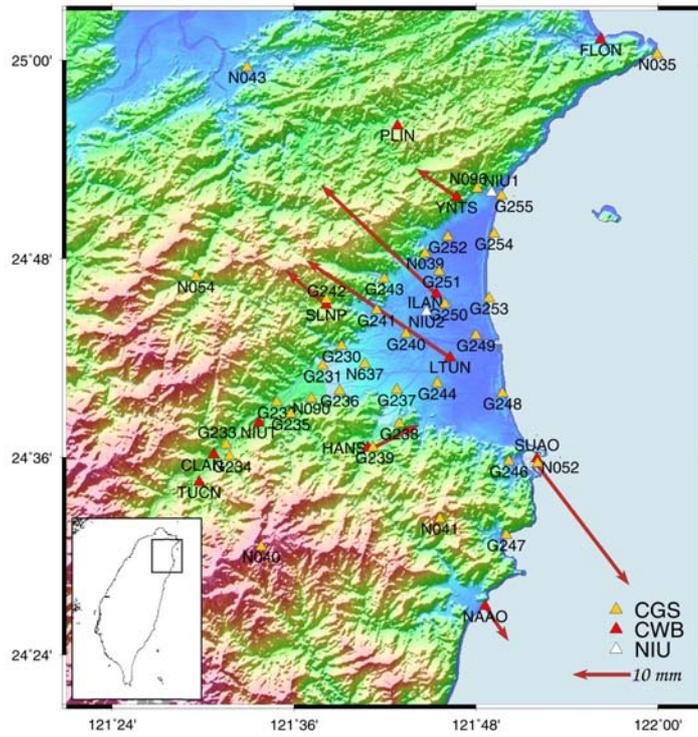


圖 3.13 中央氣象局 GPS 連續觀測站之宜蘭雙主震同震位移量。紅色向量為地震後五天之平均變形量。

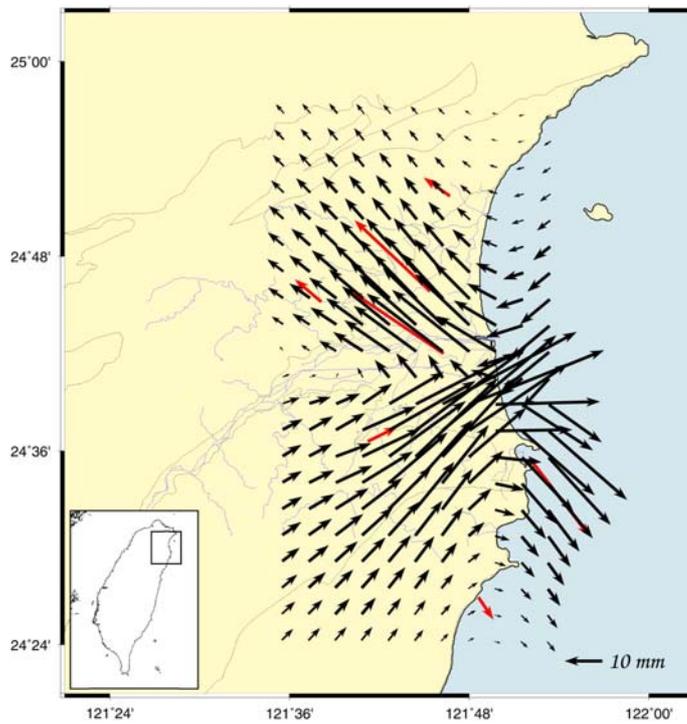


圖 3.14 宜蘭雙主震同震位移量模擬。紅色向量表示中央氣象局 GPS 連續觀測站之同震位移量，黑色向量表示 Poly3D 軟體模擬之同震位移量。

### 3.5 應變率之計算

應變速率反映的是各測站間的速度梯度變化，利用應變速率於空間中分布的特性，可以有效的協助我們討論各個區域應變累積 (strain accumulation) 及其地震危害度之問題 (Ward, 1994)。因此，經由速度場進一步的分析，可以協助我們初步推估地表之應變特性，此外還可以透過 GPS 速度場進行地表應變量之計算與分析，更精確的獲得地表應變量。由於各測站間之距離並不相同，因此採用 Shen et al. (1996) 之內差技術來計算宜蘭地區之主應變速率 (principal strain rate)、面膨脹率 (dilatation rate) 及旋轉率 (rotation rate)。在本研究所使用應變計算之方法中將考慮測站和內插點的距離及測站速度的標準偏差，給予不同的權重來計算合理的應變率。

應變速率的基本計算原理是基於平面應變 (plane strain) 的假設，考慮一個物體受到應力作用後，便只反映在水平 (如 NE) 平面上，垂直地表方向則無應變發生。應變速率正值表示伸張，負值表示縮短 (壓縮)。基本的應變速率計算則是將測網分成各個多邊形，並計算每個測網內應變速率。由於測網內任一測線的應變率 ( $\dot{\epsilon}$ ) 可寫成：

$$\dot{\epsilon} = (dL/dt) / L \quad (3-3)$$

其中 L 是距離，dL 是距離變化量，dt 是時間間距，故  $dL/dt$  為基線長度之變化速率。應變張量 ( $\epsilon_{ij}$ ) 用以表示一物體產生的變形狀態，可以由矩陣型式表示物體的應變張量，稱為應變矩陣 (strain matrix) 如 3-4 式，其為應變張量在某一座標中的表示方法。應變矩陣的主對角元素 (如  $\epsilon_{xx}$ 、 $\epsilon_{yy}$ 、 $\epsilon_{zz}$ ) 為正向應變量，其餘元素 (如  $\epsilon_{xy}$ 、 $\epsilon_{xz}$ 、 $\epsilon_{yx}$ 、 $\epsilon_{yz}$ 、 $\epsilon_{zx}$ 、 $\epsilon_{zy}$ ) 為剪應變量。3-4 式中， $\epsilon_{ij}$  表示應變率在 i、j 方向上的張量。

$$\mathcal{E}_{ij} = \begin{bmatrix} \mathcal{E}_{xx} & \mathcal{E}_{xy} & \mathcal{E}_{xz} \\ \mathcal{E}_{yx} & \mathcal{E}_{yy} & \mathcal{E}_{yz} \\ \mathcal{E}_{zx} & \mathcal{E}_{zy} & \mathcal{E}_{zz} \end{bmatrix} \quad (3-4)$$

假設應變率張量的參考座標為 E 軸向東、N 軸向北之地平座標系。而應變速率  $\dot{\mathcal{E}}$  與地表應變率張量  $\dot{\mathcal{E}}_{ee}$ 、 $\dot{\mathcal{E}}_{mm}$  與  $\dot{\mathcal{E}}_{en}$ （下標 e 代表 E 軸向東方向，下標 n 代表 N 軸向北方向）之關係為：

$$\dot{\mathcal{E}} = \dot{\mathcal{E}}_{ee} \sin^2 \theta + \dot{\mathcal{E}}_{en} \sin 2\theta + \dot{\mathcal{E}}_{mm} \cos^2 \theta \quad (3-5)$$

其中  $\dot{\mathcal{E}}_{ee}$ 、 $\dot{\mathcal{E}}_{mm}$  正值表示伸張，負值表示縮短； $\dot{\mathcal{E}}_{en}$  正值表示沿東西方向有右旋剪切應變率或沿南北方向有左旋剪切應變率（shear strain rate），反之， $\dot{\mathcal{E}}_{en}$  負值則表示沿東西方向有左旋剪切應變率或沿南北方向有右旋剪切應變率。 $\theta$  為自正北以順時鐘方向量度之測線方位角。若同一測網內有三條以上不同方向的測線，則可利用最小二乘法求得該網之應變速率張量  $\dot{\mathcal{E}}_{ee}$ 、 $\dot{\mathcal{E}}_{mm}$  與  $\dot{\mathcal{E}}_{en}$ （Prescott et al., 1979）。

近年來由於觀測資料之觀測站密度與施測精度的提升，因此，Shen et al. (1996) 採用幾個鄰近測站所量測的速度來計算任一點（內插點）的應變率與旋轉率，如圖 3.15 所示。各測站對計算點的貢獻量則使用距離的指數函數來計算，距離愈近，貢獻愈大，反之則愈小。另一方面，Shen et al. (1996) 藉由大地測量之觀測資料，計算平面上每個格點之應變率，並將速度梯度表示為一個應變速率和旋轉速率的和，方程式如下：

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial v_e}{\partial x} & \frac{\partial v_e}{\partial y} \\ \frac{\partial v_n}{\partial x} & \frac{\partial v_n}{\partial y} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial v_e}{\partial x} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_e}{\partial y} + \frac{\partial v_n}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_n}{\partial x} + \frac{\partial v_e}{\partial y} \right) & \frac{\partial v_n}{\partial y} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_e}{\partial y} - \frac{\partial v_n}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_n}{\partial x} - \frac{\partial v_e}{\partial y} \right) & 0 \end{bmatrix} \quad (3-6)$$

其中  $v_e$ 、 $v_n$  為速度的東西和南北分量。經由矩陣運算適當的轉換，可寫成：

$$\begin{bmatrix} v_e^i \\ v_n^i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta x_{ij} & \Delta y_{ij} & 0 & \Delta y_{ij} \\ 0 & 1 & 0 & \Delta x_{ij} & \Delta y_{ij} & -\Delta x_{ij} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} v_e^j \\ v_n^j \\ \dot{\epsilon}_{ee}^j \\ \dot{\epsilon}_{en}^j \\ \dot{\epsilon}_{nn}^j \\ \dot{\omega}^j \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} r_e^i \\ r_n^i \end{bmatrix} \quad (3-7)$$

其中  $v_e^j$ 、 $v_n^j$  為內插點  $j$  的速度分量； $\Delta x_{ij}$ 、 $\Delta y_{ij}$  為觀測點  $i$  到內插點  $j$  的距離分量； $\dot{\epsilon}_{ee}^j$ 、 $\dot{\epsilon}_{en}^j$ 、 $\dot{\epsilon}_{nn}^j$  為內插點  $j$  的應變率張量； $\dot{\omega}^j$  為內插點  $j$  的旋轉速率； $r_e^i$ 、 $r_n^i$  為觀測點  $i$  速度分量之殘差。

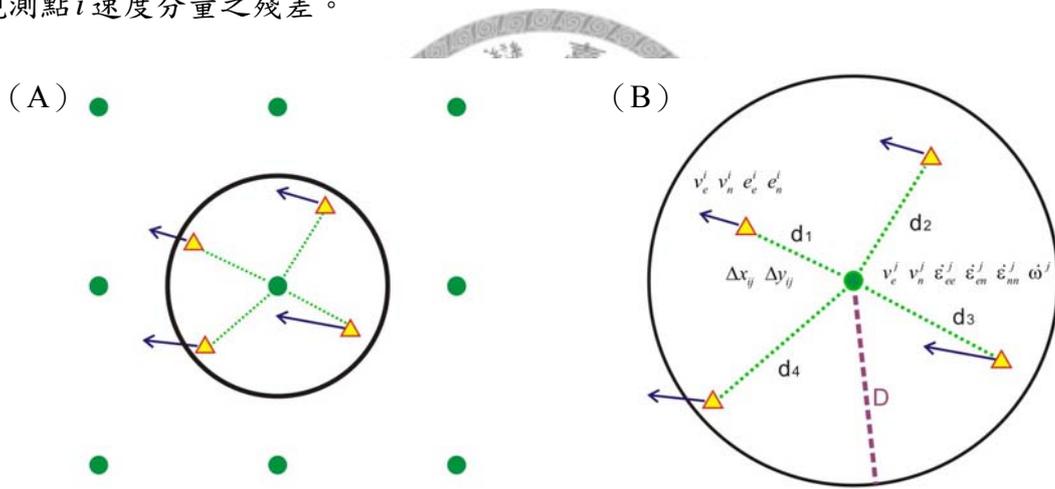


圖 3.15 應變計算方法示意圖。綠點表示內插點，黃色三角形觀測站，藍色向量為速度場。

此外，因測站與內插點的距離不相等，各測站的權重值是由測站速度標準偏差所得之權重  $W_s$  與測站和內插點之距離權重  $W_d$  來給定 (Shen et al., 1996)，利用下式表示：

$$W_s = 1/\sigma \quad (3-8)$$

$$W_d = \exp(-d^2/D^2) \quad (3-9)$$

其中， $\sigma$  為觀測誤差， $d$  為觀測點至內插點的距離， $D$  則為特性長度 (distance-decaying constant)。特性長度  $D$  之決定是採用 Ward (1998) 之方法，以距內插點第四個最接近點之距離訂為特性長度，因此，利用此方法，我們可以考慮到各區域測站密度之不同而採用不同的值。根據 (3-7) 式，若有四點以上的觀測量，就可以計算內插點各個待求參數。此外，為了避免計算過程中出現外插的結果而造成對結果的過度解釋，我們僅計算測網涵蓋範圍內的格點。但由於測網涵蓋範圍內的最外圈之格點，有可能測站皆位於同一側，非均勻分布，因此最外圍之內插點所計算出來之應變率等，誤差較大。

本研究使用應變率張量，以 Prescott et al. (1979) 所想之數學式來計算平均之面膨脹率、主應變率、剪應變及其相應之方位角：

$$\dot{\epsilon}_1 = \frac{1}{2}(\dot{\epsilon}_{ee} + \dot{\epsilon}_{nn}) + \left[ \dot{\epsilon}_{en}^2 + \frac{1}{4}(\dot{\epsilon}_{ee} - \dot{\epsilon}_{nn})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3-10)$$

$$\dot{\epsilon}_2 = \frac{1}{2}(\dot{\epsilon}_{ee} + \dot{\epsilon}_{nn}) - \left[ \dot{\epsilon}_{en}^2 + \frac{1}{4}(\dot{\epsilon}_{ee} - \dot{\epsilon}_{nn})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3-11)$$

$$\phi = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left[ 2\dot{\epsilon}_{en} / (\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}) \right] \quad (3-12)$$

$$\Delta = \dot{\epsilon}_{ee} + \dot{\epsilon}_{nn} \quad (3-13)$$

$$\dot{\gamma} = \sqrt{\dot{\epsilon}_{en}^2 + (\dot{\epsilon}_{ee} - \dot{\epsilon}_{nn})^2 / 4} \quad (3-14)$$

$$\psi = \frac{1}{2} \arctan \left( (\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}) / 2\dot{\epsilon}_{en} \right) \quad (3-15)$$

其中  $\dot{\epsilon}_1$  為最大主應變率， $\dot{\epsilon}_2$  為最小主應變率， $\phi$  為  $\dot{\epsilon}_1$  之方位角， $\Delta$  為面膨脹率； $\dot{\gamma}$  為最大剪應變率， $\psi$  為  $\dot{\gamma}$  之方位角。各項參數中，面膨脹率可用來反映和正向滑移斷層 (dip-slip faulting) 有關之水平變形特性，最大剪應變率則反映和走向滑移斷層 (strike-slip faulting) 有關之變形特性 (Sagiya et al., 2000)。

## 第四章 研究成果與分析

GPS資料經處理過後，可以計算出GPS速度場。GPS速度場可以反映的是地殼變形在地表的運動情形，對於地殼變形的研究實為一項重要利器。由於2005年3月5日發生宜蘭雙主震，對於宜蘭地區の間震期測站速度之觀測造成一定的影響，本研究欲了解此地震活動的影響，藉由連續追蹤站之時間序列，以及半彈性空間斷層錯位模型的分析，修正2005年宜蘭雙主震所造成的同震位移，並利用修正後結果估算各測站相對於穩定大陸邊緣（澎湖白沙站，S01R）之速度場。速度場會因不同的參考框架改變其量值，但是應變速率則不會改變其量值，因此，本研究使用Shen et al. (1996)所提出的方法，根據速度場的梯度變化來評估應變速率在空間上之變化。本章將說明速度場分析、應變率及旋轉率分析結果，以了解此地區之地殼變形型態。下一章中，依不同的構造建立速度剖面，進一步探討不同的地下構造的活動型態。



### 4.1 速度場

#### 4.1.1 水平速度場

本研究 GPS 水平速度場之分析結果如圖 4.1 所示，圖中之 GPS 水平速度場是相對於澎湖白沙站 (S01R)。結果顯示整個宜蘭地區速度約為 0.87 至 37.32 mm/yr，其方位角介於 3°- 174°之間；最大值為 37.32 mm/yr，其方位角為 149°，位於宜蘭平原南緣海岸蘇澳附近(測站 N052)。而宜蘭平原區之速度為 0.87 至 14.83 mm/yr，其方位角介於 49°- 174°之間；而平原外圍山區之速度為 2.86 至 37.32 mm/yr，其方位角介於 3°- 174°之間，宜蘭平原西北方雪山山脈之速度為 2.86 至 7.97 mm/yr，其方位角介於 3°- 174°之間，而西南方中央山脈之速度為 3.37 至 37.32 mm/yr，其方位角介於 20°- 162°之間。

宜蘭平原之整體速度場有兩個趨勢。一為由北向南增加：以蘭陽溪作為分界，蘭陽溪以北之地區，GPS 速度較小，且方向較不一致，為 0.87-9.50 mm/yr，其方位角為 3°- 174°；相反地，蘭陽溪以南之速度場（速度為 3.07- 37.32 mm/yr，其方位角為 20°- 162°）則遠大於平原北部。另一為由西向東增加：牛鬥附近速度為 3.37 mm/yr（測站 G232），其方位角為 80°，往東愈近海岸其速度之增加就愈明顯，可達 37.32 mm/yr，其方位角為 149°（測站 N052）。

此外，沿著宜蘭平原南緣分布（牛鬥至蘇澳）之速度場，由西往東的變化呈現明顯之順時針旋轉，牛鬥地區之平均方位角約為 26°，三星之平均方位角約為 86°，至羅東地區之平均方位角約為 115°，蘇澳地區之平均方位角則為 148°，而整體的變化由 26°至 148°，一共順時針變化了 122°。

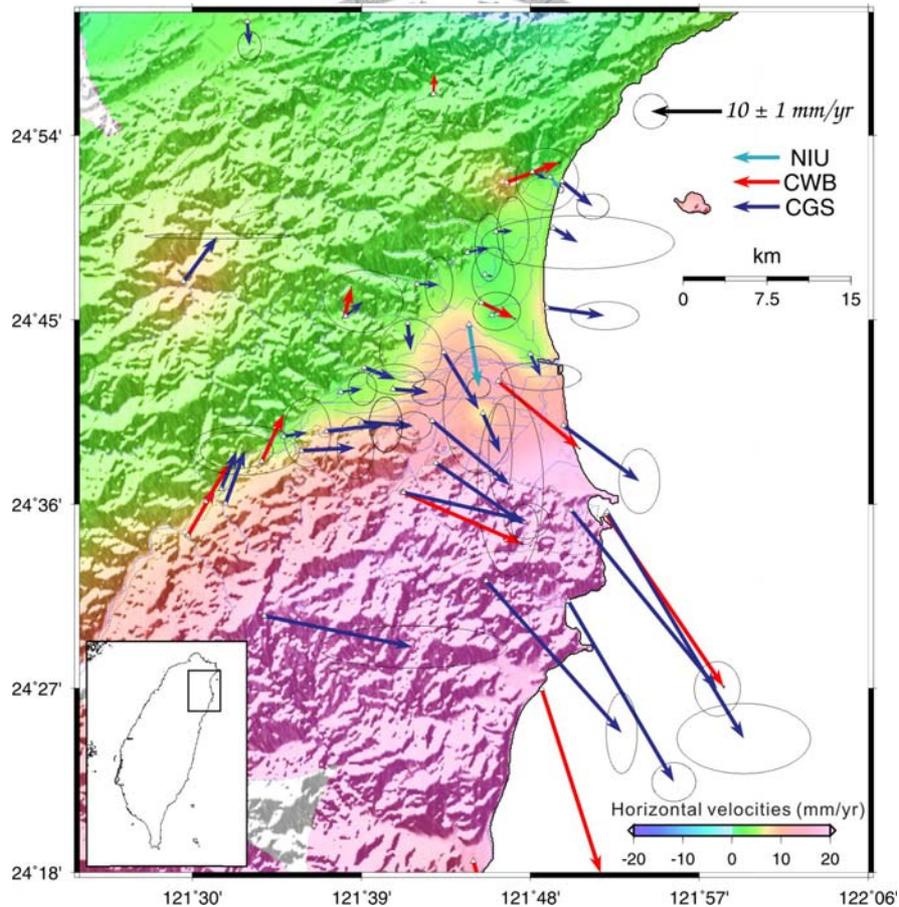


圖4.1 宜蘭地區相對於澎湖白沙站（S01R）之水平速度場。向量箭頭之橢圓代表 95%可信區間之誤差橢圓，底色表示水平方向之速度分量大小，點位速度內插半徑為10 km。

#### 4.1.2 垂直速度場

在垂直速度場方面如圖 4.2 所顯示，圖中於觀測站左邊之紅色線段，表示該觀測站之垂直速度場之誤差值。根據整體垂直速度場顯示整個宜蘭平原皆在下陷，最大值可達 27.96 mm/yr，位於宜蘭與羅東之間 (G240)；唯沿南側之中央山脈邊緣及牛鬥梨山斷層區域有抬升之趨勢。而圖 4.2 即可得知，對於垂直方向上的觀測，GPS 觀測誤差遠大於水平方向上的誤差，由因此本研究對其變動暫不予進一步的討論。

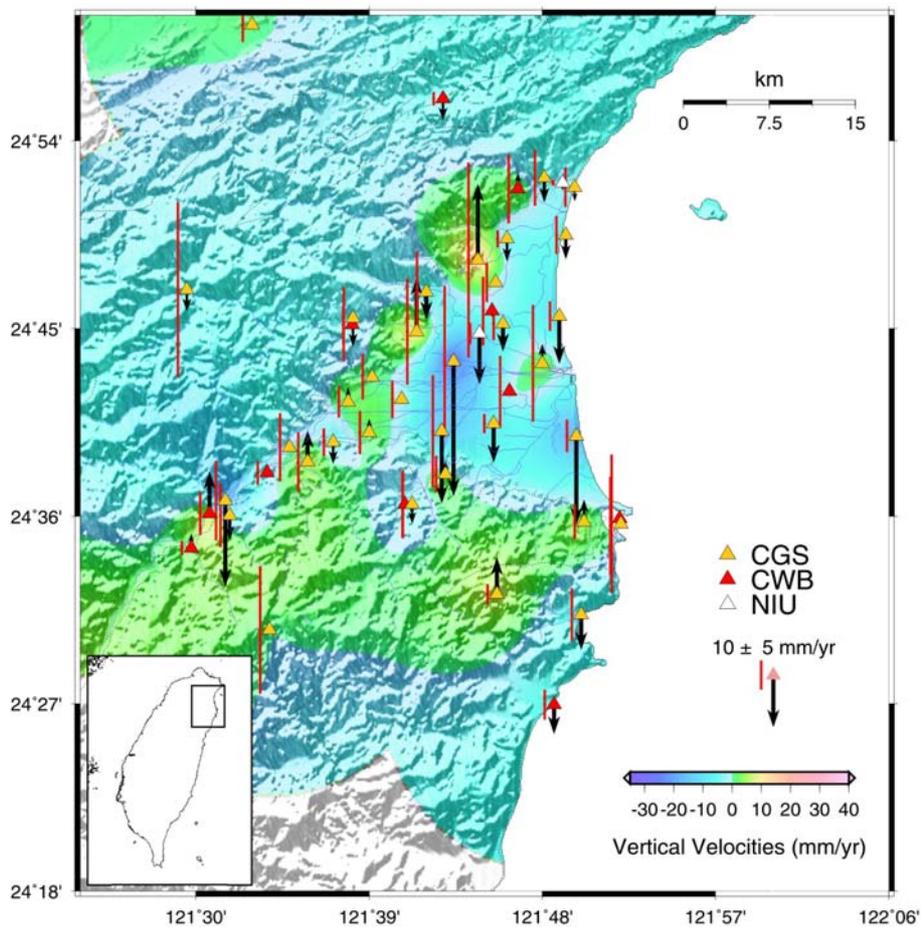


圖4.2 宜蘭地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之垂直速度場。觀測站左邊之紅色線段，表示該觀測站之垂直速度場之誤差值；底色表示垂直方向之速度分量大小。

## 4.2 應變分析

主軸應變率的計算方法為將目標區域建立網格，其邊長間距皆相等，並以各網格點為中心，選取搜尋半徑範圍內四個以上之觀測站來計算，少於四個測站則不計算，本研究所建立之網格點間距為 0.03 度（經度及緯度），搜尋半徑為 10 公里加以計算。此種計算方式唯於最外圍之網格由於測站較少所計算出來的結果有較大的誤差，但此算法之優點在於合理的內差計算應變率，可以瞭解測區內之應變趨勢。圖 4.3 呈現宜蘭平原之主軸應變速率分布情形。

圖 4.3 底圖等值圖之顏色則是表示面膨脹率，面膨脹率為最大與最小主軸應變之和，其負值（紅色）表示壓縮，正值（藍色）表示伸張。整個宜蘭平原的面膨脹率介於-1.78-2.04  $\mu\text{strain/yr}$  之間，最大面膨脹率為 2.04  $\mu\text{strain/yr}$  位於牛鬥東方五公里處，最小面膨脹率為-1.78  $\mu\text{strain/yr}$  位於頭城附近。

由此圖可知，宜蘭平原之主軸應變環境大致以西北-東南方向伸張變形為主，其最大主軸應變率為 0.15-2.32  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率為-2.24-0.65  $\mu\text{strain/yr}$ ；最大主軸應變率（2.32  $\mu\text{strain/yr}$ ）位於蘇澳西北西方約五公里處；而最小主軸應變率（-2.24  $\mu\text{strain/yr}$ ）位於頭城西北方 8 公里處。

平原的三頂點：頭城、牛鬥、蘇澳之應變環境則以壓縮變形為主，頭城地區壓縮應變方向為  $28^\circ$  到  $90^\circ$ ，其最大主軸應變率為 0.36-0.58  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率介為-2.24 至-0.57  $\mu\text{strain/yr}$  之間；牛鬥地區壓縮應變方向為  $10^\circ$  到  $167^\circ$ ，其最大主軸應變率為 0.15-0.55  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率介為-1.04-至-0.24  $\mu\text{strain/yr}$  之間；蘇澳地區壓縮應變方向為  $100^\circ$  到  $106^\circ$ ，其最大主軸應變率為 0.18-0.26  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率介為-0.82 至-0.45  $\mu\text{strain/yr}$  之間。造成此三處為壓縮變形之可能原因有二，其一為本研究連續站及非連續站資料並未同步處理，因此，可能由系統誤差所造成。另外由於本研究所採用應變率之計算方式（3.5 節），在內差網格邊緣處，用來計算之觀測點都位於同一側，因此，對於內差網格邊緣處可能產生較大的誤差。

宜蘭平原內部（不包含頭城、牛鬥及蘇澳等地區）則以伸張變形為主，壓縮主軸應變方向為  $24^{\circ}$  到  $127^{\circ}$ ，其最大主軸應變率為  $0.39-2.32 \mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率為  $-1.48-0.65 \mu\text{strain/yr}$ 。其中，值得注意的是平原內部伸張應變方向，由西向東的變化從西北-東南向往東逐漸轉成接近南北走向，故其伸張方向由西向東順時針一共旋轉了  $43^{\circ}$ 。

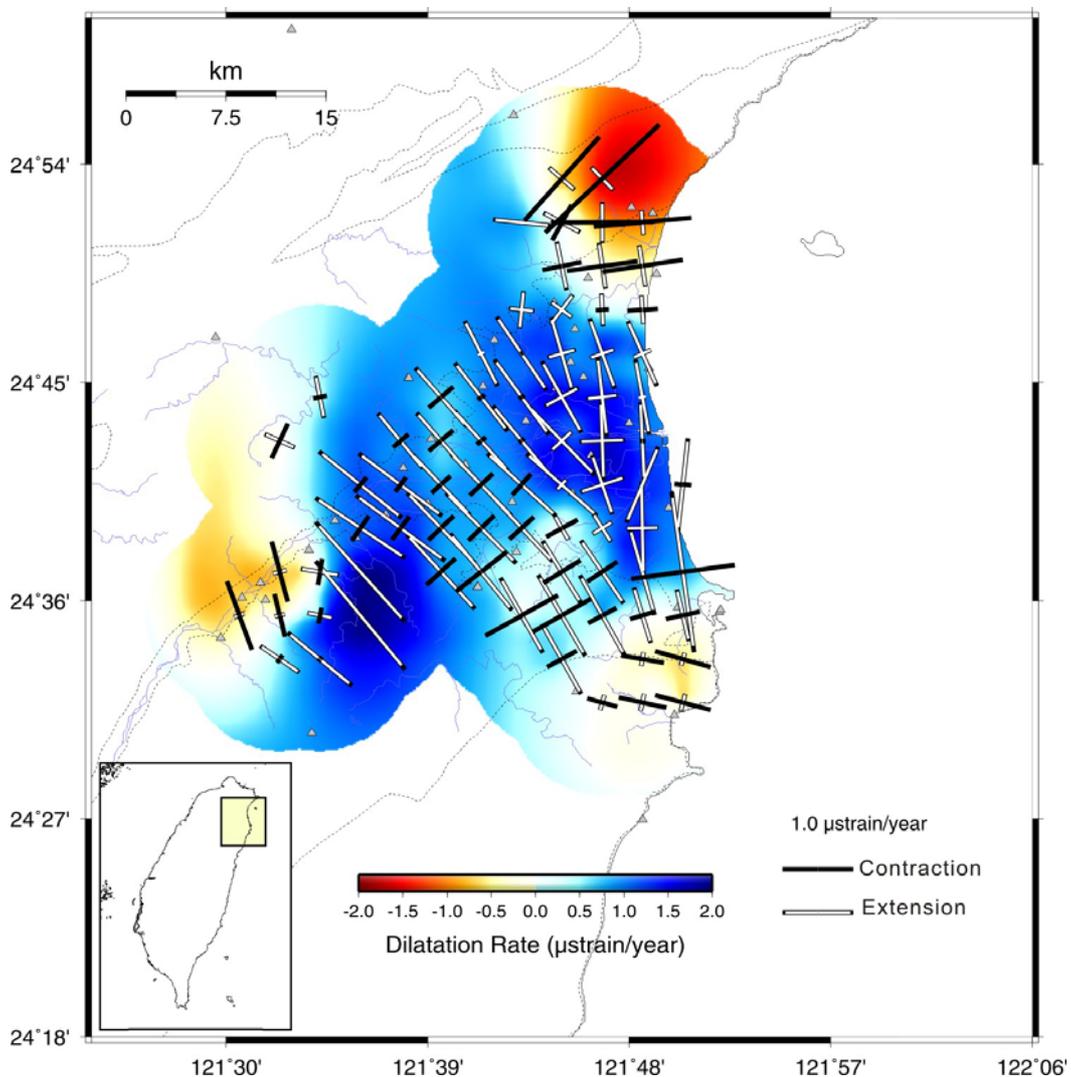


圖4.3 宜蘭地區主軸應變率及面膨脹率分布圖。黑色向量表示壓縮分量，白色向量表示伸張分量；三角形表示本研究所使用GPS觀測站之位置；底圖之顏色則是表示面膨脹率，其紅色表是壓縮，藍色表示伸張。

### 4.3 剪應變分析

剪應變分析的主要目的是表現岩體的沿著可能之剪動面破壞型態。由於宜蘭平原內之構造多為東西走向，且由近期地震觀測中，發現部分地震其發震機制為東西向之走向滑移斷層 (Liang et al., 2005)，因此，本研究只討論與構造線平行之左剪應變。根據圖4.4所示，研究區域從西到東所顯示的構造特性，圖中黑色粗線愈長代表左剪應變值愈大，若此線與構造線平行，則表示該構造具有左移剪切應變分量存在。宜蘭平原之構造特性為具左移分量之剪切應變行為，因此，左剪應變場可以顯示出宜蘭平原地區，可能為左移斷層系統之型態及其活動度。剪應變值介於0.01至3.79  $\mu\text{strain}/\text{yr}$ 之間；其最大左剪應變出現於蘇澳西北西方約五公里處，剪應變值為3.79  $\mu\text{strain}/\text{yr}$ 。

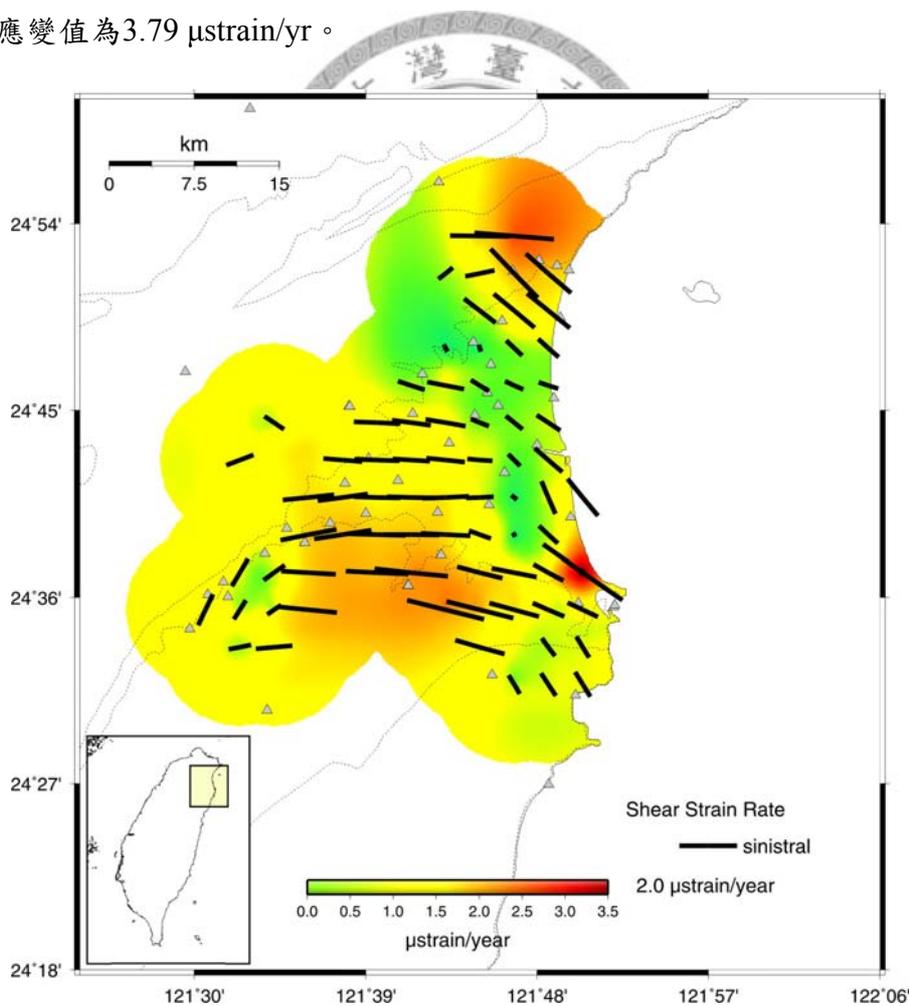


圖 4.4 宜蘭地區左剪應變場分布圖。其黑色線段表示最大左剪應變之方向與大小；三角形表示本研究所使用 GPS 觀測站之位置。

#### 4.4 旋轉率

旋轉率係表示速度梯度張量非對稱部分，正值為該地區之旋轉速率為順時針旋轉，反之則為逆時針旋轉。整個宜蘭平原的旋轉率為-0.90 至 1.21  $\mu\text{radian/yr}$ ，其分布情形如圖 4.5，宜蘭地區之最大旋轉率出現在頭城附近（頭城西北方 8 公里處），山脈與平原之交接處，旋轉率為 1.21  $\mu\text{radian/yr}$ 。由圖 4.5 得知，旋轉率於宜蘭平原之變化情形可分為四個部分：(1) 宜蘭平原之西北方雪山山脈為順時針旋轉，其量值為 0.06-1.21  $\mu\text{radian/yr}$ ；(2) 宜蘭平原東側之旋轉率(-0.90 至-0.02  $\mu\text{radian/yr}$ ) 呈現逆時針旋轉，且愈接近東邊海岸，旋轉率愈大；(3) 而牛鬥地區亦為逆時針旋轉，其量值為-0.52 至-0.09  $\mu\text{radian/yr}$ ，其旋轉速比平原東側較小些；(4) 平原南方之中央山脈及蘇澳地區為順時針旋轉，其量值為 0.12-0.71  $\mu\text{radian/yr}$ 。

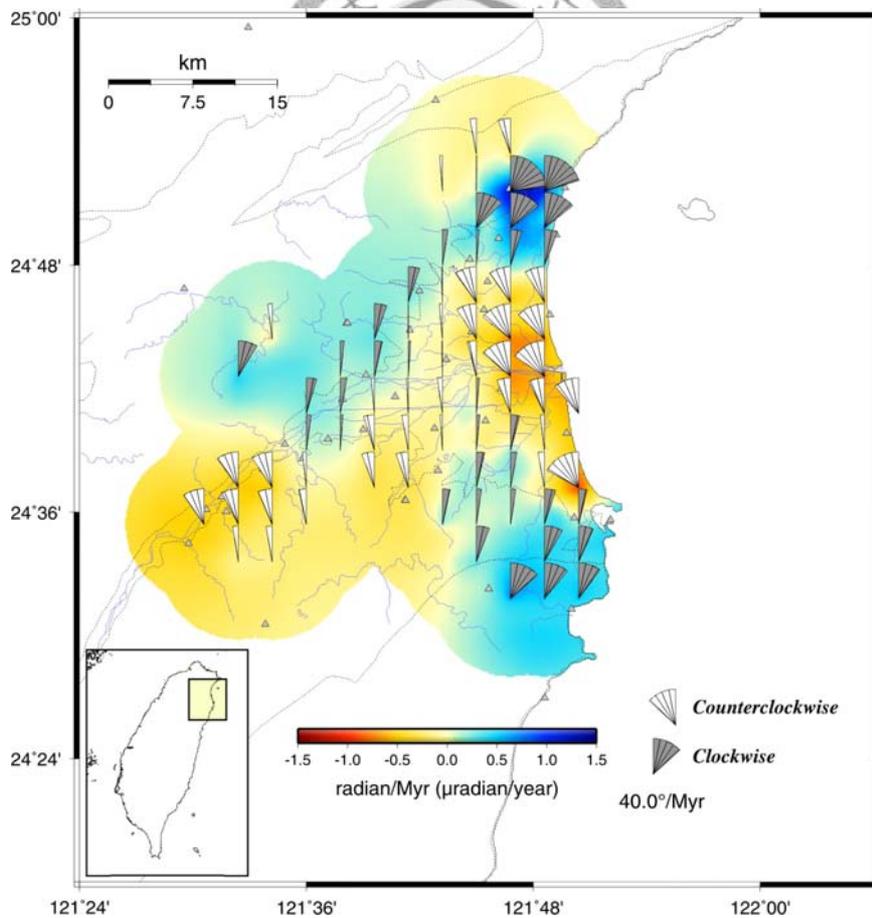


圖4.5 宜蘭地區旋轉率分布圖。黑色扇形表示順時針旋轉，白色則為逆時針旋轉；三角形表示本研究所使用GPS觀測站之位置。

## 第五章 討論

### 5.1 主要活動構造之特性

GPS 速度場最能直接反映的是構造的活動，藉由速度場中速度向量的不連續，我們可推測活動構造的可能位態及其活動性。由於宜蘭平原覆蓋巨厚之沉積物，斷層的位置僅利用地表上露頭的觀測是難以確定的。根據中央地調所公布之活動斷層分布圖中，宜蘭平原上並沒有繪出任何斷層系統，但不表示平原中沒有活動斷層，因此當務之急更需要利用 GPS 觀測研究平原上之斷層位置、位態及活動性，進一步的了解以降低人民生命與財產的危險與威脅。

宜蘭地區位於呂宋島弧與歐亞板塊斜向碰撞、琉球弧溝系統及沖繩海槽張裂的過渡帶上，故地區發震頻率非常高。從 1991 年至 2006 年之地震資料來看，台灣東北地區（東經 121.3 度至 122.3 度，北緯 24.3 度至 25.1 度），規模大於四以上之地震一共發生了 251 次，在所有的地震事件當中，規模介於 4.0~5.0 之間有 206 次，規模為 5.0~6.0 之地震有 38 次，規模大於 6 之地震共 8 次（Wu et al., 2008b）（圖 5.1）。由於地震活動頻繁，透過地震重新定位和震源機制解的研究，可以彰顯此地區應變集中之地震密集帶。過去前人研究中，分別利用地震分布、P 波與 S 波的到時資料以及地震發生的數目（b 值統計法）等方法求得宜蘭地區之地震密集帶，進而推測活動構造可能之位置（Tsai et al., 1975；Yeh et al., 1989；Teng and Lee, 1996；Liang et al., 2005；康竹君等，2007；黃信樺，2007）（圖 5.2）。由圖 5.2 發現，宜蘭平原上活動構造之位置非常複雜，尤其是平原北側。將前人研究整理之後發現，早期活動構造的發育多位於平原北側，近年來大地測量觀測顯示活動構造的發育逐漸往南移動（Liu, 1995）。

過去此地區另有前人也利用 GPS 觀測資料研究此區之地殼變形，如許雅儒（1999）利用 1992-1998 年之 GPS 觀測資料，推測在宜蘭與羅東之間有一走向

N53°E 的構造線通過；徐閔儀（2006）則是分析 1995-2005 年內政部一、二等衛星點之 GPS 觀測資料，根據 GPS 速度場分析結果，可觀察到兩條主要構造(圖 2.13)，牛鬥斷層與蘭陽溪口處之斷層，分別為正斷層及具左移分量之正斷層；其蘭陽溪口斷層與許雅儒（1999）觀測到之走向 N53°E 的構造線位置相近，但斷層走向略有不同，為 N74°E。侯進雄（2007）根據 2002-2006 年中央地調所 32 個非連續式觀測站之 GPS 觀測資料，將四次測量分為 3 個時段加以探討，以了解不同時距之位移型態變化；但文中並未說明活動構造之位置。

相較於前人研究，本研究的優勢是所使用之 GPS 觀測站較多，並同時利用連續式觀測站以及非連續式觀測站來進行觀測，但缺點為本研究中所使用的非連續式觀測站至多只觀測四次，若觀測時間更長，應可得到更好的解析度。此外，本研究將連續式觀測站以及非連續式觀測站，於 Bernese 解算軟體中分別處理，因此，可能由於不同步計算，而造成些許的系統誤差。且本研究利用 poly3D 軟體修正宜蘭雙主震所造成之同震效應，此軟體是利用半彈性空間來模擬斷層位移再推演地表之變形。宜蘭地區為巨厚沉積物所覆蓋，且西北及西南分別為雪山山脈以及中央山脈，地下具有較大之側向非均質性，因此計算出來之同震變形會與真正的量值有些差異，因此，本研究之速度值無法完全扣除宜蘭雙主震所造成之同震效應。再加上宜蘭雙主震造成的同震變形由連續站資料得知約有 2~3 公分，但是連續站之位置離震央較遠，且測得同震變形之站數只有 7 站，用來模擬剩下 35 個非連續觀測站，擬合成果稍差，可能近斷層之觀測站誤差較大，如觀測站 G244 之速度場值較小，以致於主軸應變圖與剪應變圖於觀測站 G244 附近出現較小的量值。此外，頭城地區之連續觀測站（YNTS）及非連續式觀測站（N096），雖然兩測站位置十分接近，但分別位於雪山山脈以及宜蘭平原，所以測得的速度值差異頗大，造成於此區有很大的壓縮應變以及順時針旋轉率。未來希望結合強地動資料，或是其他單位之 GPS 連續觀測站，求得更多宜蘭雙主震之同震變形之觀測量，再進行同震修正之模擬，以求得更符合地表同震變形量之結果。

### 5.1.1 速度剖面分析

為進一步解析宜蘭平原一帶 GPS 速度場與活動構造間的關係，我們將 GPS 水平速度場套疊江新春（1976）及李錫堤等人（1998）之斷層位置（圖 5.3），發現於宜蘭平原上有四條構造，由北而南分別為牛鬥斷層、坑四斷層、濁水斷層及三星斷層（圖 5.4）。並沿著此四條構造線個別繪製垂直構造走向之速度剖面，以及方位角速度剖面來加以探討，利用斷層兩側之速度場計算跨斷層之速度變化，以瞭解各個區域之地殼變形。

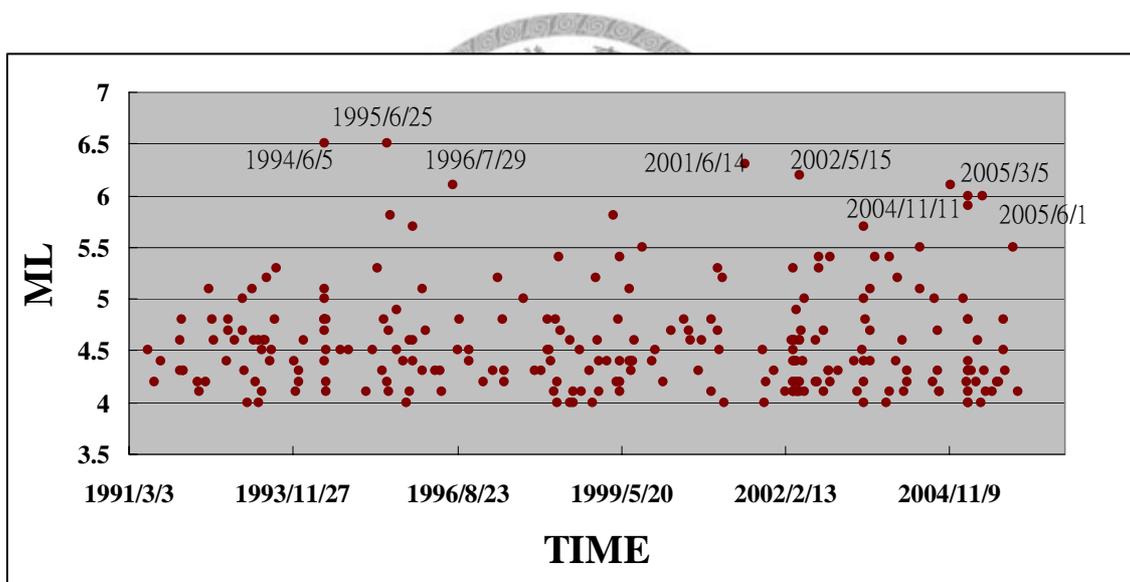


圖 5.1 地震規模與時間對應圖。圖中紅點表示 1991 年至 2006 年規模大於四之地震（地震資料來源：Wu et al., 2008b）。

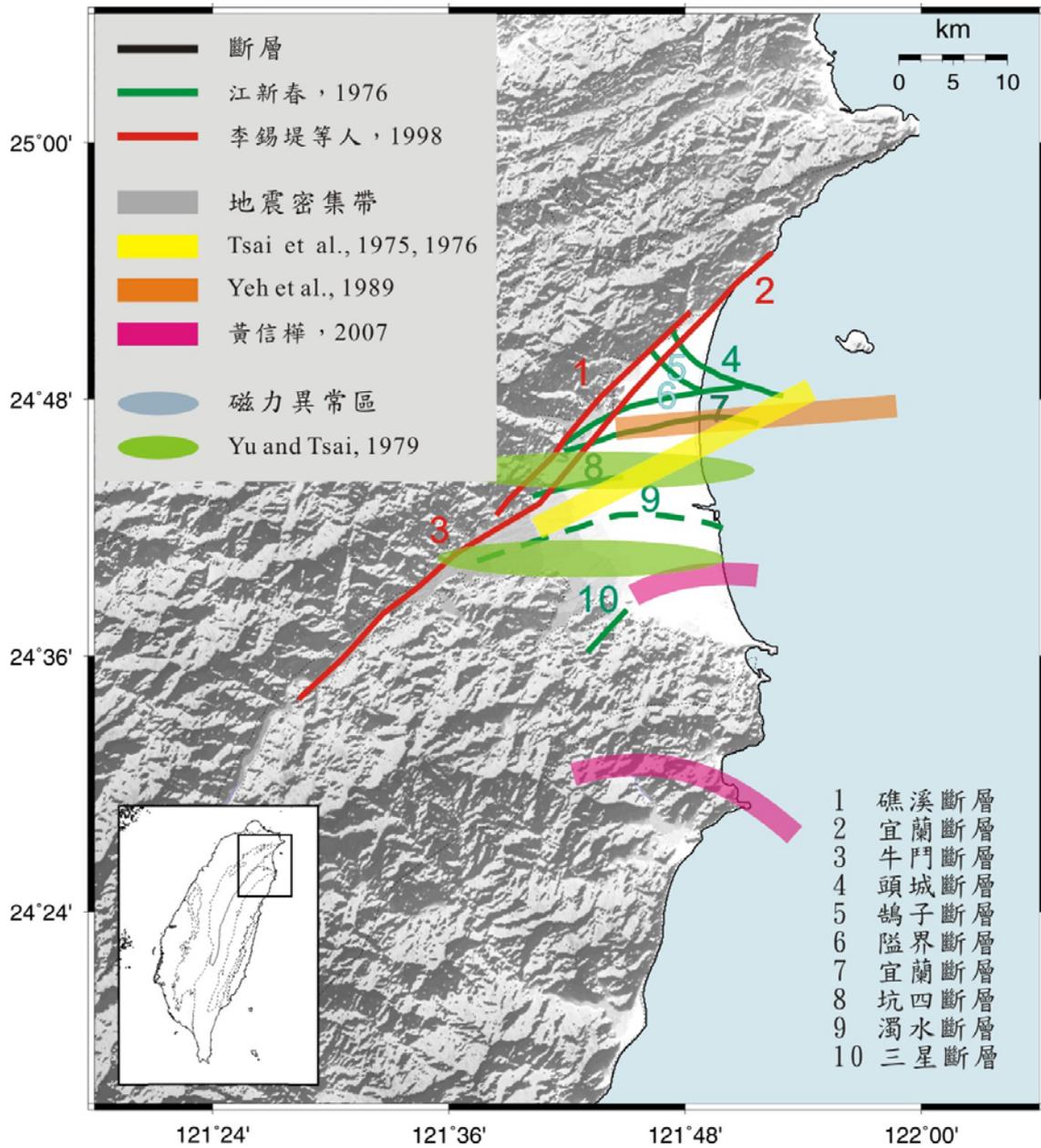


圖 5.2 斷層、地震密集帶及磁力異常分布圖。圖中紅線及綠線為斷層線，橘色、黃色及粉紅色則為前人所提出地震密集帶之位置，淺綠色區塊則為磁力異常區（資料來源：Tsai et al., 1975；江新春，1976；Yu and Tsai, 1979；Yeh et al., 1989；李錫堤等人，1998；黃信樺，2007）。

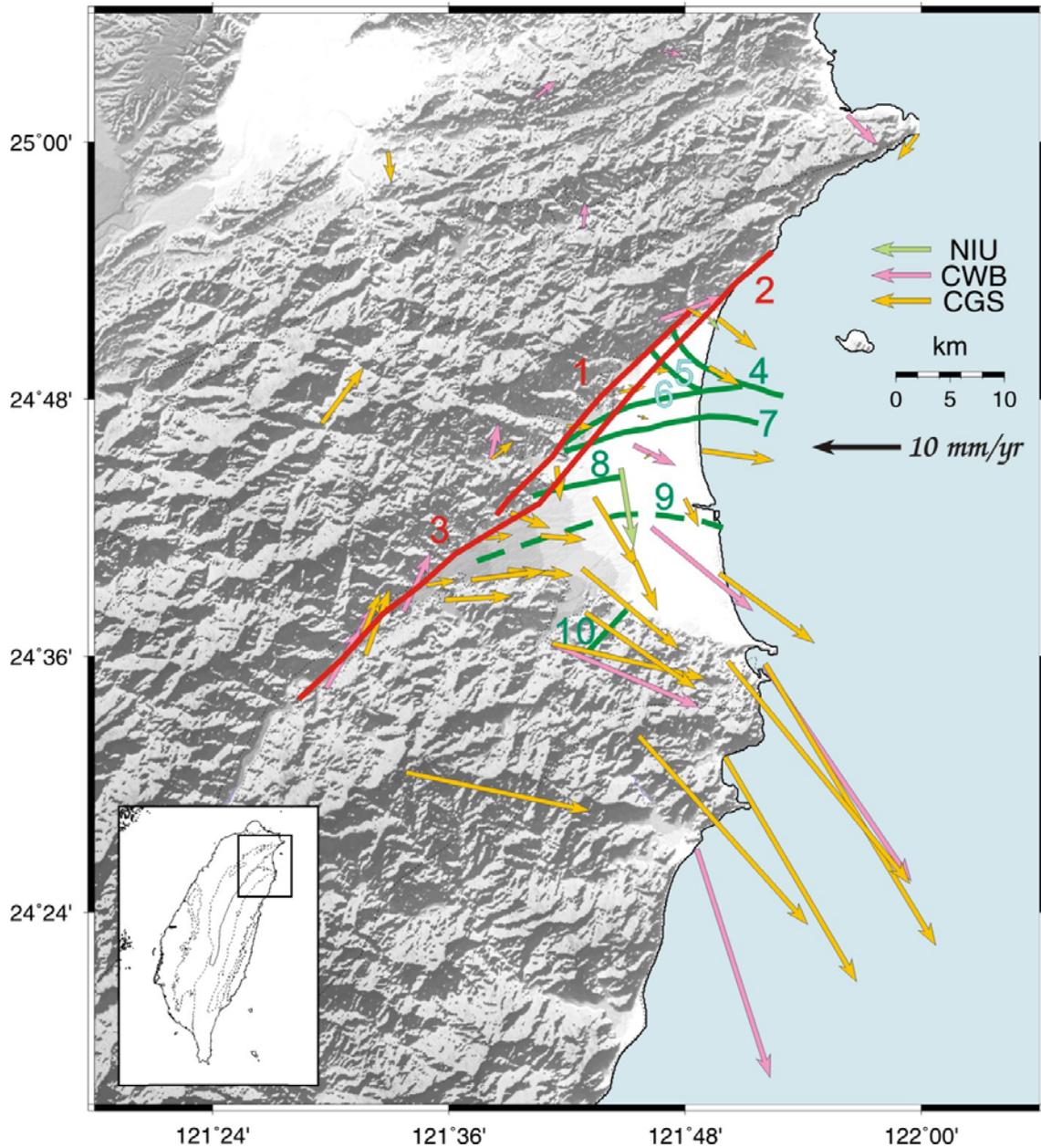


圖 5.3 斷層分布圖與水平速度場。圖中紅色實線改繪自李錫堤等人 (1998) 所發表之斷層位置。綠色線段則摘自江新春 (1976)。1：礁溪斷層；2：宜蘭斷層；3：牛鬥斷層；4：頭城斷層；5：鶯子斷層；6：隘界斷層；7：宜蘭斷層；8：坑四斷層；9：濁水斷層；10：三星斷層。

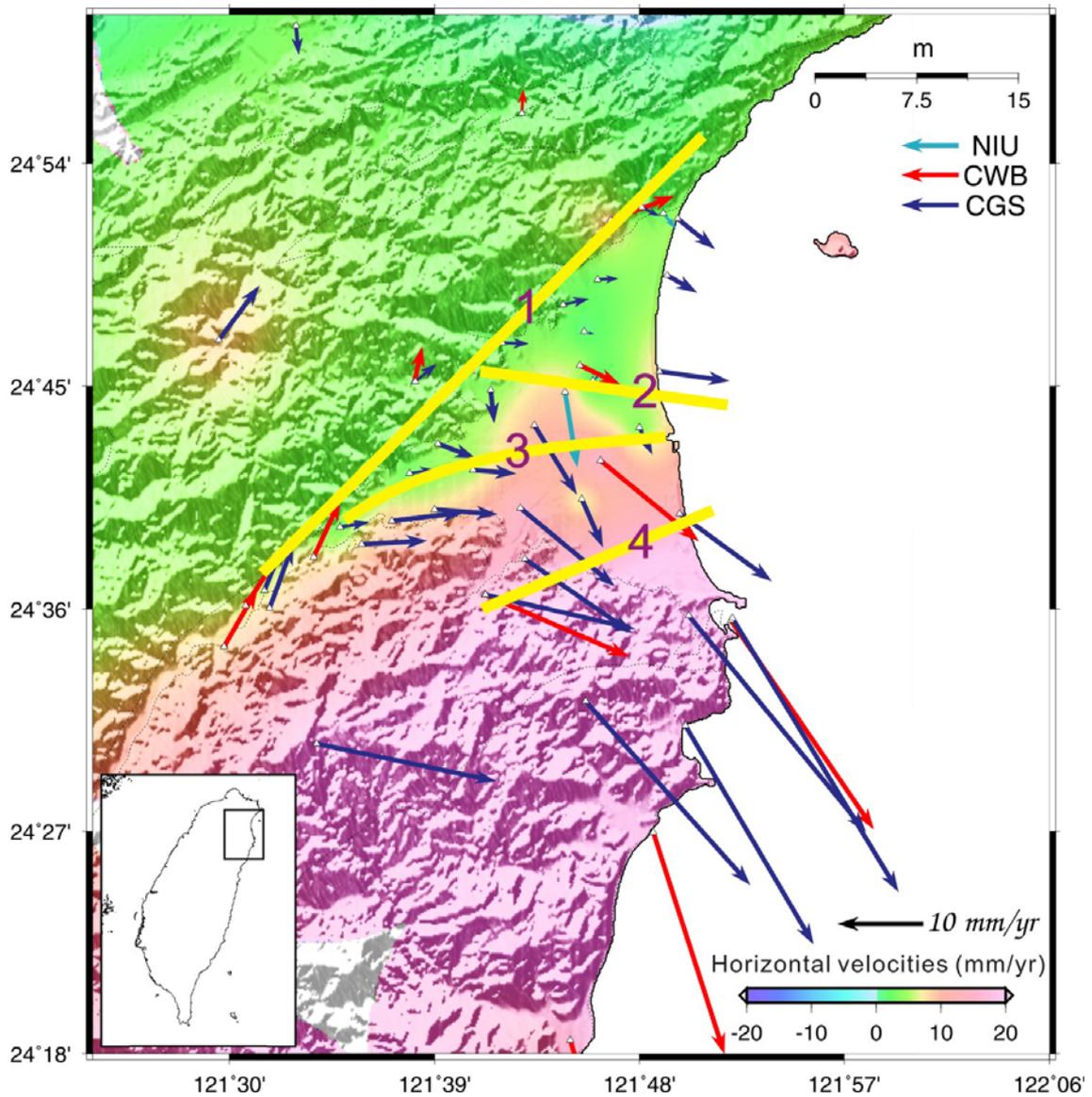


圖 5.4 活動構造之推測位置。黃色實線表示本研究推測宜蘭平原上可能存在之活動構造。箭頭表示 GPS 水平速度場。1：牛鬥斷層；2：坑四斷層；3：濁水斷層；4：三星斷層。

### 牛鬥斷層：

牛鬥斷層位於平原之西北方，為雪山山脈與宜蘭平原之分隔線。Shyu et al. (2005) 認為位於蘭陽平原西北及西南緣的山脈交界處為正斷層活動的證據，且斷層傾角向南，同時也認為梨山斷層可能延伸至宜蘭平原與雪山山脈的交界，也就是牛鬥斷層的位置。近年來由於空載雷射掃描儀 (Light Detection And Ranging, LiDAR) 的發展，利用此技術分析宜蘭北側山區的地形，亦發現正斷層活動的證據 (Chan et al. 2008)。由速度剖面得知 (圖 5.5)，垂直於牛鬥斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 3.88 mm/yr；而平行於斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 0.38 mm/yr。由於斷層傾角向東南方 (Shyu et al., 2005)，並結合垂直斷層的速度分量推測其為正斷層，與前人對此斷層的研究互相符合 (李錫堤等人, 1998；Shyu et al., 2005；徐閔儀, 2006；Chan et al., 2008)。

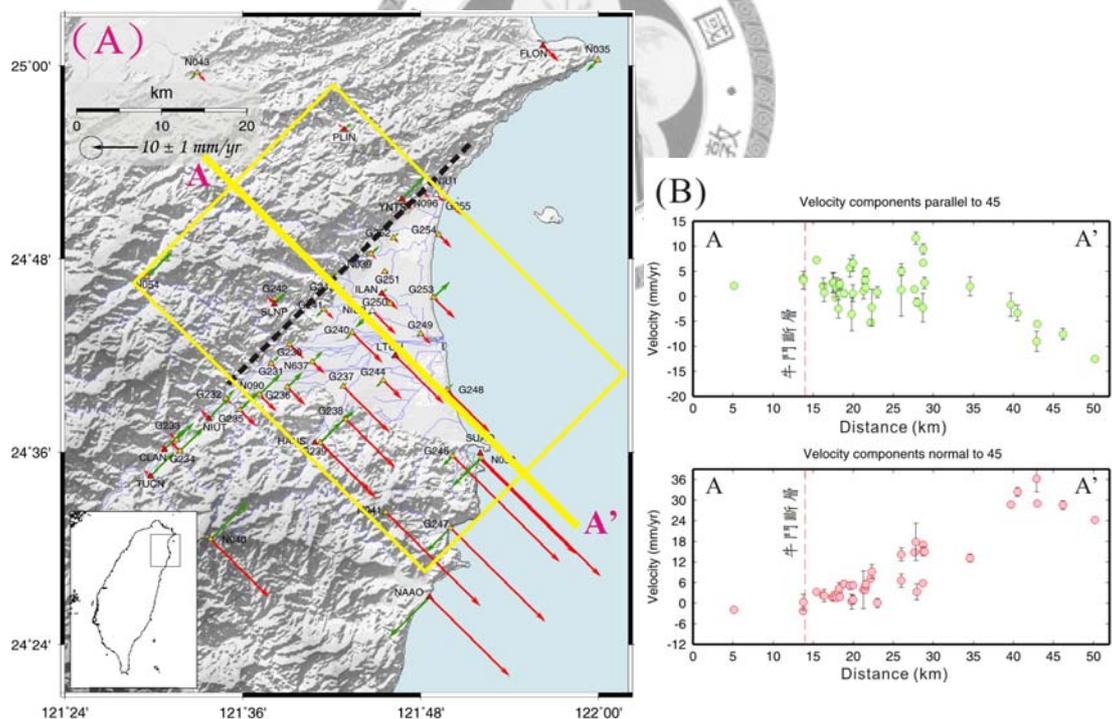


圖 5.5 牛鬥斷層之速度場剖面圖。(A) 黃色實線為剖面線，黑色虛線為構造線 (牛鬥斷層)，綠色箭頭為平行構造線之速度分量，紅色則為垂直構造線之速度分量。(B) 上圖為平行剖面線之速度分量剖面圖，下圖為垂直剖面線之速度分量剖面圖。

### 坑四斷層：

坑四斷層於前人文獻中少有著墨，唯江新春（1976）及 Yu and Tsai（1979）提到此斷層。Yu and Tsai（1979）在磁力異常之研究中，發現其一磁力異常區位於於宜蘭市西南方，其梯度甚陡、振幅很大的線狀負磁力異常（圖 2.23），推測其可能為坑四斷層。

由速度剖面（圖 5.6）得知，垂直於坑四斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 4.69 mm/yr；而平行於斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 1.92 mm/yr，由垂直斷層的速度分量及平行斷層的速度分量推測其為正斷層帶有右移之分量。

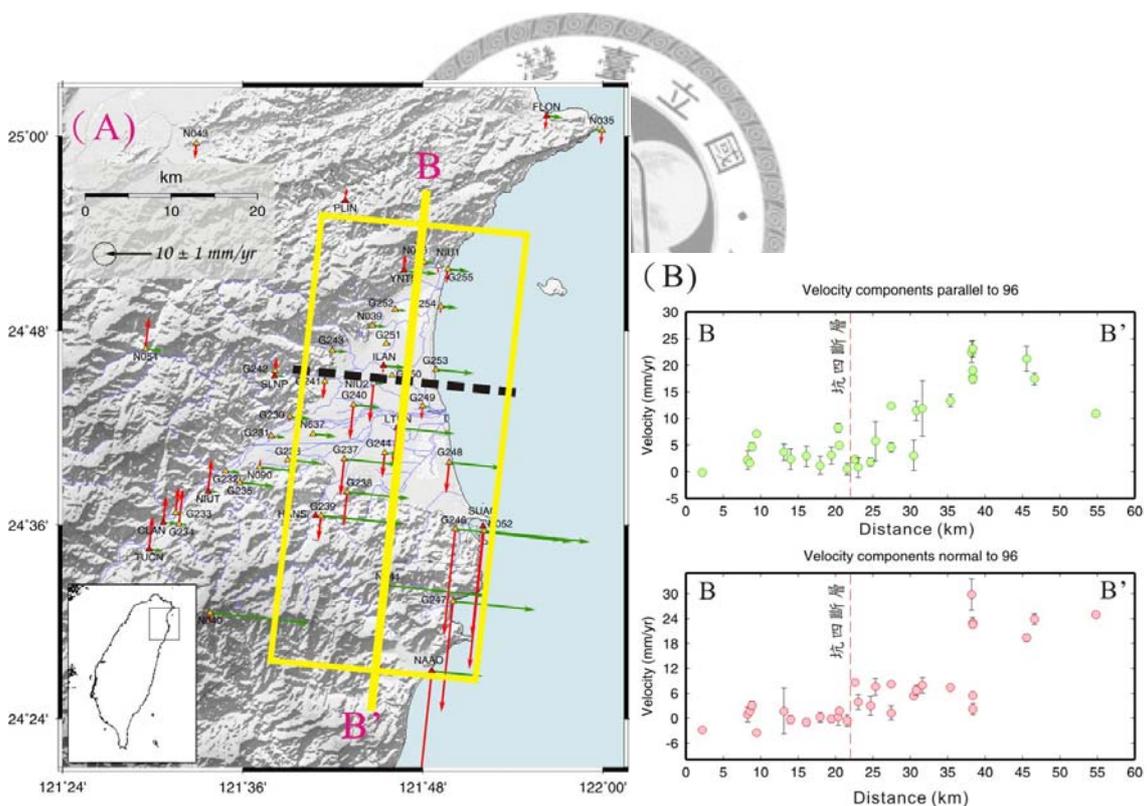


圖 5.6 坑四斷層之速度場剖面圖。(A) 黃色實線為剖面線，黑色虛線為構造線（坑四斷層），綠色箭頭為平行構造線之速度分量，紅色則為垂直構造線之速度分量。(B) 上圖為平行剖面線之速度分量剖面圖，下圖為垂直剖面線之速度分量剖面圖。

## 濁水斷層：

濁水斷層的相關討論存在許多爭議，何春蓀（1986）認為以濁水斷層為界，斷層以北為雪山山脈地層，以南則為中央山脈地層，因此，此斷層可能為梨山斷層之延伸。另由大地測量及地震資料顯示，濁水斷層為梨山斷層之延伸的可能性更加提高（Liang et al., 2005；黃信樺，2007；康竹君，2007）。實際上頗有爭議之處為此斷層的位置，蔡義本（1976）利用微地震（規模為 0.3 至 3.0）推求由牛鬥往宜蘭海岸 N58°E 之地震密集帶，其認為近乎垂直而深度不超過二十公里之活斷層，推測可能為梨山斷層的延伸。江新春（1976）由震測剖面推測此斷層沿蘭陽溪分布，且傾角向南；而何春蓀（1986）及 Shyu et al.（2005）認為此斷層沿蘭陽溪分布；徐閔儀（2006）分析 GPS 速度場結果指出，沿牛鬥至蘭陽溪口處，可能為具左移分量之正斷層。但另一說法（Liang et al., 2005；黃信樺，2007；康竹君，2007）利用地震資料則認為於蘭陽溪南側約五至八公里處。而宜蘭平原上之構造線幾乎為東西走向，且於 N58°E 走向並未發現明顯速度場不連續，再加上南側地震資料分布較南邊，未與牛鬥連成一線，因此，本研究則是濁水斷層之位置採用江新春（1976）及何春蓀（1986）之說法。而南側之地震群，本研究認為其可能為三星斷層之位置。

由速度剖面（圖 5.7）得知，垂直於濁水斷層的速度分量上，跨斷層速度變化為 9.01 mm/yr；而平行於斷層的速度分量上，跨斷層速度變化為 6.36 mm/yr。由於傾角向南（江新春，1976），垂直斷層分量於南側較北側快，推測其為正斷層，而平行斷層的速度及方向則推測其具有左移分量，故推測此斷層為正斷層帶有左移分量。

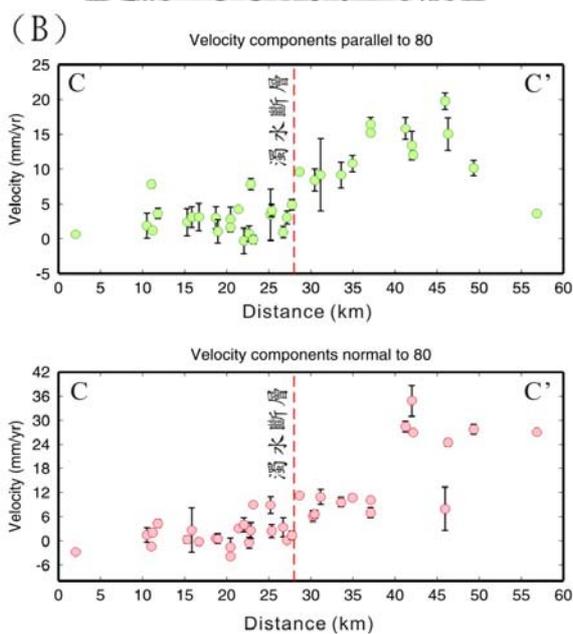
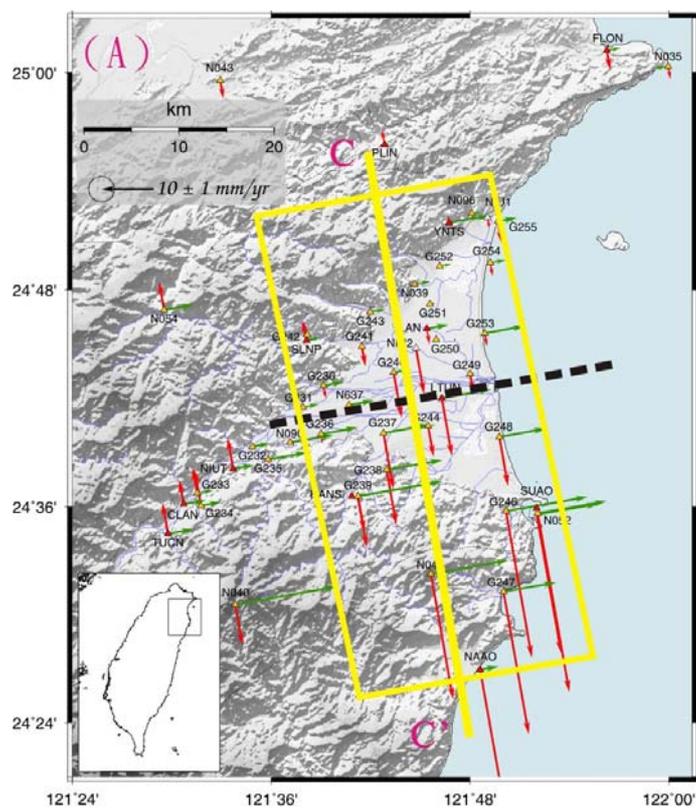


圖 5.7 濁水斷層之速度場剖面圖。(A) 黃色實線為剖面線，黑色虛線為構造線（濁水斷層），綠色箭頭為平行構造線之速度分量，紅色則為垂直構造線之速度分量。(B) 上圖為平行剖面線之速度分量剖面圖，下圖為垂直剖面線之速度分量剖面圖。

### 三星斷層：

江新春 (1976) 利用震測資料得知，三星斷層為一向南傾之逆斷層構造，根據五萬分之一地質圖，三星斷層 (亦稱古魯斷層) 為左移斷層 (林啟文及林偉雄，1995)。由速度剖面 (圖 5.8) 得知，垂直於三星斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 15.04 mm/yr；而平行於斷層的速度分量上，跨斷層的速度變化為 5.76 mm/yr。由於傾角向南 (江新春，1976)，且由垂直斷層的速度分量及平行斷層的速度分量推測其為左移斷層並帶有正斷層之分量。與江新春 (1976) 認為三星斷層為逆斷層，有所差異。

且三星斷層之位置與 2005 年宜蘭雙主震位置接近 (圖 3.8)，故推測宜蘭雙主震可能沿著三星斷層滑動。但過去的相關研究當中，認為宜蘭雙主震可能是沿著濁水斷層滑動 (Liang et al., 2005；黃信樺，2007)，與本研究略有出入。

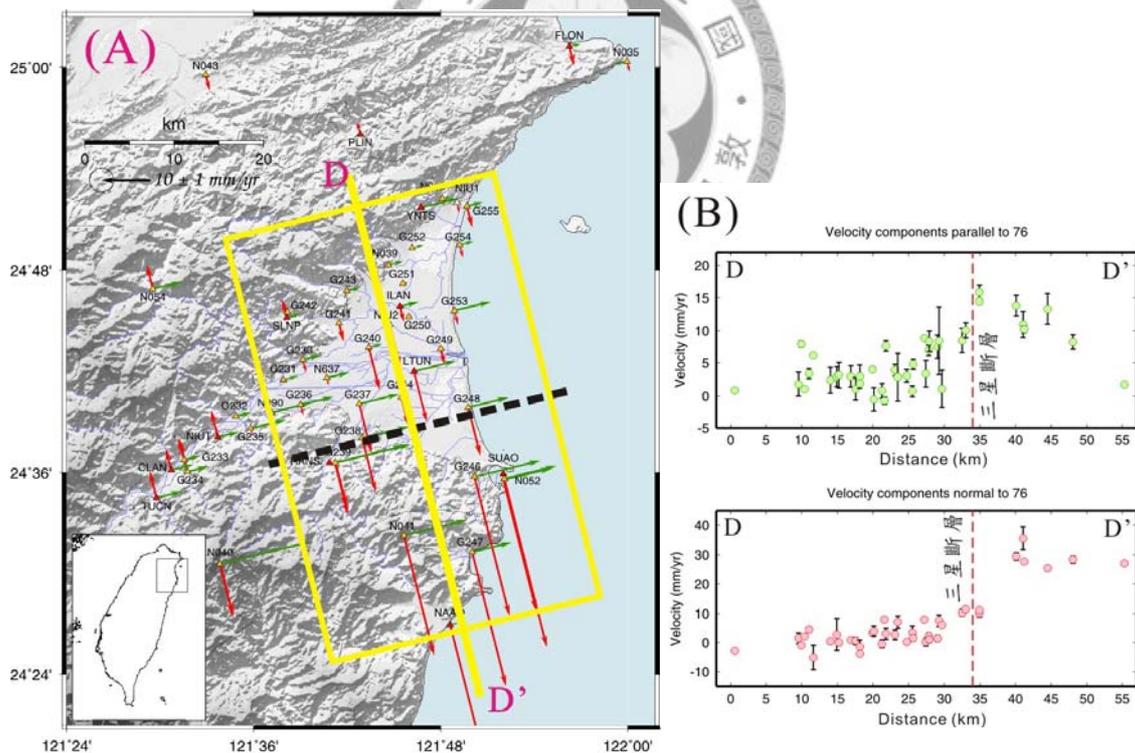


圖 5.8 三星斷層之速度場剖面圖。(A) 黃色實線為剖面線，黑色虛線為構造線 (三星斷層)，綠色箭頭為平行構造線之速度分量，紅色則為垂直構造線之速度分量。(B) 上圖為平行剖面線之速度分量剖面圖，下圖為垂直剖面線之速度分量剖面圖。

綜合以上速度剖面之結果，以蘭陽溪為界，蘭陽溪北側平原內為一系列正斷層系統（圖 5.9）。而由江新春（1976）之震測剖面（圖 2.5）得知，蘭陽溪北側之斷層除了頭城斷層傾角向北外，其餘斷層傾角向南，而最北的兩條斷層，頭城及鶯子斷層為正斷層構造，其餘則為逆斷層之構造；與本研究速度剖面之結果略有差異，以目前的成果來看，並不能確定是由原本的逆斷層構造活化成現今所觀測的正斷層，還是另外再發育的正斷層系統。

蘭陽溪南側雖為正斷層系統，但都帶有左移的分量（圖 5.9）。由第四章剪應變之結果推測，宜蘭平原之構造特性為具左移分量之剪切應變，顯示出宜蘭平原可能為左移斷層系統之型態。並且由地震資料（黃信樺，2007）指出，宜蘭地區有兩個地震活動密集帶，分別對應到宜蘭平原最北之正斷層序列與南澳的走向斷層序列。再加上中央地調所地質五萬分之一之蘇澳圖幅（林啟文及高銘健，1997）、三星圖幅（林啟文及林偉雄，1995）、南澳圖幅（林啟文等，1993）及何春蓀（1986）顯示，蘭陽溪南側之斷層如三星斷層、猴猗山斷層以及小帽山斷層皆為層間斷層。因此，近期台灣東北地區受到沖繩海槽張裂之影響，宜蘭平原可以視為是沖繩海槽向西南伸張所形成的（Sibuet et al., 1998），造成早期造山時呈東北-西南走向之山脈，在受力彎曲時發生層間的左移滑動，此一構造行為即沿著地質弱帶發生，所以宜蘭平原南側之正斷層帶有左移的分量，與 Liang et al.（2005）認為由於台灣造山帶受到沖繩海槽張裂而彎折後，沿舊有構造線產生左移層間錯動，而形成書摺構造（圖 2.18）之理論相符合。

另由速度剖面分析得知，蘭陽溪以北及以南之南北方向速度分量差異很大，蘭陽溪以北，南北方向之速度分量為 2.98 mm/yr，在其以南之速度分量則為 16.14 mm/yr，而且以南之速度分量大於以北之速度分量，由此可知沖繩海槽為不對稱之弧後張裂，且南側之張裂速度較北側快（圖 5.9）。

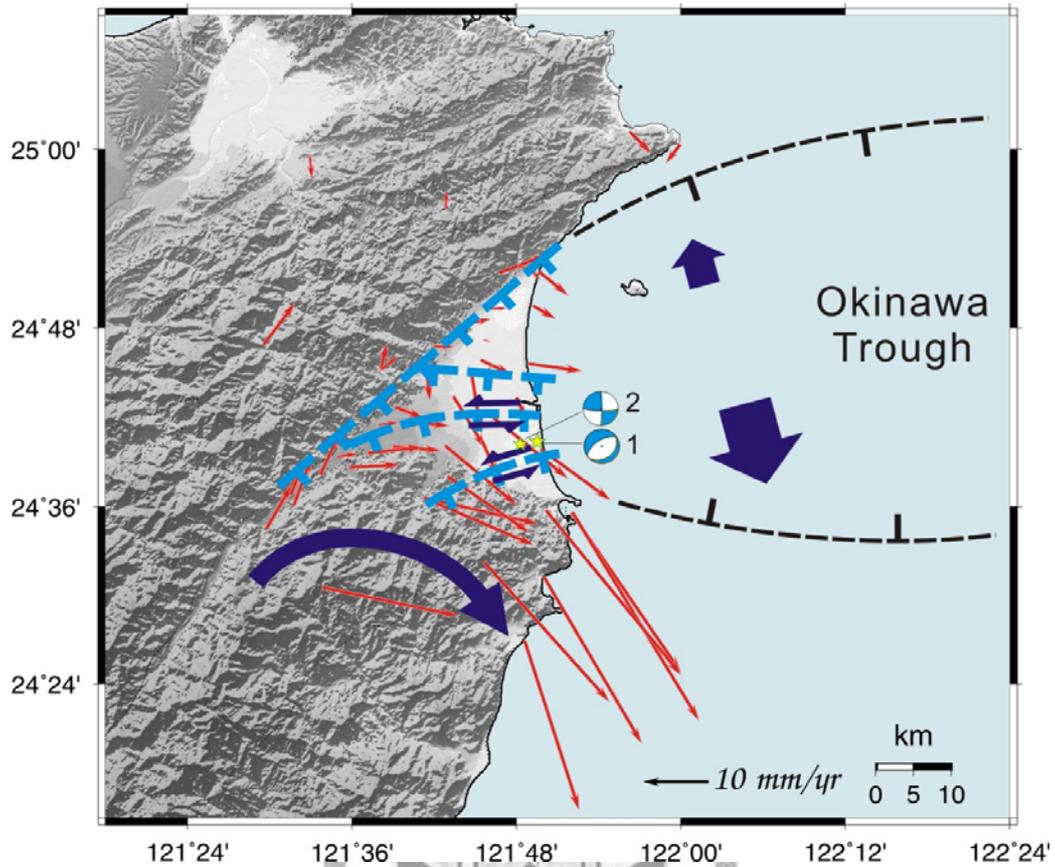


圖 5.9 宜蘭地區之斷層系統及地體構造關聯示意圖。紅色向量為本研究之 GPS 水平速度場，淺藍色虛線為本研究所推論之斷層位置。大小不同反向深藍色箭頭表示沖繩海槽不對稱之弧後張裂，彎曲深藍色箭頭表示研究區南側塊體之順時針旋轉趨勢，海灘球 1 和 2 為 2003 年 5 月宜蘭雙主震之地震斷層面機制解。

## 5.2 宜蘭平原南緣速度場旋轉

此外，由 GPS 水平速度場（圖 5.3）發現，沿著宜蘭平原南緣（牛鬥至蘇澳）之速度場，由西往東呈現明顯之順時針旋轉，牛鬥地區之平均速度方位角約為  $26^\circ$ ，而蘇澳地區之平均速度方位角則為  $148^\circ$ ，而整體的變化由  $26^\circ$  至  $148^\circ$ ，且速度量值愈往東邊愈大。

Wallace et al. (2005) 觀察巴布亞紐幾內亞、東加群島、瓦努阿圖及馬里亞納等同時受到碰撞與隱沒作用之地區，提出板塊旋轉模型（圖 5.9）。當兩板塊互相聚合，較重之板塊的地殼（通常為海洋性地殼）會隱沒於較輕板塊的地殼（通常為大陸性地殼）之下，但於較重之板塊上之火山島弧難以隨之隱沒，因而產生弧陸碰撞作用。因為受到隱沒後退之吸力及弧後張裂之作用下，於島弧碰撞前緣產生塊體旋轉之運動行為。而其模型與台灣東北部類似，但由於速度量值愈往東邊愈大，並未完全相符合剛性塊體旋轉之運動行為。本研究地區之變形行為，速度方位角之方向變化以及速度值愈往東邊愈大，與 Liang et al. (2005) 認為書摺構造之理論較為符合。故推測此地區可能是受到沖繩海槽之張裂、琉球海溝後退之引力作用，因此觀測到速度場呈現順時針旋轉之現象。

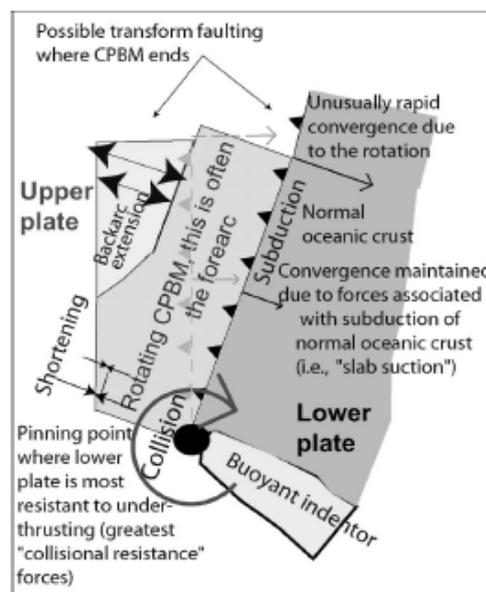


圖 5.10 碰撞隱沒作用所造成之塊體旋轉模型（摘自 Wallace et al., 2005）。

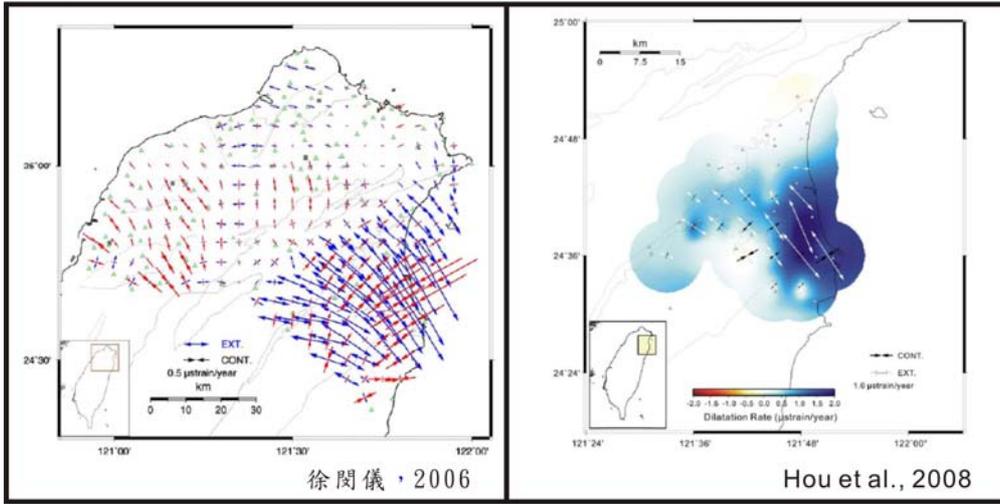
### 5.3 應變方向的旋轉

本研究之主軸應變成果顯示，宜蘭平原之伸張軸有旋轉之趨勢，由西向東，從西北-東南之伸張方向轉為南北方向之伸張應變（圖 4.3），與徐閔儀（2006）以及 Hou et al.（2008）接近，唯本研究所計算之主軸伸張應變方向旋轉之角度較另兩者大些。但在過去前人研究中（郭隆晨與余水倍，1994；許雅儒，1999；Hu et al., 2002；Angelier et al., 2008）則是認為宜蘭平原應變環境為西北-東南之伸張方向（圖 5.10），因此本研究與前人結果略有出入。

此外，值得一題的是，本研究計算自平原西邊至員山地區，主軸伸張應變方向順時針旋轉了約 20 度，與 Lee（1993）分析宜蘭員山地區湖泊沉積物之古地磁，發現從二十九萬五千年至今，曾發生約 20 度的順時旋轉現象不謀而合，但其兩著之間的關係，是否有相同的成因，抑或者只是純粹巧合，有待進一步的研究。

Hu et al.（1996，2002）利用數值模型提出台灣北部地區側向伸張與側向擠壓的變形行為（圖 2.7），其預測最大伸張方向會顯著地由沖繩海槽主要的南北走向旋轉至西北—東南走向，並且伸張的量值會朝向台灣東北部快速地減少；此外宜蘭平原的側向脫逸，會促進沖繩海槽的張裂。因此，宜蘭平原西側同時受到菲律賓板塊的擠壓應力及琉球海溝隱沒後退所產生之伸張應力，形成了西北-東南之伸張方向之橫移壓縮環境；而平原東側則受到沖繩海槽張裂作用向南延伸之影響大於板塊碰撞之擠壓應力，因而轉為南北方向之伸張應變（圖 5.12）。

(A)



(B)

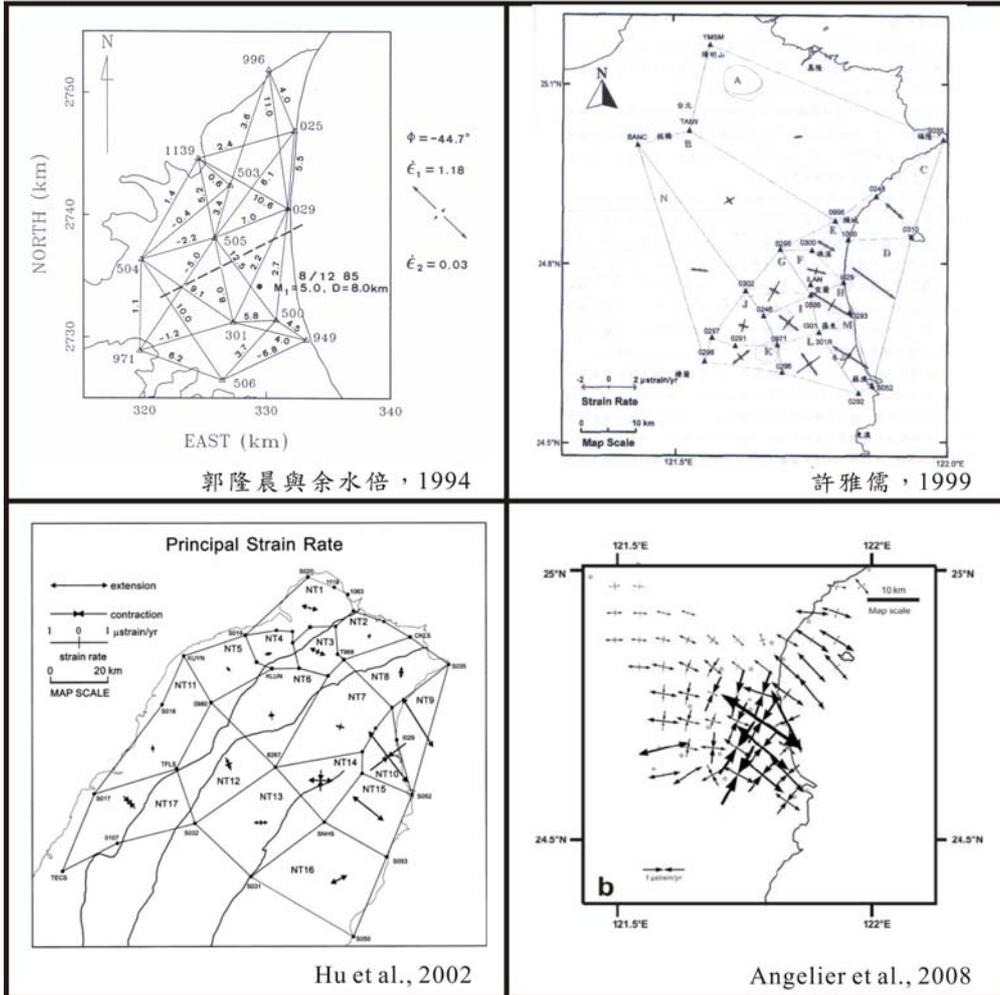


圖 5.11 前人文獻之宜蘭地區主軸應變方向（改繪自郭隆晨與余水倍，1994；許雅儒，1999；Hu et al., 2002；徐閔儀，2006；Angelier et al., 2008；Hou et al., 2008）。

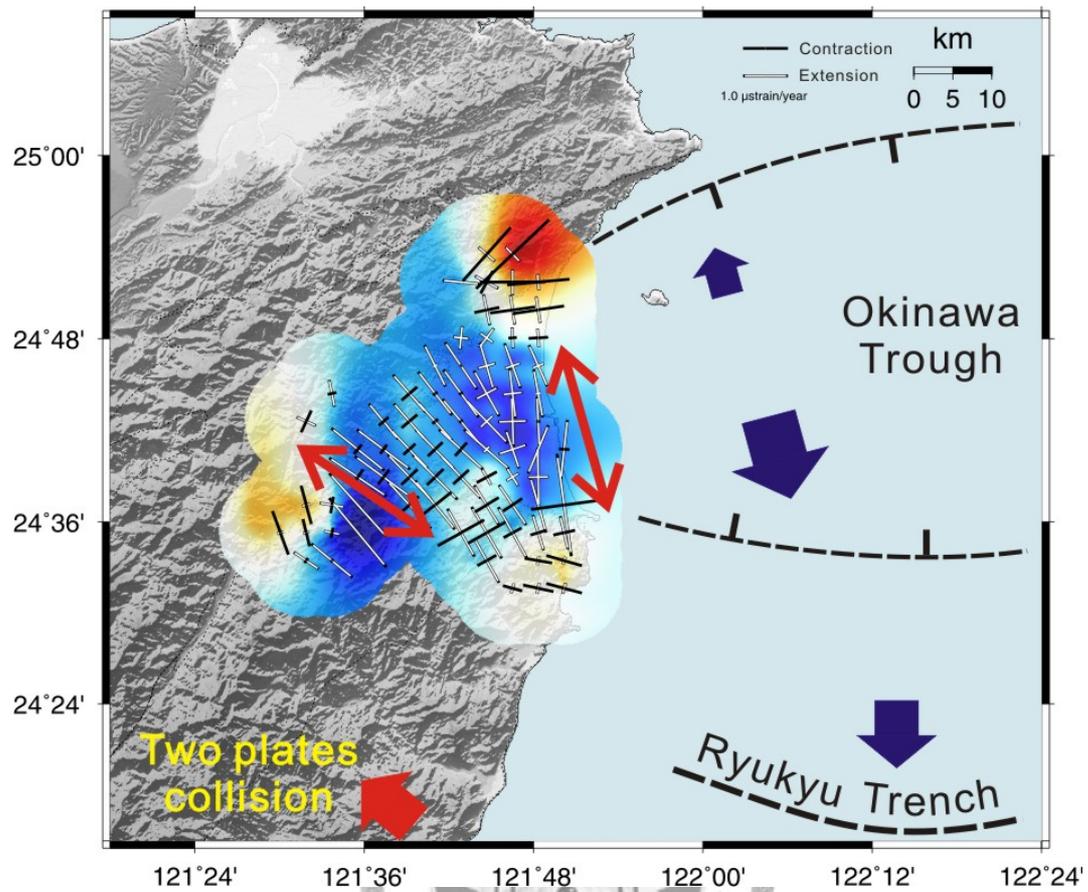


圖 5.12 宜蘭地區之主軸應變方向變化之示意圖。紅色雙向箭頭為主軸應變之方向，紅色箭頭為板塊聚合方向，藍色箭頭表示沖繩海槽張裂及琉球海溝後退之方向。

## 第六章 結論

本研究利用中央地質調查所、中央氣象局以及宜蘭大學 2002 年至 2006 年共 49 個 GPS 觀測站的資料，分析及討論宜蘭地區目前地殼變形的型態以及主要活動斷層之空間分布及活動型態，本論文得到以下結論：

1. 宜蘭地區地殼運動速度相對於穩定歐亞板塊約為 0.87 至 37.32 mm/yr，其方位角介於  $3^{\circ}$ - $174^{\circ}$  之間。整體速度場有兩個趨勢。一為由北向南增加，另一為由西向東增加。此外，沿著宜蘭平原南緣分布（牛鬥至蘇澳）之速度場，由西往東的變化呈現明顯之順時針旋轉，整體的變化由  $26^{\circ}$  至  $148^{\circ}$ ，一共變化了  $122^{\circ}$ 。
2. 宜蘭平原之主軸應變環境大致以西北-東南方向伸張變形為主，其最大主軸應變率為 0.15-2.32  $\mu\text{strain/yr}$ ，最小主軸應變率為 -2.24-0.65  $\mu\text{strain/yr}$ 。且主軸應變伸張方向，由西向東的變化從西北-東南逐漸轉成接近南北走向，故其伸張方向由西向東順時針一共變化了  $43^{\circ}$ 。
3. 根據宜蘭平原之剪應變率分析，左剪應變與宜蘭平原之活動構造同為東西走向，因此此處構造特性為具左移分量之剪切應變行為，亦表示此處可能為左移斷層之系統。
4. 整個宜蘭平原的旋轉率為 -0.90 至 1.21  $\mu\text{radian/yr}$ ，宜蘭平原之西北方雪山山脈及平原南方之中央山脈及蘇澳地區為順時針旋轉，分別為 30.06-1.21  $\mu\text{radian/yr}$  及 0.12-0.71  $\mu\text{radian/yr}$ ，宜蘭平原內部及牛鬥地區則為逆時針旋轉，分別為 -0.90 至 -0.02  $\mu\text{radian/yr}$  及 -0.52 至 -0.09  $\mu\text{radian/yr}$ 。
5. 藉由速度場速度向量的不連續及地質資料，推測宜蘭平原上可能有四條主要的活動構造，由北而南分別為牛鬥斷層、坑四斷層、濁水斷層及三星斷層等活動構造。
6. 綜合速度剖面及剪應變之結果，以蘭陽溪為界，蘭陽溪北側平原內為一系列

正斷層系統，唯坑四斷層帶有右移之分量。蘭陽溪南側則以正斷層系統帶有左移分量的橫移伸張變形為主。

7. 近期台灣東北地區受到沖繩海槽張裂之影響，造成早期造山時呈東北-西南走向之山脈，在受力彎曲時發生層間的左移滑動，此一構造行為即沿著地質弱帶發生，使得觀測到宜蘭平原南邊之正斷層帶有左移的分量。
8. 由速度剖面分析得知，蘭陽溪兩側之南北方向速度分量差異很大，南側之速度分量大於北側之速度分量，由此可知沖繩海槽為不對稱之弧後張裂，且南側之張裂速度較北側快。
9. 宜蘭平原觀察到速度場旋轉以及伸張應變旋轉之現象，是由於宜蘭平原西側同時受到菲律賓板塊的擠壓應力及琉球海溝隱沒後退所產生之伸張應力，形成了西北-東南之伸張方向之橫移壓縮環境；而平原東側則受到沖繩海槽張裂作用向南延伸之影響大於板塊碰撞之擠壓應力，因而轉為南北方向之伸張應變，因而轉為東北-西南或南北方向之橫移伸張變形或伸張變形之模式。



## 參考文獻

- Altamimi, Z., Sillard, P. & Boucher, C. 2002. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.* **107**(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Angelier, J. 1986. Preface. Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea plate boundary. *Spec. Issue. Tectonophysics* **125**, IX-X.
- Angelier, J., Chang, T.-Y., Hu, J.-C., Chang, C.-P., Siame, L., Lee, J.-C., Deffontaines, B., Chu, H.-T., & Lu, C.-Y. 2008. Does extrusion occurs at both tips of the Taiwan collision belt? Insights from active deformation studies in the Ilan Plain and Pingtung Plain regions. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.015.
- Biq, C.-C. 1971. Some aspects of post-orogenic block tectonics in Taiwan: Recent crustal movements. *Royal Soc. New Zealand Bull.* **9**, 19-24.
- Chan, Y.-C., Chen, R.-F., Lee, J.-C., Chang, K.-J., Hsieh, Y.-C. & Tsao, S.-J. 2008. Active normal faulting revealed by the LiDAR DTM in the mountainous area, north of the Lanyang plain, Taiwan. *2008 Annual Conference of Geological Society of China, Tainan, Taiwan*.
- Ching, K.-E. 2007. Kinematics of Taiwan Collision Zone from GPS Observations. *Doctoral thesis, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan, 102 pp.*
- Hou, C.-S., Hu, J.-C., Ching, K.-E., Chen, Y.-G., Chen, C.-L., Cheng, L.-W., Tang, C.-L., Huang, S.-H. & Lo, C.-H., 2008. The crustal deformation of the Ilan Plain acted as a westernmost extension of the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.022.
- Hu, J.-C., Angelier, J., Lee, J.-C., Chu, H.-T. & Byrne, D. 1996. Kinematics of convergence, deformation and stress distribution in the Taiwan collision area: 2-D finite-element numerical modeling. *Tectonophysics* **255**(3-4), 243-268.
- Hu, J.-C., Yu, S.-B., Chu, H.-T. & Angelier, J. 2002. Transition tectonics of northern Taiwan induced by convergence and trench retreat. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **358**, 149-162.
- Hugentobler, U., Schaer, S. & Fridez, P. 2001. Bernese GPS Software Version 4.2. *Astronomical Institute, University of Berne, 515 pp.*
- Kao, H., Shen, S.-S. J. & Ma, K.-F. 1998. Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. *J. Geophys. Res.* **103**, 7211-7229.

- Lee, T.-Q., 1993. Preliminary paleomagnetic study on lake sediments at Yuanshan, Ilan, northeastern Taiwan. *J. Geol. Soc. China* **36**(4), 419-436.
- Liang, W.-T., Lee, J.-C. & Kuo, B.-Y. 2005. Left-lateral strike-slip faulting in Ilan: Lateral extrusion at the transition between Taiwan mountain range and Okinawa Trough. *Geodynamics and Environment in East Asia International Conference & 5th Taiwan-France Earth Science Symposium*, 100-103.
- Lin, K.-C., Ching, K.-E., Hu, J.-C., Yu, T.-T., & Rau, R.-J. 2006. Current crustal deformation and strain rate in Taiwan deduced from continuous GPS measurements. EGU06-A-07160, G11/GD17-1TH2P-0522.
- Liu, C.-C. 1995. The Ilan plain and the southwestward extending Okinawa Trough. *J. Geol. Soc. China* **38**, 229-242.
- Lu, C.-Y., Angelier, J., Chu, H.-T. & Lee, J.-C. 1995. Contractional, transcurrent, rotational and extensional tectonics: Examples from Northern Taiwan. *Tectonophysics* **256**(1-3), 129-146.
- Mallet, J. L. 1989. Discrete smooth interpolation. *ACM transactions on Graphics* **8**, 121-144.
- Nakamura, M. 2004. Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **217**, 389-398.
- Nishimura, S., Hashimoto, M. & Ando, M. 2004. A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc. *Phys. Earth Planet. Inter.* **142**(3-4), 185-203.
- Prescott, W. H., Savage, J. C. & Kinoshita, W. T. 1979. Strain accumulation rates in the western United-States between 1970 and 1978. *J. Geophys. Res.* **84**(10), 5423-5435.
- Rau, R.-J., Ching, K.-E., Hu, J.-C. and Lee, J.-C. 2008. Crustal deformation and block kinematics in transition from arc-continent collision to subduction: GPS measurements in northern Taiwan, 1995-2005. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JB005414.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. & Tada, T. 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.* **157**(11-12), 2303-2322.
- Segall, P. & Davis, J. L. 1997. GPS Applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **25**, 301-336.
- Shen, Z.-K., Jackson, D. D. & Ge, B. X. 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *J. Geophys. Res.* **101**(B12), 27957-27980.

- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G. & Liu, C.-S. 2005. Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **110**(B08402), doi: 10.1029/2004JB003251.
- Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., Thureau, N., Le Formal, J.-P. & Liu, C.-S. 1998. Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *J. Geophys. Res.* **103**(B12), 30245-30267.
- Suppe, J. 1984. Kinematics of arc-continental collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China* **6**, 21-33.
- Tabei, T. & Amin, W. L. 2002. Common-mode errors in the GPS coordinates time series. Application of spatial filtering technique. *J. Geod. Soc. Japan* **48**, 229-241.
- Teng, L. S. 1992. Geotectonic evolution of Tertiary continental margin basins of Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan* **27**, 1-19.
- Teng, L. S. 1996. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology* **24**(10), 949-952.
- Teng, L. S. & Lee, C.-T. 1996. Geomechanical appraisal of seismogenic faults in northeast Taiwan. *J. Geol. Soc. China* **39**(2), 125-142.
- Teng, L. S., Lee, C.-T., Tsai, Y.-B., & Hsiao, L.-Y. 2000. Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan. *Geology* **28**, 155-158.
- Thatcher, W. 2003. GPS constraints on the kinematics of continental deformation. *Int. Geol. Rev.* **45**(3), 191-212.
- Thomas, A. L. 1993. Poly3D: A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth's crust. *Unpublished Master Thesis, Geology Department, Stanford University*, 52p.
- Tsai, Y.-B., Feng, C.-C., Chiu, J.-M., & Liaw, H.-B. 1975. Correlation between microearthquakes and geology fault in the Hsintien-Ilan area, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan* **12**, 149-167.
- Wallace, L. M., McCaffrey, R., Beavan, J. & Ellis, S. 2005. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology* **33**, 857-860.
- Wang, W.-H. & Chen, C.-H. 1990. The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun volcano group. *Acta Geol. Taiwanica* **28**, 1-30.
- Ward, S. N. 1994. A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**(5), 1293-1309.

- Ward, S. N. 1998. On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: The United States. *Geophys. J. Int.* **134**(1), 172-186.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P. & Genrich, J. 1997. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.* **102**(B8), 18057-18070.
- Wu, F. T., 1978. Recent tectonics of Taiwan. *J. Phys. Earth* **26**, Suppl. S265-S299.
- Wu, Y.-M., Chang, C.-H., Zhao, L., Teng, T.-L. & Nakamura, M. 2008a. A comprehensive relocation of earthquakes in Taiwan from 1991 to 2005. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98(3), 1471-1481, doi: 10.1785/0120070166.
- Wu, Y.-M., Zhao, L., Chang, C.-H., & Hsu, Y.-J. 2008b. Focal-mechanism determination in Taiwan by genetic algorithm. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**(2), 651-661, doi: 10.1785/0120070115.
- Yeh, Y.-H., Lin, C.-H. & Roecker, S. W. 1989. A study of upper crustal structures beneath northeastern Taiwan: Possible evidence of the western extension of Okinawa Trough. *Proc. Geol. Soc. China* **32**(2), 139-156.
- Yu, S.-B. & Tsai, Y.-B. 1979. Geomagnetic anomalies of the Ilan Plain. *Petrol. Geol. Taiwan* **16**, 19-27.
- Yu, S.-B. 1990. Establishing a GPS network for studying crustal deformation in the Taiwan area. *Proc. Second Int. Symp. on Precise Position with GPS*, Ottawa, Canada, 556-571.
- Yu, S.-B., Chen, H.-Y. & Kuo, L.-C. 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics* **274**(1-3), 41-59.
- Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Punongbayan, R. S. & Ramos, E. G. 1999. GPS observation of crustal deformation in the Taiwan-Luzon region. *Geophys. Res. Lett.* **26**(7), 923-926.
- Zang, S.-X., Chen, Q.-Y., Ning, J.-Y., Shen, Z.-K. & Liu, Y.-G. 2002. Motion of the Philippine Sea plate consistent with the NUVEL-1A model. *Geophys. J. Int.* **150**(3), 809-819.
- 中央地質調查所 (2001) 台灣地區地下水觀測網第二期計畫，嘉南平原及蘭陽平原水文地質調查報告，八十八年下半年及八十九年度工作報告。經濟部中央地質調查所，共212頁。
- 王天慧 (2007) 2005年宜蘭雙主震之震源機制解：應用近場波形反演法探討區域地震機制。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共79頁。
- 王鑫 (1980) 台灣的地形景觀。渡假出版社，共205頁。

- 江新春 (1976) 宜蘭平原之震測。礦業技術第十四卷，第六期，第215-221頁。
- 李錫堤、鄭錦桐、廖啟雯、張原賓 (1998) 台灣活斷層圖。中央大學應用地質研究所，工程及地質防災科技研究室。
- 何春蓀 (1986) 臺灣地質概論。經濟部中央地質調查所，共164頁。
- 林哲民 (2003) 利用接收函數法推估蘭陽平原淺層速度構造。國立中央大學地球物理研究所碩士論文，共170頁。
- 林啟文、林偉雄、高銘健 (1993) 五萬分之一臺灣地質圖說明書，圖幅第二十二號南澳。經濟部中央地質調查所出版。
- 林啟文、林偉雄 (1995) 五萬分之一臺灣地質圖說明書，圖幅第十五號三星。經濟部中央地質調查所出版。
- 林啟文、高銘健 (1997) 五萬分之一臺灣地質圖說明書，圖幅第十六號蘇澳。經濟部中央地質調查所出版。
- 林淑芬 (2004) 由孢粉紀錄看宜蘭平原最近4200年來的自然環境演變及其與史前文化發展之關係。國立台灣大學地質科學研究所博士論文，共179頁。
- 侯進雄 (2007) 台灣活動斷層構造相關地殼變形監測研究。國立台灣大學地質科學研究所博士論文，共209頁。
- 徐閔儀 (2006) 台灣北部震間地殼變形：1995-2005年GPS觀測。國立成功大學地球科學系碩士論文，共114頁。
- 康竹君 (2007) 蘭陽平原之新期構造分析研究。國立台灣海洋大學應用地球科學研究所碩士論文，共84頁。
- 康竹君、張翠玉、李建成、陳柔妃、李昭興 (2007) 梨山斷層延伸至蘭陽平原？蘭陽平原之新構造特性研究。台灣地球科學聯合學術研討會，桃園縣龍潭渴望園區。
- 許雅儒 (1999) 由GPS觀測資料探討宜蘭平原的伸張變形。國立中大學地球物理研究所碩士論文，共110頁。
- 郭隆晨、余水倍 (1994) 宜蘭平原之伸張變形。第五屆台灣地區地球物理研討會論文集，中壢市，第633-641頁。
- 陳文山 (2000) 台灣地區地下水觀測網第二期計畫水文地質調查研究八十九年度報告，沉積物與沉積環境分析及地層對比研究—蘭陽平原。經濟部中央地質調查所，共48頁。
- 黃信樺 (2007) 台灣東北地區的地震構造：由碰撞末期轉變為隱沒拉張之構造特性。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共110頁。
- 黃鑑水、何信昌 (1989) 五萬分之一臺灣地質圖說明書，圖幅第十號頭城。經濟部中央地質調查所出版。
- 詹新甫 (1976) 宜蘭地區第三紀之地質。礦業技術第14卷，第7期，第252-257頁。

- 蔡旻穎 (2007) 台灣GPS連續觀測站坐標時間序列分析方法研究。國立成功大學地球科學系碩士論文，共97頁。
- 蔡義本 (1976) 宜蘭地區之地震研究。礦業技術第14卷，第5期，第154-161頁。
- 賴慈華、謝孟龍 (2003) 台灣各沖積平原兩萬年來地塊垂直運動速率。中國地質學會九十二年年會論文集，第119頁。
- 謝孟龍、賴慈華、吳樂群、陳文山 (2006) 台灣山脈晚冰期及後冰期侵蝕速率是否不同？—曾文溪及蘭陽溪平原岩芯紀錄的檢視。第十一屆「台灣之第四紀」研討會論文集，第53-57頁。
- 饒瑞鈞、余致義、洪日豪、胡植慶、李建成、詹瑜璋、許麗文 (2006) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫-活動斷層監測系統計畫總報告。經濟部中央地質調查所，共234頁。



## 附錄 A

宜蘭地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之速度場。

Station	Lon (°)	Lat (°)	V <sub>E</sub> (mm/yr)	V <sub>N</sub> (mm/yr)	S <sub>E</sub> (mm/yr)	S <sub>N</sub> (mm/yr)	V (mm/yr)	Azi (°)
CLAN	121.5120	24.6023	3.51	5.46	0.03	0.02	6.49	32.7
FLON	121.9375	25.0204	3.39	-3.35	0.01	0.01	4.76	134.7
G230	121.6526	24.7114	4.43	-1.70	1.67	0.88	4.74	111.0
G231	121.6318	24.6914	3.04	0.44	0.81	0.95	3.07	81.7
G232	121.5811	24.6552	3.32	0.58	1.35	2.00	3.37	80.1
G233	121.5255	24.6125	2.22	5.42	2.09	1.05	5.86	22.3
G234	121.5294	24.6007	2.74	7.51	3.16	1.43	7.99	20.0
G235	121.5968	24.6435	7.62	0.42	1.05	1.78	7.63	86.8
G236	121.6502	24.6670	7.32	-0.57	1.05	0.82	7.34	94.4
G237	121.7131	24.6679	10.96	-9.15	1.89	5.20	14.28	129.9
G238	121.7160	24.6338	12.50	-8.70	0.76	1.15	15.23	124.8
G239	121.6873	24.6096	17.37	-4.01	1.30	1.03	17.82	103.0
G240	121.7233	24.7237	4.94	-8.12	2.05	3.67	9.50	148.7
G241	121.6912	24.7476	0.42	-3.94	1.79	1.82	3.97	174.0
G242	121.6361	24.7534	2.49	2.07	2.28	1.79	3.24	50.3
G243	121.6995	24.7793	3.08	-0.11	0.79	1.61	3.09	92.1
G244	121.7578	24.6742	2.47	-5.67	0.67	2.86	6.18	156.5
G246	121.8362	24.5956	20.55	-25.27	1.32	1.57	32.57	140.9
G247	121.8336	24.5213	14.85	-25.54	1.26	1.12	29.55	149.8
G248	121.8293	24.6643	10.69	-7.88	1.17	1.86	13.28	126.4
G249	121.8001	24.7223	1.51	-3.16	2.31	0.81	3.50	154.5
G250	121.7660	24.7538	0.66	0.56	1.36	1.10	0.87	49.4
G251	121.7598	24.7868	1.15	-0.32	1.22	1.68	1.20	105.5
G252	121.7694	24.8217	2.41	0.11	0.91	1.97	2.42	87.4
G253	121.8146	24.7599	8.15	-1.13	1.96	0.81	8.23	97.9
G254	121.8203	24.8248	3.50	-2.03	5.52	1.53	4.05	120.1
G255	121.8281	24.8628	4.36	-3.57	0.93	0.73	5.63	129.3
HANS	121.6871	24.6095	16.74	-7.24	0.04	0.04	18.24	113.4
ILAN	121.7566	24.7640	4.71	-2.27	0.05	0.04	5.23	115.7
LTUN	121.7716	24.7000	11.43	-9.45	0.04	0.04	14.83	129.6
N035	121.9993	25.0056	-2.21	-2.87	2.15	3.32	3.62	217.6
N039	121.7443	24.8049	3.05	0.72	0.82	1.95	3.13	76.7

Station	Lon ( $^{\circ}$ )	Lat ( $^{\circ}$ )	$V_E$ (mm/yr)	$V_N$ (mm/yr)	$S_E$ (mm/yr)	$S_N$ (mm/yr)	$V$ (mm/yr)	Azi ( $^{\circ}$ )
N040	121.5639	24.5092	20.83	-4.39	5.42	1.21	21.29	101.9
N041	121.7607	24.5376	19.07	-21.45	0.89	2.32	28.70	138.4
N043	121.5487	24.9925	0.33	-3.45	0.67	0.83	3.47	174.5
N052	121.8679	24.5939	19.24	-31.98	3.83	2.02	37.32	149.0
N054	121.4924	24.7812	4.75	6.40	4.16	0.15	7.97	36.6
N090	121.6190	24.6592	8.35	0.99	0.95	1.59	8.41	83.3
N096	121.8017	24.8704	2.09	-1.08	1.80	1.79	2.35	117.2
N637	121.6781	24.6935	5.02	-0.42	1.00	0.76	5.04	94.8
NAAO	121.8102	24.4493	8.26	-25.93	0.02	0.02	27.21	162.3
NIU1	121.8174	24.8664	1.50	-1.82	0.18	0.19	2.36	140.5
NIU2	121.7457	24.7461	1.42	-8.82	0.65	0.60	8.93	170.9
NIUT	121.5616	24.6348	3.07	6.68	0.01	0.01	7.35	24.7
PLIN	121.7140	24.9336	0.16	2.86	0.01	0.01	2.86	3.2
SLNP	121.6356	24.7531	0.93	4.14	0.02	0.02	4.24	12.6
SUAO	121.8671	24.5924	16.57	-24.43	0.05	0.05	29.52	145.8
TUCN	121.4961	24.5748	3.89	6.78	0.01	0.01	7.82	29.8
YNTS	121.7789	24.8617	7.45	2.81	0.04	0.05	7.97	69.3

$V_E, V_N$  為東西向及南北向之速度分量，向東及向北為正，向西及向南為負。

$S_E, S_N$  為東西向及南北向之速度分量之誤差。

$V$  為水平方向之速度大小。

Azi 為水平速度之方位角。

## 附錄 B

宜蘭地區內插點之應變率、旋轉率、面膨脹率以及剪應變率。

Lon (°)	Lat (°)	Eps1 (strain/yr)	Eps1(sig) (strain/yr)	Eps2 (strain/yr)	Eps2(sig) (strain/yr)	Theta (°)	The.(sig) (°)	Rotation (radian/yr)	Rot.(sig) (radian/yr)	Dilatation (strain/yr)	Dila.(sig) (strain/yr)	Gamma (strain/yr)	Gam.(sig) (strain/yr)
121.78	24.53	2.32E-07	1.31E-07	-4.49E-07	1.92E-07	15.97	13.12	7.12E-07	1.72E-07	-2.18E-07	2.09E-07	6.81E-07	1.99E-07
121.81	24.53	2.57E-07	1.01E-07	-6.95E-07	1.12E-07	12.06	7.31	5.83E-07	1.29E-07	-4.38E-07	1.37E-07	9.53E-07	1.36E-07
121.84	24.53	2.47E-07	1.00E-07	-8.18E-07	1.14E-07	15.04	5.89	5.28E-07	1.20E-07	-5.71E-07	1.35E-07	1.07E-06	1.31E-07
121.54	24.56	6.66E-07	1.16E-07	-1.38E-07	8.67E-08	-55.62	4.93	-1.26E-07	7.02E-08	5.28E-07	1.49E-07	8.04E-07	8.48E-08
121.57	24.56	1.18E-06	1.68E-07	-8.45E-08	1.44E-07	-50.18	4.96	-1.47E-07	1.10E-07	1.10E-06	2.23E-07	1.27E-06	1.15E-07
121.75	24.56	1.14E-06	2.42E-07	-4.80E-07	1.18E-07	-29.04	4.95	3.10E-07	8.72E-08	6.57E-07	3.11E-07	1.62E-06	1.80E-07
121.81	24.56	1.99E-07	2.02E-07	-6.22E-07	1.55E-07	10.06	11.08	4.32E-07	1.63E-07	-4.23E-07	2.49E-07	8.21E-07	2.41E-07
121.84	24.56	1.83E-07	2.17E-07	-8.23E-07	1.96E-07	15.85	9.74	3.49E-07	1.82E-07	-6.40E-07	2.80E-07	1.01E-06	2.56E-07
121.51	24.59	1.46E-07	2.85E-08	-1.04E-06	2.19E-08	69.97	0.56	-5.13E-07	1.80E-08	-8.98E-07	3.60E-08	1.19E-06	2.99E-08
121.54	24.59	1.50E-07	3.67E-08	-6.29E-07	2.52E-08	77.03	0.72	-3.99E-07	2.22E-08	-4.79E-07	4.45E-08	7.80E-07	4.12E-08
121.57	24.59	3.56E-07	6.17E-08	-2.37E-07	4.00E-08	-78.45	1.39	-3.34E-07	3.70E-08	1.19E-07	7.35E-08	5.93E-07	6.92E-08
121.6	24.59	2.01E-06	1.86E-08	3.45E-08	1.64E-08	-39.23	0.31	-1.73E-07	1.40E-08	2.04E-06	2.13E-08	1.97E-06	1.44E-08
121.72	24.59	1.22E-06	2.19E-07	-1.18E-06	1.68E-07	-29.24	3.28	1.78E-07	1.40E-07	3.68E-08	2.74E-07	2.40E-06	1.86E-07
121.75	24.59	1.33E-06	1.71E-07	-9.56E-07	9.10E-08	-29.92	2.54	1.16E-07	6.70E-08	3.78E-07	2.22E-07	2.29E-06	1.26E-07
121.78	24.59	1.31E-06	1.26E-07	-4.53E-07	5.07E-08	-28.92	2.29	1.24E-07	3.91E-08	8.56E-07	1.59E-07	1.76E-06	9.09E-08
121.81	24.59	8.27E-07	1.56E-07	-3.73E-07	1.36E-07	-16.83	5.71	2.56E-07	1.28E-07	4.54E-07	1.97E-07	1.20E-06	1.78E-07
121.84	24.59	7.58E-07	1.53E-07	-4.88E-07	2.02E-07	-12.98	7.11	1.94E-07	1.61E-07	2.70E-07	2.45E-07	1.25E-06	2.31E-07
121.54	24.62	2.06E-07	3.72E-08	-8.90E-07	3.09E-08	75.00	0.63	-5.24E-07	2.41E-08	-6.84E-07	4.83E-08	1.10E-06	4.35E-08
121.57	24.62	5.47E-07	7.79E-08	-3.78E-07	7.49E-08	-80.48	1.09	-5.00E-07	5.37E-08	1.68E-07	1.08E-07	9.25E-07	1.04E-07
121.6	24.62	1.90E-06	2.79E-08	2.55E-08	2.56E-08	-41.59	0.54	-9.38E-08	2.02E-08	1.93E-06	3.52E-08	1.88E-06	2.05E-08

Lon (°)	Lat (°)	Eps1 (strain/yr)	Eps1(sig) (strain/yr)	Eps2 (strain/yr)	Eps2(sig) (strain/yr)	Theta (°)	The.(sig) (°)	Rotation (radian/yr)	Rot.(sig) (radian/yr)	Dilatation (strain/yr)	Dila.(sig) (strain/yr)	Gamma (strain/yr)	Gam.(sig) (strain/yr)
121.66	24.62	1.43E-06	1.00E-07	-5.64E-07	9.93E-08	-42.09	1.82	-3.01E-07	7.73E-08	8.69E-07	1.27E-07	2.00E-06	7.79E-08
121.69	24.62	1.40E-06	1.18E-07	-9.13E-07	1.15E-07	-38.70	1.77	-3.00E-07	9.38E-08	4.91E-07	1.41E-07	2.32E-06	9.65E-08
121.75	24.62	1.04E-06	6.97E-08	-6.21E-07	5.99E-08	-31.58	1.57	1.90E-07	4.79E-08	4.14E-07	8.93E-08	1.66E-06	5.87E-08
121.78	24.62	1.08E-06	1.18E-08	-5.17E-07	1.12E-08	-33.86	0.29	1.52E-07	8.17E-09	5.65E-07	1.63E-08	1.60E-06	9.76E-09
121.81	24.62	1.28E-06	1.54E-07	-5.73E-10	1.21E-07	-15.72	4.60	-1.53E-07	1.05E-07	1.28E-06	1.93E-07	1.28E-06	1.74E-07
121.84	24.62	2.32E-06	3.56E-07	-1.48E-06	4.47E-07	-7.85	4.47	-8.95E-07	2.97E-07	8.43E-07	5.70E-07	3.79E-06	5.55E-07
121.6	24.65	1.54E-06	4.59E-08	-4.26E-07	6.41E-08	-55.84	1.07	1.16E-07	3.95E-08	1.11E-06	7.87E-08	1.96E-06	4.68E-08
121.63	24.65	1.57E-06	3.93E-08	-4.11E-07	5.02E-08	-53.43	0.85	5.95E-08	3.32E-08	1.16E-06	6.15E-08	1.98E-06	3.64E-08
121.66	24.65	1.39E-06	9.10E-08	-4.98E-07	9.16E-08	-43.49	1.69	-2.56E-07	7.25E-08	8.92E-07	1.11E-07	1.89E-06	7.26E-08
121.69	24.65	1.41E-06	4.15E-08	-5.10E-07	4.16E-08	-44.55	0.86	-1.49E-07	2.99E-08	9.02E-07	5.77E-08	1.92E-06	2.99E-08
121.72	24.65	1.30E-06	6.69E-08	-4.79E-07	6.88E-08	-42.66	1.57	-5.25E-08	4.73E-08	8.20E-07	9.73E-08	1.78E-06	4.78E-08
121.75	24.65	3.92E-07	1.13E-07	-5.08E-07	1.10E-07	-28.98	5.00	8.04E-08	8.06E-08	-1.16E-07	1.55E-07	8.99E-07	1.07E-07
121.78	24.65	4.61E-07	1.21E-07	3.23E-07	1.15E-07	-31.80	33.64	2.12E-07	8.92E-08	7.84E-07	1.58E-07	1.38E-07	1.06E-07
121.81	24.65	1.33E-06	1.31E-07	4.59E-07	1.15E-07	-1.09	6.32	-1.01E-07	9.59E-08	1.79E-06	1.74E-07	8.69E-07	1.74E-07
121.6	24.68	1.51E-06	7.58E-08	-2.75E-07	6.81E-08	-50.94	1.62	2.40E-07	5.04E-08	1.23E-06	1.03E-07	1.78E-06	5.37E-08
121.63	24.68	1.48E-06	1.54E-08	-2.61E-07	1.28E-08	-52.90	0.32	1.55E-07	9.88E-09	1.21E-06	2.02E-08	1.74E-06	1.10E-08
121.66	24.68	1.19E-06	7.30E-08	-3.64E-07	7.49E-08	-43.17	1.59	-7.43E-08	6.02E-08	8.23E-07	8.60E-08	1.55E-06	6.04E-08
121.69	24.68	1.23E-06	1.26E-08	-4.54E-07	1.29E-08	-43.83	0.31	-4.21E-08	8.96E-09	7.80E-07	1.81E-08	1.69E-06	8.98E-09
121.72	24.68	1.32E-06	4.76E-08	-4.01E-07	4.65E-08	-47.33	1.12	-1.19E-07	3.26E-08	9.22E-07	6.77E-08	1.72E-06	3.30E-08
121.75	24.68	1.33E-06	7.41E-08	1.95E-07	7.02E-08	-48.26	2.37	6.75E-08	5.46E-08	1.53E-06	9.47E-08	1.14E-06	5.53E-08
121.78	24.68	8.96E-07	6.37E-08	6.54E-07	1.12E-07	-18.57	17.06	-3.27E-07	7.79E-08	1.55E-06	1.22E-07	2.43E-07	1.08E-07
121.81	24.68	1.17E-06	1.38E-07	2.77E-08	1.66E-07	22.44	5.53	-3.81E-07	1.15E-07	1.20E-06	2.11E-07	1.14E-06	1.70E-07
121.84	24.68	1.33E-06	1.09E-07	-2.43E-07	1.90E-07	6.12	4.35	-5.92E-07	1.20E-07	1.09E-06	2.19E-07	1.57E-06	2.16E-07

Lon (°)	Lat (°)	Eps1 (strain/yr)	Eps1(sig) (strain/yr)	Eps2 (strain/yr)	Eps2(sig) (strain/yr)	Theta (°)	The.(sig) (°)	Rotation (radian/yr)	Rot.(sig) (radian/yr)	Dilatation (strain/yr)	Dila.(sig) (strain/yr)	Gamma (strain/yr)	Gam.(sig) (strain/yr)
121.54	24.71	4.68E-07	1.51E-07	-5.47E-07	9.15E-08	-65.57	3.41	4.56E-07	1.06E-07	-7.98E-08	1.60E-07	1.01E-06	1.32E-07
121.63	24.71	1.01E-06	9.03E-08	-2.88E-07	1.03E-07	-39.01	2.94	9.09E-08	7.03E-08	7.23E-07	1.33E-07	1.30E-06	7.41E-08
121.66	24.71	1.06E-06	7.64E-08	-4.58E-07	8.03E-08	-40.84	1.98	1.88E-07	5.87E-08	6.00E-07	1.04E-07	1.52E-06	6.00E-08
121.69	24.71	1.15E-06	3.06E-08	-1.67E-07	2.77E-08	-41.47	0.89	5.04E-08	2.07E-08	9.86E-07	4.12E-08	1.32E-06	2.12E-08
121.72	24.71	1.29E-06	2.06E-08	-9.55E-08	1.92E-08	-39.16	0.58	-1.84E-08	1.42E-08	1.19E-06	2.79E-08	1.38E-06	1.50E-08
121.75	24.71	1.34E-06	5.99E-08	3.86E-07	6.24E-08	-43.67	2.64	-2.19E-07	4.25E-08	1.73E-06	8.79E-08	9.54E-07	4.26E-08
121.78	24.71	1.12E-06	3.01E-08	6.34E-07	1.57E-07	-1.90	7.69	-7.24E-07	6.47E-08	1.75E-06	1.60E-07	4.82E-07	1.60E-07
121.81	24.71	1.11E-06	2.99E-08	-8.16E-08	1.89E-07	-2.78	3.20	-8.05E-07	6.63E-08	1.03E-06	1.91E-07	1.19E-06	1.90E-07
121.57	24.74	6.09E-07	9.40E-08	-2.02E-07	2.23E-07	-11.02	4.63	-1.09E-07	4.93E-08	4.07E-07	2.50E-07	8.11E-07	2.32E-07
121.66	24.74	1.10E-06	8.09E-08	-4.56E-07	8.21E-08	-40.95	1.97	2.95E-07	6.17E-08	6.45E-07	1.07E-07	1.56E-06	6.29E-08
121.69	24.74	1.22E-06	2.92E-08	-1.25E-07	2.34E-08	-37.49	0.77	-1.89E-09	1.94E-08	1.10E-06	3.61E-08	1.35E-06	2.10E-08
121.72	24.74	1.32E-06	1.54E-08	-9.10E-08	1.28E-08	-35.73	0.40	-7.67E-08	1.03E-08	1.23E-06	1.96E-08	1.41E-06	1.16E-08
121.75	24.74	1.16E-06	5.36E-08	5.41E-07	9.27E-08	-28.72	4.96	-4.80E-07	5.21E-08	1.70E-06	1.09E-07	6.20E-07	7.31E-08
121.78	24.74	1.13E-06	2.80E-08	4.37E-07	1.71E-07	-6.46	4.84	-7.29E-07	5.64E-08	1.56E-06	1.75E-07	6.90E-07	1.71E-07
121.81	24.74	1.09E-06	3.37E-08	1.13E-07	2.27E-07	-10.30	4.09	-6.86E-07	6.01E-08	1.21E-06	2.35E-07	9.79E-07	2.21E-07
121.69	24.77	1.04E-06	1.22E-07	9.97E-08	5.46E-08	-26.45	4.05	2.65E-07	5.69E-08	1.14E-06	1.42E-07	9.38E-07	9.70E-08
121.72	24.77	1.27E-06	3.22E-08	-3.80E-08	2.19E-08	-33.81	0.87	-2.28E-08	1.86E-08	1.23E-06	4.02E-08	1.31E-06	2.30E-08
121.75	24.77	1.09E-06	4.62E-08	4.10E-07	1.04E-07	-15.91	4.86	-5.18E-07	5.75E-08	1.50E-06	1.14E-07	6.76E-07	1.01E-07
121.78	24.77	1.06E-06	4.56E-08	3.66E-07	1.47E-07	-19.45	5.37	-5.18E-07	5.09E-08	1.43E-06	1.65E-07	6.95E-07	1.32E-07
121.81	24.77	1.02E-06	6.60E-08	2.72E-07	2.19E-07	-23.76	7.92	-4.76E-07	5.90E-08	1.29E-06	2.59E-07	7.47E-07	1.80E-07
121.72	24.8	5.37E-07	4.80E-08	3.54E-07	1.06E-07	5.96	27.35	1.26E-07	8.86E-08	8.91E-07	1.15E-07	1.83E-07	1.14E-07
121.75	24.8	5.39E-07	8.42E-08	3.63E-07	1.02E-07	36.56	19.68	5.99E-08	7.35E-08	9.02E-07	1.19E-07	1.77E-07	7.83E-08
121.78	24.8	4.68E-07	2.43E-08	-1.93E-07	1.19E-07	-2.90	4.05	2.66E-07	4.65E-08	2.76E-07	1.21E-07	6.61E-07	1.21E-07

Lon (°)	Lat (°)	Eps1 (strain/yr)	Eps1(sig) (strain/yr)	Eps2 (strain/yr)	Eps2(sig) (strain/yr)	Theta (°)	The.(sig) (°)	Rotation (radian/yr)	Rot.(sig) (radian/yr)	Dilatation (strain/yr)	Dila.(sig) (strain/yr)	Gamma (strain/yr)	Gam.(sig) (strain/yr)
121.81	24.8	4.18E-07	2.65E-08	-4.33E-07	1.51E-07	-4.08	3.38	3.08E-07	4.96E-08	-1.54E-08	1.54E-07	8.51E-07	1.52E-07
121.75	24.83	7.02E-07	3.06E-08	-5.66E-07	8.51E-08	-11.38	2.35	6.59E-07	5.33E-08	1.37E-07	8.90E-08	1.27E-06	8.46E-08
121.78	24.83	6.62E-07	2.27E-08	-1.01E-06	8.35E-08	-8.05	1.35	7.36E-07	3.91E-08	-3.49E-07	8.68E-08	1.67E-06	8.41E-08
121.81	24.83	6.02E-07	3.08E-08	-1.15E-06	9.46E-08	-8.60	1.43	7.44E-07	4.29E-08	-5.47E-07	1.00E-07	1.75E-06	9.64E-08
121.72	24.86	8.18E-07	4.45E-08	3.77E-08	7.30E-08	-84.10	0.64	-6.91E-08	4.62E-08	8.55E-07	8.53E-08	7.80E-07	8.41E-08
121.75	24.86	5.83E-07	5.65E-08	-5.74E-07	6.69E-08	-61.68	1.79	7.48E-09	4.46E-08	9.55E-09	8.67E-08	1.16E-06	6.05E-08
121.78	24.86	5.81E-07	1.77E-07	-1.45E-06	7.13E-08	-0.25	2.00	1.21E-06	7.09E-08	-8.72E-07	1.91E-07	2.03E-06	1.91E-07
121.81	24.86	3.59E-07	2.07E-07	-1.38E-06	8.31E-08	-5.11	3.61	1.06E-06	1.10E-07	-1.02E-06	2.23E-07	1.74E-06	2.20E-07
121.75	24.89	4.82E-07	5.26E-08	-1.59E-06	5.28E-08	-48.62	1.01	-1.51E-07	3.76E-08	-1.11E-06	7.37E-08	2.08E-06	3.85E-08
121.78	24.89	4.53E-07	4.96E-08	-2.24E-06	4.98E-08	-43.86	0.75	-2.89E-07	3.51E-08	-1.78E-06	7.03E-08	2.69E-06	3.52E-08

Eps1 為最大主應變速率。

Eps2 為最小主應變速率。

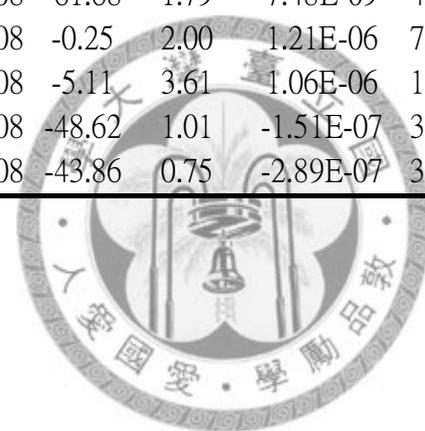
Theta 為最大主應變速率之方位角。

Rotation 為旋轉率。

Dilatation 為面膨脹率。

Gamma 為最大剪應變率。

(sig)為各項之誤差值。



# 附錄 C

宜蘭地區 GPS 觀測站之時間序列。

