

國立台灣大學理學院海洋研究所

博士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Doctoral Dissertation

臺灣西部前陸盆地前凸起遷移與潮汕凹陷的震測相分析

與其在南海北部大陸邊緣盆地演化之意涵

Forebulge Migration in the Western Taiwan Foreland

Basin and seismic facies analyses in the Chaoshan

Depression: implications for basin evolution of the

northern continental margin, South China Sea

張日新

Jih-Hsin Chang

指導教授：俞何興博士

Advisor: Ho-Shing Yu, Ph.D.

中華民國 102 年 1 月

January, 2013



國立臺灣大學博士學位論文  
口試委員會審定書

臺灣西部前陸盆地前凸起遷移與潮汕凹陷的震測相分析與  
其在南海北部大陸邊緣盆地演化之意涵

Forebulge migration in Western Taiwan Foreland Basin and  
seismic facies analyses in the Chaoshan Depression:  
implications for basin evolution of northern continental margin,  
South China Sea

本論文係張日新君（學號 D97241005）在國立臺灣大學海洋研  
究所所完成之博士學位論文，於民國 102 年 1 月 21 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：

俞仁興

（指導教授簽名）

劉宗遠

蘇志杰

吳明賢

蔡旭燦

柯淑明

系主任、所長

戴昌鳳

（簽名）

## 誌謝

感謝恩師俞何興教授，願意花時間在學生的身上，論文寫作也好人事也罷的一切教誨，學生點滴在心，也恭喜老師可以開始享受退休生活了。感謝口試時劉家瑄教授、蘇志杰教授、楊耿明教授、吳明賢副所長、黃旭燦組長，各位委員的意見令論文更臻完善，同時也再次感謝劉老師和蘇老師平日的照顧與指教。感謝無緣的口試委員李通藝教授，沒關係的，日後還有很多事要再向您請教。還有在地體構造上最為精闢的地質系鄧屬予教授，在前陸盆地方面惠我良多的中央大學林殿順教授，以及平日生活承蒙所上組上各位老師照顧，特別是喬老師，在此一並感謝。

學業生涯上首要感謝鶴瀚一路以來的相伴扶持，學術也好打屁也好挑戰異世界也好，一起大殺八方甚是有興趣，願我們能一起征服地球。熊同學、馬同學、狼同學、錫羅同學等研究室的夥伴充實了生活的空缺。SEL 的各位浩庭蕙哥貢丸甜甜夏培拼拼…算了這間研究室太多人了，寫完這張紙就滿了，總之感謝你們啦。也感謝下午茶小姑娘其郁屹雅芋頭，還有少薇宜靜怡雯姐如媽如姐的照顧。一路上還有蔣正興學長在好幾次比較低潮時期的鼓勵，這對我是非常非常重要的，在此特別感謝。感謝中大的朋友舜文和韡智以及師大的進達，常常叨擾你們好幾次真是不好意思囧。

生活上也要感謝羅浮群的伙伴，總是最能讓我感受到台大學生的活力與悲哀，博士班生涯又寫下了些些新的故事，雖總不若老故事的動人，但人也總是需要。不知道為什麼想特別感謝厚柏，就也寫在這裡吧。最後感謝家人，父親母親弟弟奶奶以及表哥家等等等，雖然好像不很清晰要感謝的是什麼，但總是可以確定的是每當情緒的瓶頸或煩躁，看到你們這件事總不失為一個不錯的選項。

人生到了下一個十字路口，路也總不是平的，邁步碎步計較地走，是不是就能滿足心中的一點冀望呢？就讓生命來知道吧。

20130208

## 摘要

本文利用震測剖面資料，研究台灣西部前陸盆地前凸起遷移與潮汕凹陷同張裂層序之震測相，討論南海北部大陸邊緣盆地演化的含義。橫跨台灣西部前陸盆地前凸起之震測剖面的地層特徵指出，台灣西部前陸盆地基底上有連續向西跨踏(overstepping)的不整合面，說明了台灣西部前陸盆地在晚中新世形成後，前凸起持續向西遷移，至少有兩次遷移事件。潮汕凹陷的同張裂層序中可辨識出震測相 I(平行一次平行)、震測相 II(混沌)、震測相 III(超覆狀)及震測相 IV(丘狀)四種震測相。平行一次平行及混沌震測相可解釋為張裂初期的沈積物堆積，超覆狀震測相可解釋為張裂盛期的沈積物堆積，而丘狀震測相可解釋為後張裂初期的沈積物堆積。震測相 I 代表湖沼相的沈積，平行一次平行的反射說明了沈積時為一低能量的沈積環境；震測相 II 代表的河流相及湖沼相沈積，混沌反射說明了沈積環境側向的不連續；震測相 III 可解釋為濱海相的沈積環境，超覆狀的反射可能與三角洲沈積體的進覆積(progradation)有關；震測相 IV 為下部陸坡到深海盆底的沈積環境，丘狀反射可能為海底扇的沈積葉體。

台灣西部前陸盆地與潮汕凹陷張裂盆地的時空分佈可闡釋南海北部大陸邊緣盆地演化的含義。在古第三紀時南海北部大陸邊緣發育了一系列東北—西南走向的張裂盆地，包含潮汕凹陷與台南盆地。自中新世起時南海北部大陸邊緣進入了後張裂時期，潮汕凹陷堆積後張裂層序(中新世—現代)。自上新世起，呂宋島弧與中國大陸邊緣斜向碰撞形成台灣造山帶，造山荷重與板塊撓曲影響了晚中新世後台灣西部前陸盆地與台南盆地的發育。台灣西部前陸盆地接受大量的台灣造山帶沈積物堆積，發育為成熟(mature)的前陸盆地；台南盆地亦受到板塊撓曲的影響，造成撓曲下陷，僅接受少量的台灣造山帶沈積物堆積，發育了未成熟(immatute)的前陸盆地(更新世至今)。潮汕凹陷未受到板塊撓曲的影響，至今仍維持張裂盆地的原貌，具有張裂層序與後張裂層序。台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷在中新世之後盆地框架上的差異，說明了南海北部大陸邊緣盆地之發育為被動大陸邊緣受到板塊撓曲沈降之影響，並由南而北呈現了南海北部被動大陸邊緣之後張裂盆地、受呂宋島弧—中國大陸邊緣初始碰撞影響但尚未被完全充填之未成熟前陸盆地、以及受板塊撓曲沈降影響且已被完全充填之成熟前陸盆

地等不同階段之漸變的過程。

關鍵字：台灣西部前陸盆地、前凸起、張裂盆地、潮汕凹陷。



## Abstract

Using reflection seismic profiles, this study investigates the forebulge migration in the Western Taiwan Foreland Basin (WTFB), the seismic facies of the synrift sequences of the Chaoshan Depression, and discusses their implications for basin evolution of northern continental margin, South China Sea. The seismic characteristics in the sections across the forebulge of the WTFB displays a series of westwards overstepping unconformities, suggesting that the forebulge of the WTFB has migrated westwards since the Late Miocene. There are at least two episodes of migration of the forebulge of the WTFB. Four seismic facies are identified in the synrift sequences of the Chaoshan Depression: the Seismic Facies I (parallel-subparallel), the Seismic Facies II (chaotic), the Seismic Facies III (offlap), and the Seismic Facies IV (mounded). The Seismic Facies I and the Seismic Facies II are interpreted as the deposits formed during rift initiation of the Chaoshan rifting basin. The Seismic Facies III is interpreted as the deposits formed during rift climax of the rift basin. The Seismic Facies IV is interpreted as the deposits formed during immediate post rift of the rift basin. The parallel-subparallel reflectors in the Seismic Facies I may represent the deposits of a lacustrine environment and the chaotic reflectors in the Seismic Facies II may represent the lateral discontinuity of the sediments. Offlap reflections in the Seismic Facies III may represent the progradation of deltaic sedimentary sequences in a marginal marine environment. Mounded reflectors in the Seismic Facies IV may represent the sedimentary lobes of a deep sea fan, deposited in a lower slope-basin floor environment.

The spatial-temporal distributions of the WTFB and the Chaoshan Depression provide implications for basin evolution of northern continental margin of the South China Sea. In the Paleogene, a series of rifting basins with a NE-SW trend occurred on the northern continental margin of the South China Sea, including the Chaoshan Depression and the Tainan Basin. The rifting of these basins has ceased at the Early Miocene, and following post-rift sedimentary sequences are deposited onto the rifting sequence of these basins. Since the Pliocene, the oblique collision between the Luzon arc and the Chinese continental margin has formed the Taiwan orogenic belt at the northernmost part of the Northern continental margin of the South China Sea. The load of the Taiwan orogenic belt and the flexure of the Eurasian Plate resulted in the development of the WTFB and had influence on the development of the Tainan Basin

since the Late Miocene. The central part of the WTFB has become a "mature" foreland basin and has received sediments derived from the Taiwan orogenic belt. On the other hand, the Kaoping Slope(SW Taiwan) and the Tainan Basin are currently considered to be "immature" foreland basins which are suffered from less tectonic(flexural) influence by orogenic load. Southwards, the Chaoshan Depression is not influenced by the load of the Taiwan orogenic belt, and preserves the configuration of a post-rift basin. The variations in tectono-stratigraphic characteristics of the basins (ie., the WTFB, the Tainan Basin, and the Chaoshan Depression) along the northern continental margin of the South China Sea suggest that the development of these basins are influenced by the flexure of the Eurasian Plate in the Taiwan region. The progressive changes of basin configurations from a post-rift basin on the Chinese passive margin (the Chaoshan Depression), in transition to an "immature" underfilled foreland basin (the Tainan Basin), to a "mature" filled foreland basin (the WTFB) are reflected by the accompanying progressive changes from rifting in transition to initial collision and to arc-continent collision in Taiwan.

Key words: Western Taiwan Foreland Basin, forebulge, rifting basin, Chaoshan Depression.





## 目錄

口試委員審定書	
誌謝	i
摘要	ii
Abstract	iv
目錄	vi
圖目錄	viii
表目錄	xi
第一章 序論	1
1.1 南海北部大陸邊緣盆地之地質架構	5
1.1.1 台灣西部前陸盆地	5
1.1.2 台南盆地	6
1.1.3 潮汕凹陷	7
1.2 前陸盆地之前凸起的地質特徵	12
1.3 被動大陸邊緣張裂盆地的張裂層序	17
1.4 研究目的與意義	26
第二章 資料與方法	29
2.1 反射震測資料	29
2.2 震測相分析方法	39
第三章 台灣西部前陸盆地前凸起之特徵	
3.1 前凸起遷移之地層特徵	45
3.2 台灣西部前陸盆地之前凸起遷移	48
3.3 台灣西部前陸盆地基底不整合面與其意涵	54
3.4 與台灣西南部前陸盆地前凸起遷移之比較	59
3.4.1 台灣西南部前陸盆地之盆地沈降與前陸盆地基底不整合面	59
3.4.2 台灣西南部前陸盆地之前凸起遷移	60
3.4.3 台灣西南部前陸盆地之發育歷史	61
3.4.4 台灣西部前陸盆地與台灣西南部前陸盆地前凸起遷移之比較	62

第四章	潮汕凹陷張裂盆地之震測相分析	
4.1	張裂盆地的震測特徵.....	71
4.2	潮汕凹陷之震測層序與震測相分析.....	77
4.3	潮汕凹陷張裂盆地之沈積環境解釋.....	89
第五章	台灣西部前陸盆地與潮汕凹陷張裂盆地的時空分布與其在南海北部 大陸邊緣盆地演化的含義	
5.1	台灣西部前陸盆地與台南盆地在演化階段上的比較.....	91
5.2	台灣西部前陸盆地和潮汕凹陷張裂盆地在演化階段上的比較.....	100
5.3	南海北部大陸邊緣盆地演化之含義.....	101
第六章	結論.....	104
	參考文獻.....	106
	附錄 作者簡介.....	112



## 圖目錄

圖 1.1.1	南海北部大陸邊緣的位置.....	2
圖 1.1.2	南海北部大陸邊緣最北端新生代盆地的位置.....	3
圖 1.1.3	南海北部大陸邊緣地體構造演化及大陸邊緣盆地發育的三個階段.....	4
圖 1.1.4	台灣西部前陸盆地的範圍與剖面示意圖.....	8
圖 1.1.5	台灣西部前陸盆地之位置範圍與剖面示意圖.....	9
圖 1.1.6	上一更新世台灣西部前陸盆地沈積系統分布圖.....	9
圖 1.1.7	台灣西部前陸盆地撓曲沈降影響之範圍及撓曲沈降量分布.....	10
圖 1.1.8	珠江口盆地之範圍及潮汕凹陷之位置圖.....	11
圖 1.2.1	前陸盆地與前凸起的成因示意圖.....	14
圖 1.2.2	阿爾卑斯山前陸盆地的年代地層柱剖面.....	15
圖 1.2.3	前凸起移動的類型.....	16
圖 1.3.1	張裂盆地張裂之應變程度與其相對應的盆地類型.....	19
圖 1.3.2	張裂盆地演化的四個階段與其可能發生的沈積環境演化.....	20
圖 1.3.3	巴西南部 Guaritas Rift 張裂盆地之盆地演化階段與沈積環境之對比.....	21
圖 1.3.4	珠江口盆地球三凹陷之張裂盆地沈積演化.....	22
圖 1.3.5	台灣海峽南日島盆地之震測層序與其沈積相解釋.....	23
圖 1.3.6	台灣海峽澎湖盆地之震測層序與其位置.....	24
圖 1.4.1	台灣西部前陸盆地前凸起位置之前人研究.....	28
圖 1.4.2	台灣西部前陸盆地之前凸起與台灣造山帶可能的相對應之時空關係.....	28
圖 2.1.1	本研究所使用之震測剖面資料位置分布及區域水深圖.....	33
圖 2.1.2	本研究所使用的台灣西部前陸盆地之震測剖面資料分布.....	34
圖 2.1.3	潮汕凹陷之範圍、本研究震測剖面之分布及區域水深圖.....	35
圖 2.1.4	本研究潮汕凹陷區域震測剖面位置及編號圖.....	36
圖 2.3.1	反射層特徵之連續性、振幅與頻率示意圖.....	42
圖 2.3.2	反射組態之平行(平狀與波浪狀)、次平行、與發散狀示意圖.....	42
圖 2.3.3	微擾動反射組態之示意圖.....	43
圖 2.3.4	填充反射組態之示意圖.....	43
圖 2.3.5	斜坡進積型反射組態之示意圖.....	43
圖 2.3.6	常見的接觸關係、反射特徵與其簡記時常用的代號.....	44

圖 3.1.1	造山帶推進時，前陸盆地與前凸起遷移之相對位置之示意圖.....	46
圖 3.1.2	前凸起推進時與基準面關係變化之示意圖.....	46
圖 3.1.3	二疊紀美國阿帕拉契前陸盆地其撓曲之抬升與地層特徵.....	47
圖 3.1.4	白堊紀美國西部內盆地前凸起撓曲與地層演化之示意圖.....	47
圖 3.2.1	前陸盆地前凸起遷移之示意圖.....	50
圖 3.2.2	橫跨台灣海峽的震測剖面 731-6 .....	51
圖 3.2.3	橫跨台灣海峽的震測剖面 794-3.....	52
圖 3.2.4	震測剖面 BB' 的局部放大圖.....	53
圖 3.3.1	先上中中新統之古地質圖.....	56
圖 3.3.2	先上中中新統假整合之蟲眼視圖.....	56
圖 3.3.3	台灣西部前陸盆地基底不整合面之地層缺失分布圖.....	57
圖 3.3.4	前凸起位置的比較圖.....	58
圖 3.4.1	台灣西南部前陸盆地 11 口探井所建立的盆地沈降史.....	63
圖 3.4.2	台灣西南前陸盆地東西向連井年代地層剖面.....	64
圖 3.4.3	台灣西南前陸盆地東西向連井年代地層剖面.....	65
圖 3.4.4	為台灣西南部前陸盆地兩年代地層柱連比之惠勒氏圖.....	66
圖 3.4.5	前凸起樞紐的位置與前凸起遷移的關係.....	67
圖 3.4.6	台灣西南部前陸盆地前凸起往復遷移之路徑圖.....	68
圖 3.4.7	台灣西南部前陸盆地與沈積地層發育之示意圖.....	69
圖 3.4.8	12.5Ma 以來台灣西部前陸盆地前凸起之位置.....	70
圖 4.1.1	理想張裂盆地之張裂初期沈積地層演化示意圖.....	74
圖 4.1.2	理想張裂盆地之張裂盛期沈積地層演化示意圖.....	74
圖 4.1.3	理想張裂盆地之後張裂初期沈積地層演化示意圖.....	75
圖 4.1.4	理想張裂盆地之後張裂末期沈積地層演化示意圖.....	75
圖 4.1.5	理想張裂盆地之震測剖面與其內部反射組態示意圖.....	76
圖 4.2.1	潮汕凹陷區之震測地層之地層層序.....	79
圖 4.2.2	(A) 未解釋之震測剖面 1917.....	80
圖 4.2.2	(B) 震測剖面 1917 以及層序邊界之分布.....	81
圖 4.2.2	(C) 震測剖面 1917 年代地層與層序邊界之分布.....	82

圖 4.2.3	潮汕凹陷地區各震測層序之等深分布圖.....	83
圖 4.2.4	潮汕凹陷地區震測層序 T8 與其他震測層序之等深透視比較圖.....	84
圖 4.2.5	測線 1917 之震測相分析結果.....	85
圖 4.2.6	潮汕凹陷地區張裂盆地內各地質年代之震測相分布圖.....	86
圖 5.1.1	前陸盆地演化示意圖.....	93
圖 5.1.2	台灣西部前陸盆地之東北—西南向震測剖面及其解釋(A).....	94
圖 5.1.3	台灣西部前陸盆地之東北—西南向震測剖面及其解釋(B).....	95
圖 5.1.4	台南盆地盆地沉降曲線圖.....	96
圖 5.1.5	台南盆地地史演化剖面示意圖.....	97
圖 5.1.6	台灣西部前陸盆地各時期沈積地層之厚度分布圖.....	98
圖 5.1.7	晚上新世以後台灣西南部前陸盆地及海底峽谷位置變化圖.....	99
圖 5.3.1	南海北部大陸邊緣之盆地類型與構造地層層序分布圖.....	103



## 表目錄

表 1.1.1	台南盆地與珠江口盆地構造演化階段之對比結果.....	11
表 1.3.1	西格陵蘭 Nuussuaq 盆地之張裂盆地發育階段與沈積環境之對比.....	27
表 2.1.1	本研究台灣海峽陸棚區域震測剖面長度一覽表.....	37
表 2.1.2	本研究潮汕凹陷區域震測剖面長度一覽表.....	38
表 4.2.1	潮汕凹陷地區震測層序之特徵及震測相之位置與特徵.....	87
表 4.2.2	潮汕凹陷在層序邊界 T6 到 T8 之間的震測相分析.....	88





## 第一章 序論

南海北部大陸邊緣北起台灣海峽陸棚，向西南延伸至珠江口盆地(圖 1.1.1)，南海北部大陸邊緣的最北端，有台灣西部前陸盆地、台南盆地與潮汕凹陷等新生代沈積盆地(圖 1.1.2)。自新生代以來，南海北部大陸邊緣的地體構造經歷了從張裂拉張環境，成為碰撞聚合環境的轉變(圖 1.1.3)：南海的張裂活動起於始新世，此時南海北部大陸邊緣成為一張裂邊緣(rifting margin)，開始發育了一系列的張裂盆地(rifting basin)，包含了潮汕凹陷、台南盆地(Lee et al., 1993)、南日島盆地(Chou et al., 1991)及雪山槽(Teng, 1992)等；在中新世後張裂活動漸歇，南海北部大陸邊緣進入了後張裂時期。到晚中新世時，由於呂宋島弧碰撞上了南海北部大陸邊緣的最北端，成為一碰撞邊緣，形成了台灣造山帶，也在台灣造山帶的西側形成了台灣西部前陸盆地。

本文以台灣西部前陸盆地的前凸起遷移，以及潮汕凹陷的震測相分析為基礎，討論南海北部大陸邊緣盆地之架構與其演化上的意涵：台灣西部前陸盆地前凸起的抬升與遷移，分別代表了台灣造山帶與南海北部大陸邊緣的初始聚合以及台灣造山帶的持續向西推移。Tensi et al. (2006)認為台灣西部前陸盆地前凸起的形成分為兩階段，分別是 12.5-4 Ma 時期前凸起的抬升，以及 4Ma 之後前凸起的遷移。本研究針對台灣西部前陸盆地前凸起的形成及遷移所造成之不整合面等地層特徵進行分析，了解台灣西部前陸盆地前凸起之地層特徵，增進對台灣西部前陸盆地之了解；潮汕凹陷為一新生代之張裂盆地，藉由潮汕凹陷之震測相特徵與分析，以及震測相之分布，並提供了潮汕凹陷沈積環境與沈積演化歷史，了解潮汕凹陷同張裂盆地之發育特徵。台灣西部前陸盆地及潮汕凹陷同位於南海北部大陸邊緣，以盆地類型的觀點來看，台灣西部前陸盆地為一成熟之前陸盆地，潮汕凹陷為一張裂盆地，而在兩盆地之間的台南盆地則為一未成熟之前陸盆地，本文藉由台灣西部前陸盆地、台南盆地與潮汕凹陷等盆地相對位置之空間分布，以及張裂盆地—後張裂盆地—未成熟前陸盆地—成熟前陸盆地的碰撞聚合環境下大陸邊緣盆地之演化關係，了解這些盆地在南海北部大陸邊緣地體架構差異之意涵。



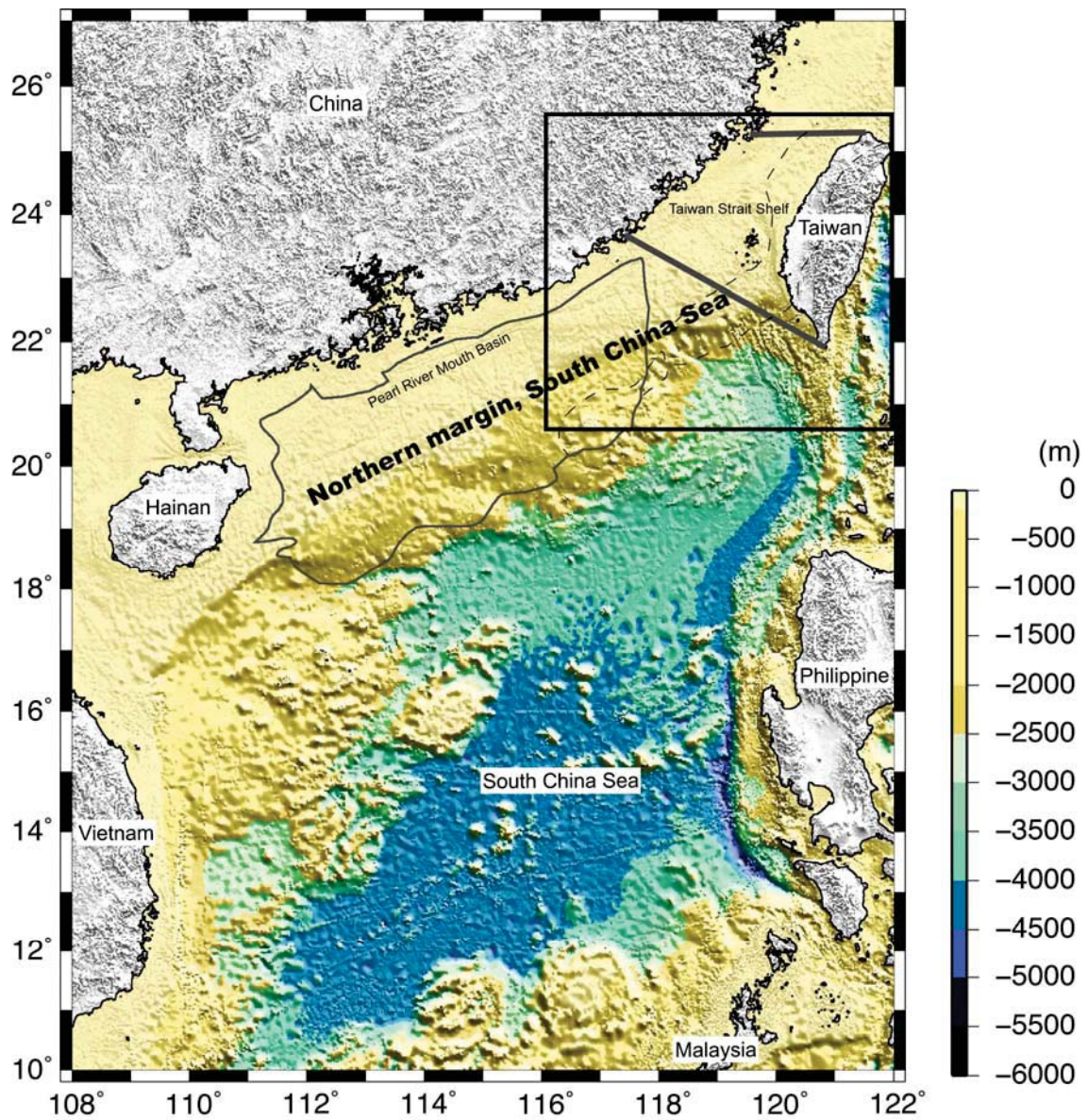


圖 1.1.1 南海北部大陸邊緣的位置。南海為世界第三大的陸緣海，位於中國(包含海南島)、越南、馬來西亞、菲律賓及台灣之間。南海北部大陸邊緣北起台灣海峽陸棚(Taiwan Strait Shelf，粗灰線)，向西南延伸至珠江口盆地(Pearl River Mouth Basin，細灰線)。黑色框為本文研究之範圍，詳見圖 1.1.2。

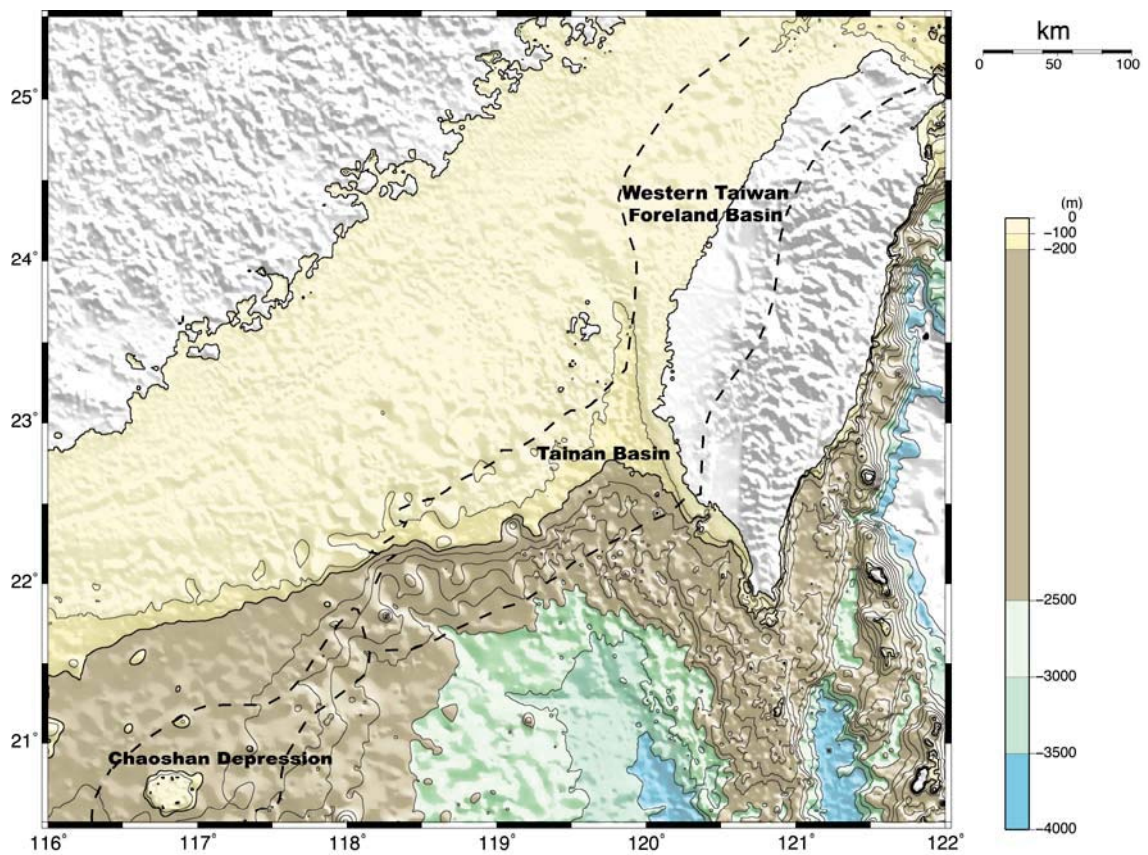


圖 1.1.2 南海北部大陸邊緣最北端新生代盆地的位置。南海北部大陸邊緣的最北端由北到南分別有台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷等三個新生代盆地，虛線為盆地之邊界。修改自孫(1985)與 Pang et al., (2009)。

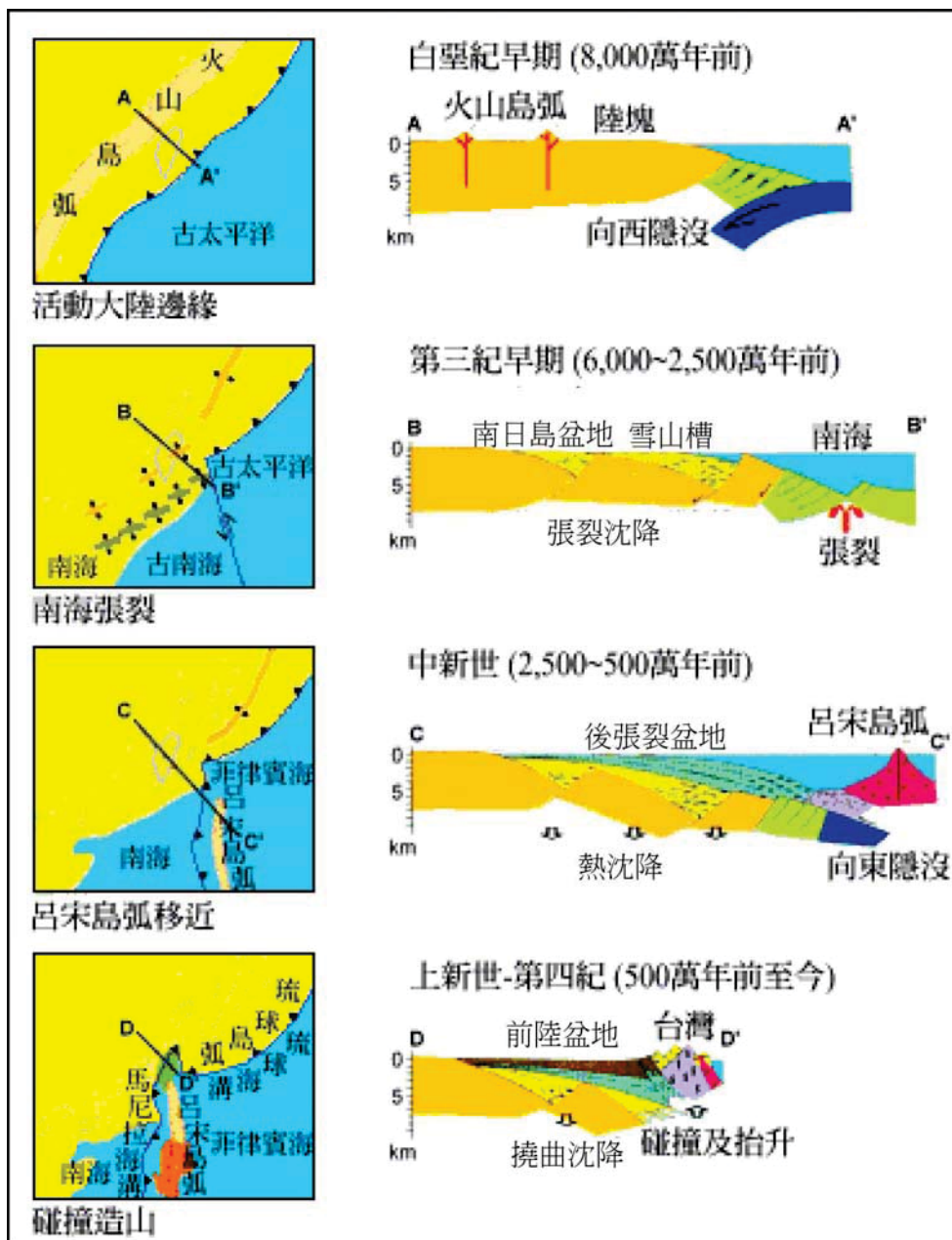


圖 1.1.3 白堊紀以來南海北部大陸邊緣的地體構造演化及大陸邊緣盆地發育的三個階段。南海的張裂活動起於始新世，此時南海北部大陸邊緣成為一張裂邊緣，大陸邊緣的張裂沈降造成了一系列的張裂盆地，如南日島盆地及雪山槽等(剖面 B)；南海的張裂活動到中新世停歇，此時南海北部大陸邊緣發生了由於岩石圈冷卻收縮所致使的熱沈降，並在大陸邊緣上堆積了席狀的沈積層序(剖面 C)；到晚中新世時，由於呂宋島弧碰撞上了南海北部的大陸邊緣，形成了台灣造山帶，台灣造山帶的荷重使前陸板塊發生了撓曲沈降，在台灣造山帶的西側形成了台灣西部前陸盆地(剖面 D)。修改自 Teng (1992)。

## 1.1 南海北部大陸邊緣盆地之地質架構

### 1.1.1 台灣西部前陸盆地

台灣西部前陸盆地位於台灣造山帶的西側，包含了西部麓山帶、西部濱海平原、與台灣海峽東部的陸棚以及台灣西南海域的陸坡區域，最南可達北緯 21.5 度 (Chiang et al., 2004; 圖 1.1.4)。其成因是由於台灣造山帶荷重於中國東南大陸邊緣的前陸板塊(foreland plate)之上，致使前陸地區發生撓曲沉降，形成一楔狀且基底向東傾斜的沈積物堆積空間(圖 1.1.5, Covey, 1986; Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002; Chiang et al., 2004)。依據上一更新世台灣西部前陸盆地的沈積系統分布，可分為台北、竹苗、台中、嘉南、高屏五個次盆地(圖 1.1.6; 陳等, 2000)。台灣西部前陸盆地起始的時間可能為上新世(Covey, 1986; Lee et al., 1993)、晚中新世(Yu and Chou, 2001; Lin et al., 2003)或更早(Tensi et al., 2006)。

台灣西部前陸盆地的前陸盆地沈積層序(foreland basin sequence)，與其下之被動大陸邊緣張裂盆地之沈積層序(passive margin sequence)，為前陸基底不整合面(foreland basal unconformity)所分開(Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002)。台灣造山帶荷重所造成的撓曲作用，在澎湖—北港高區的北側附近造成了撓曲型的正斷層，有別於被動大陸邊緣時期造成走向(strike)以東西向為主的張裂型正斷層，撓曲型正斷層的走向則以南北向為主，且斷差(offset)也較小(Chou and Yu, 2002)。根據板塊撓曲作用所造成的盆地沈降水量(圖 1.1.7)，並以此撓曲量進行板塊彈性厚度計算，台灣海峽地區板塊平均彈性厚度值為 13-16 km(Lin and Watts, 2002)。

除了在台灣海峽陸棚區東側有著顯著的前陸盆地沈降的沈積層序，台灣造山帶荷重所造成的前陸板塊撓曲亦在台灣海峽中線附近形成了一撓曲抬升的前凸起(forebulge)(Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002; Tensi et al., 2006)。台灣西部前陸盆地前凸起的形成可能為兩階段的形成：在第一階段 12.5-4 Ma 之間，前凸起係由菲律賓海板塊仰衝(obduction)至古南海海洋地殼之上所致；第二階段為 4 Ma 之後，呂宋島弧與南海北部大陸邊緣所發生的弧陸碰撞造成台灣造山帶，其荷重與向西的推進造成了前凸起的遷移(Tensi et al., 2006)。

### 1.1.2 台南盆地

台南盆地(又稱台西南盆地)位於南海東緣，北起澎湖—北港高區，西南以東沙隆起與珠江口盆地相隔，東鄰台灣造山帶之變形前緣(deformation front)，呈東北東—西南西走向(圖 1.1.2)。盆地北界的邊界斷層為東北東—西南西走向的義竹斷層，盆地內地層主要傾向為向東南傾斜，為一半地塹(half graben)盆地(李, 1994; 黃, 1999)。

台南盆地從漸新世到晚中新世有主要有兩期不同的盆地沉降歷史。第一期的盆地沉降為漸新世早期到早中新世，在此階段盆地沉降非常快速；第二期發生於早中新世晚期之後，在此階段盆地沉降的速度趨緩，此可能與盆地南緣有斷塊(faulted blocks)運動的發生有關。此兩階段的盆地沉降活動可與珠江口盆地的地體構造活動裡早漸新世的張裂活動(南海運動)，以及中中新世—晚中新世時發生在珠江口盆地南緣的斷塊運動(東沙運動)作對比(表 1.1.1)。因此台南盆地兩期的盆地沉降，早漸新世—早中新世的沉降活動係為斷層構造活動影響為主的沉降(fault-dominanted subsidence)，而早中新世以後則變為岩石圈冷卻收縮所造成的熱沉降(thermal subsidence)為主(Lee et al., 1993)。而在地層的分布上，早漸新統—早中新統的地層層序與厚度的分布，與正斷層的發育有很大的關係，但在早中新世之後，盆地內地層主要便是以加積(aggradation)或向東南進積(progradation)為主(Lee et al., 1993; 曾等, 1996)。

上新世台灣造山作用開始之後，台南盆地的東緣由於緊鄰台灣造山帶的變形前緣，是以台南盆地的東半部在台灣造山帶荷重發生後，亦成為了台灣西部前陸盆地的一部份，受到前陸盆地撓曲沉降的影響，台南盆地又開始有快速的沉降活動。台灣造山帶之荷重造成了南海北部大陸邊緣上撓曲而有張裂的發生，並形成了高角度的張裂性正斷層(Lee et al., 1993)，且台南盆地的撓曲沉降量劇烈，甚至超出一彈性板塊撓曲行為的限度，是以有學者認為台灣造山帶荷重造成並非台南盆地地區板塊的撓曲(flexing)，而是板塊的折彎斷裂(yielding)(Lin and Watts, 2002; Yu, 2004)。

### 1.1.3 潮汕凹陷

潮汕凹陷位於珠江口盆地東南端，西部及北部接東沙隆起，東接台南盆地，向南便進入了南海海盆(圖 1.1.8)。在珠江口盆地裡，有東沙隆起、番禺隆起、神狐隆起等東北-西南走向的高區橫貫東西，而珠江口盆地的次盆地中，潮汕凹陷與珠二凹陷在高區南側，而珠一凹陷與珠三凹陷位於高區北側，形成南北的兩組凹陷區(Northern depression zone and Southern depression zone)(Hu et al., 2009)。珠江口盆地的基盤非常複雜，包含了古生代變質岩及燕山期花崗岩侵入體(朱與米, 2010)，盆地裡主要以第三紀的沈積物為主(Yu, 1990; Yu, 1994; 朱與米, 2010)。潮汕凹陷的走向約略呈東北-西南向(郝等, 2001; Pang et al., 2009; 朱與米, 2010)。在潮汕凹陷之中，有一大型的新生代正斷層，此斷層延棚裂向東北延伸，最遠可至北港高區的義竹斷層，長約 400 公里(林, 2002)。

潮汕凹陷的地層層序中有一泛不整合面，將凹陷地區沈積物劃分為上下兩套層序(郝等, 2001)：不整合面以上的地層具有高頻、強振幅及連續性佳等震測特徵，可與珠江口盆地東部其他地區及台南盆地相對應之地層層位作對比；不整合面以下的地層則呈中心厚邊緣薄的盆狀填充(basin fill)，並向盆中心傾斜(郝等, 2001)，並且無法與珠江口盆地其它地區對比(郝等, 2009)。郝等(2001)根據自由空間重力異常、地層速度構造、與珠江口次盆地的構造比對及與台南盆地探井資料比對的結果，認為該不整合面以下為中生界。吳等(2007) 在接近陸豐 35-1-1 探井底部(1725m-1887m)發現了屬於中生代晚侏羅紀的放射蟲化石的證據，也在探井底部(2187m-2388m)發現了中侏羅紀的孢粉化石。郝等(2009)進一步的說明潮汕凹陷內填積有白堊系的陸相沈積，以及中晚侏羅系的海相沈積，自始確認了潮汕凹陷有中生界的基盤(鍾等, 2011; 于與丁, 2012; 段與米, 2012)。

有別於珠江口盆地為一被動大陸邊緣上之沈積盆地(Yu, 1990; Zhou et al., 1995; Hu et al., 2009)，具有中生界基盤岩的潮汕凹陷為一殘留型凹陷(郝等, 2001; Hu et al., 2009)，與珠江口盆地的各個次盆地或有不同的構造演育歷史。

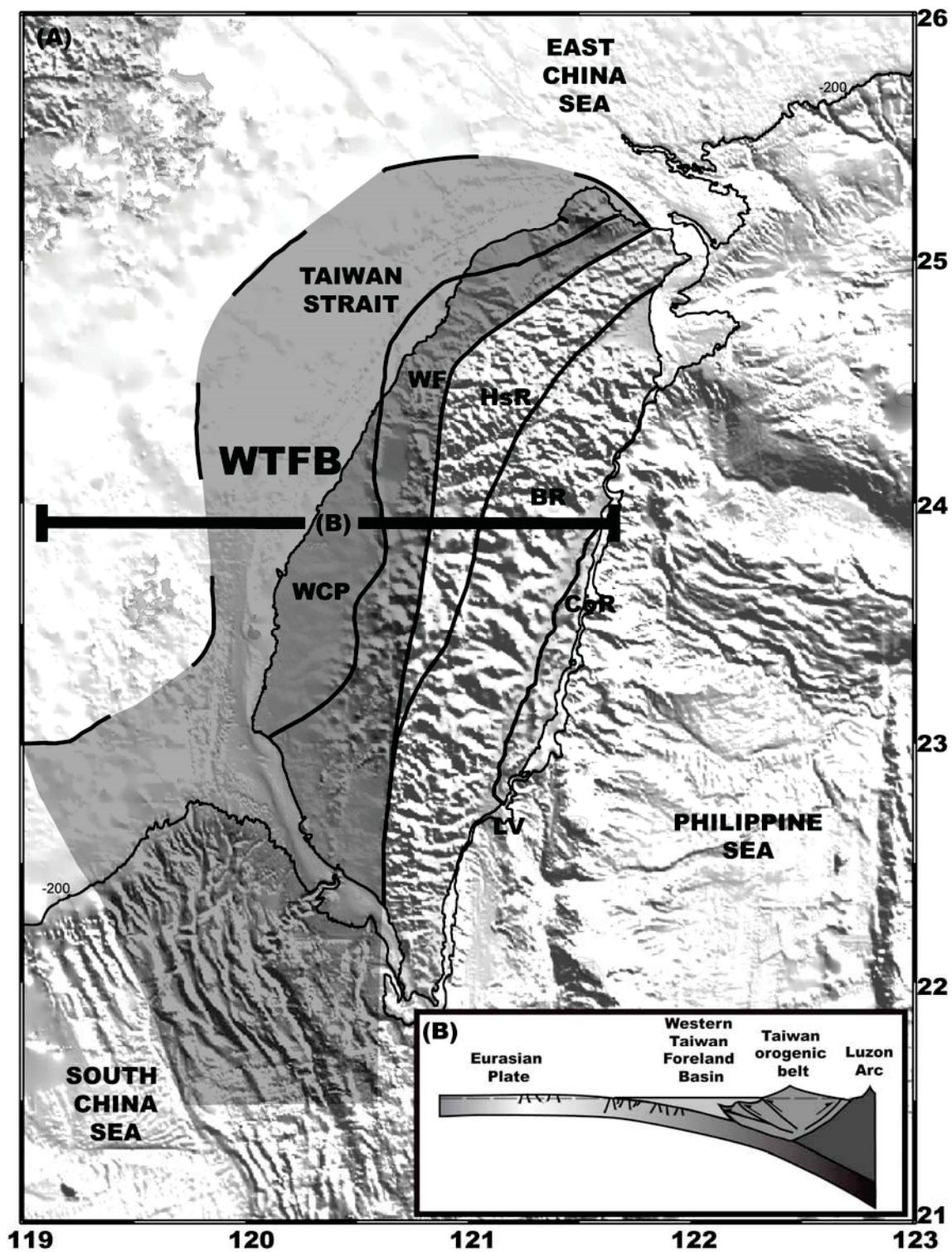


圖 1.1.4 台灣西部前陸盆地的範圍(A)與剖面示意圖(B)。台灣西部前陸盆地位於台灣造山帶的西側，包含了西部麓山帶、西部濱海平原、與台灣海峽東部的陸棚以及台灣西南海域的陸坡區域，最南可達北緯 21.5 度。台灣造山帶的形成是由於台灣造山帶荷重於中國東南大陸邊緣的前陸板塊之上，致使前陸地區發生撓曲沈降，形成一楔狀且基底向東傾斜的沈積物堆積空間

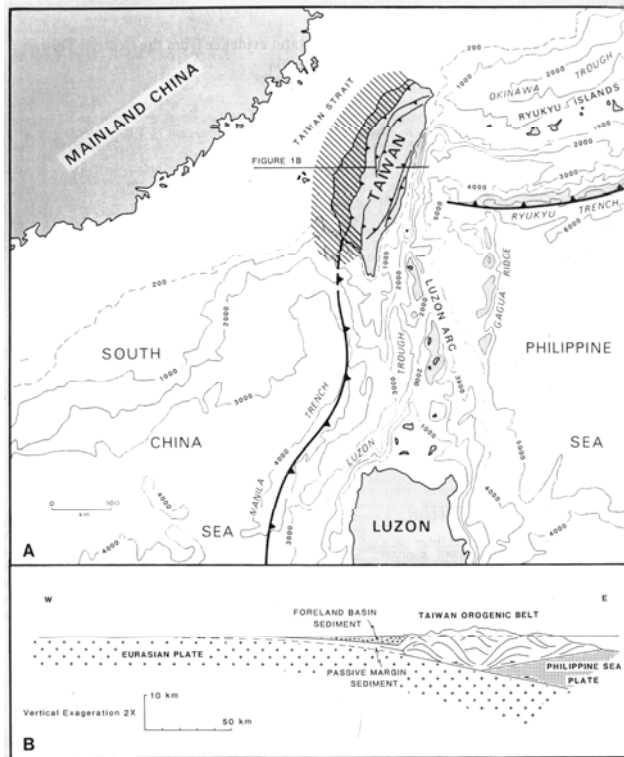


圖 1.1.5 台灣西部前陸盆地之位置範圍(A)與剖面示意圖(B)。取自 Covey(1986)。

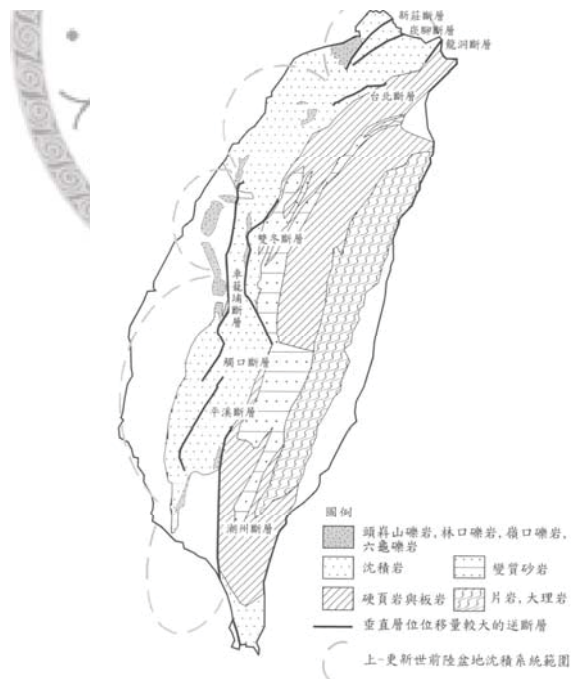


圖 1.1.6 上-更新世台灣西部前陸盆地沈積系統分布圖。由北而南，分別為台北、竹苗、台中、嘉南、高屏五個次盆地。取自陳等(2000)。



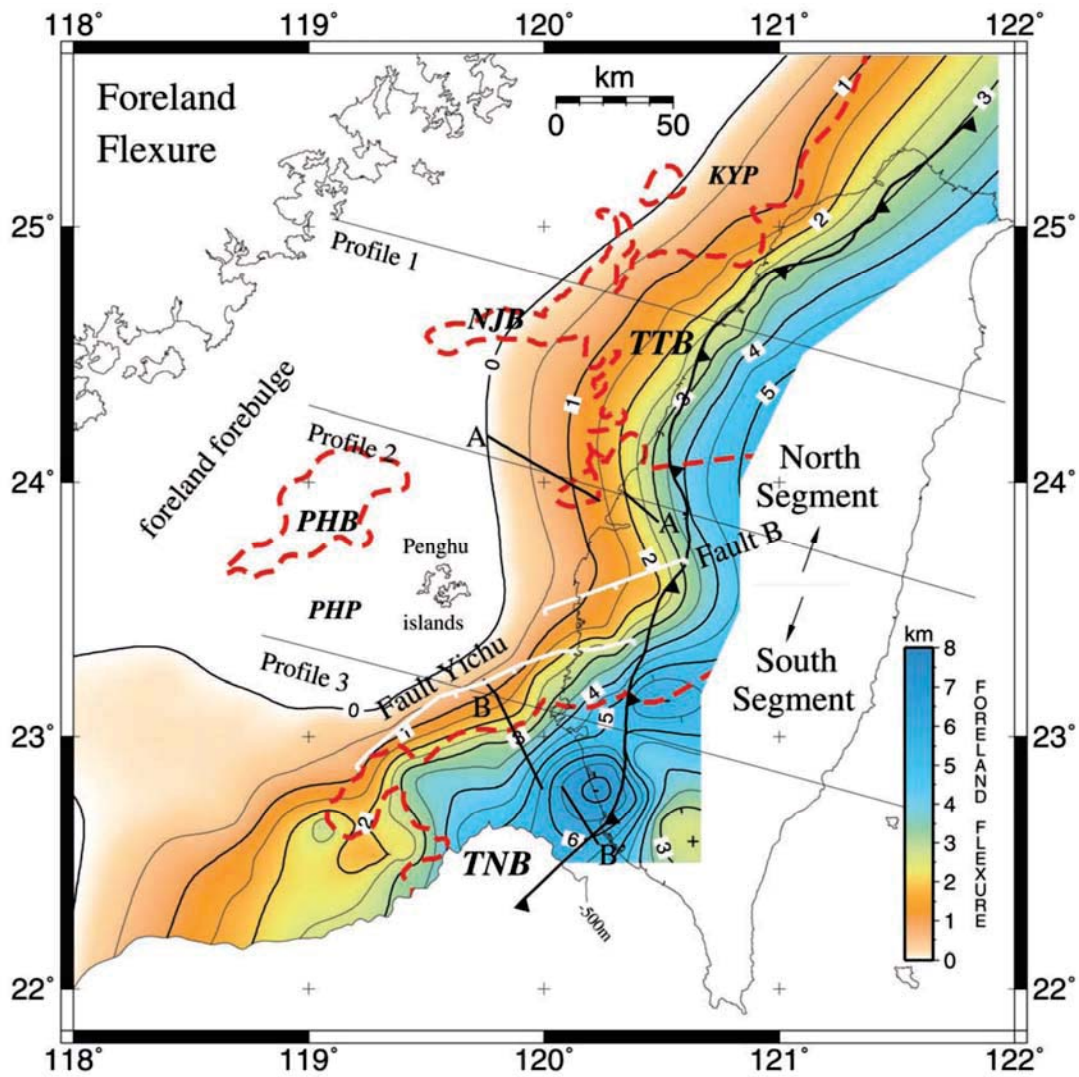


圖 1.1.7 台灣西部前陸盆地撓曲沉降影響之範圍及撓曲沉降量分布。台灣西部前陸盆地之撓曲沉降影響範圍向西可達東經 118 度。撓曲沉降量分布上呈現東側較高(藍色區域)西低(膚色區域)，在台灣西部前陸盆地的南側，局部地區的撓曲沉降量可超過 7 公里。取自 Lin and Watts(2002)。

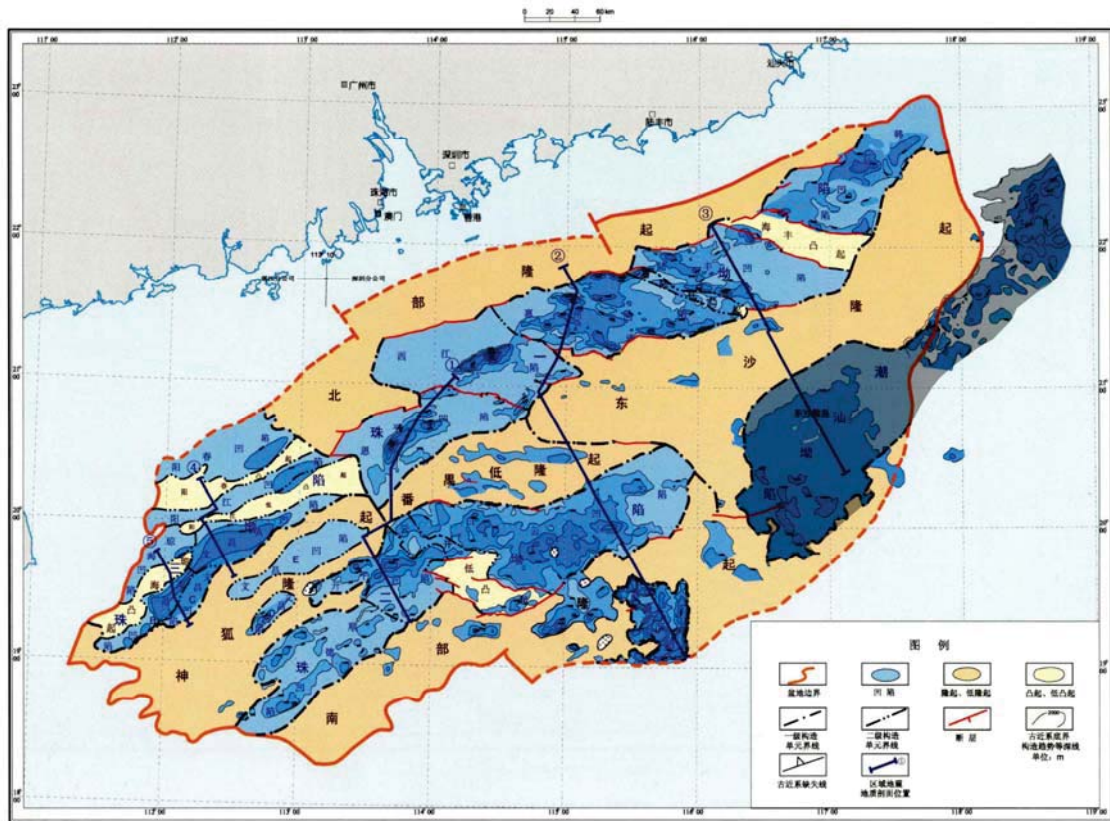


圖 1.1.8 珠江口盆地之範圍及潮汕凹陷之位置圖。珠江口盆地(紅色實線)包含了珠一凹陷、珠二凹陷、珠三凹陷、及部分的潮汕凹陷(灰色區域)。取自朱與米(2010)。

表 1.1.1 台南盆地與珠江口盆地構造演化階段之對比，參考自 Lee et al. (1993)。

	Pearl River Mouth Basin	Tainan Basin	Subsidence Pattern	Tectonic Phase
Stage 1 (Early Oligocene - Early Miocene)	rapid rifting (Naihai movement)	fault-control subsidence	Tectonic Subsidence	Rift Phase
Stage 2 (Middle Miocene - Late Miocene)	uplift and erosion of faulted block (Dongsha movement)	uplift and erosion of faulted block, sediments aggradation and progradation	Thermal Subsidence	Post-rift Phase

## 1.2 前陸盆地之前凸起的地質特徵

在聚合板塊邊緣，碰撞的作用造成了造山帶的隆升，當新形成的造山帶開始加積至前陸(foreland)地區時，造山帶的荷重使造山帶前緣的前陸地區發生撓曲並開始沈降，產生了沈降盆地。這個出現在造山帶最前緣的盆地，即為前陸盆地。前凸起為前陸盆地的重要地質特徵，Allen et al.(1991)提出當大陸岩石圈因應造山帶的荷重，除了在造山帶前緣會有撓曲沈降(flexural subsidence)的盆地，在更往前陸板塊內(inboard)或往穩定大陸地塊的方向(cratonward)方向，則會發生的撓曲抬升的前凸起(forebulge)(圖 1.2.1)。早期在研究前凸起構造的學者認為，前凸起的發生為岩石圈的彈性反應(Beaumont, 1981; Flemings and Jordan, 1989, 1990; Coakley and Watts, 1991; Sinclair et al., 1991)，可以根據前凸起的形貌、前凸起的位置及可能的侵蝕量，反推過往地質時間裡的前凸起的位置及運動，進一步了解岩石圈的力學性質。

當前凸起形成時，沈積環境會淺化(shoaling)並發生侵蝕作用，造成一廣大的不整合面，稱為前陸基底不整合面(foreland basal unconformity)。前凸起的侵蝕與沈積歷史造成了前陸盆地基底不整合特殊的地層缺失(圖 1.2.2)。由於距造山帶越遠，較接近前凸起的頂部(crest)而會有較大的侵蝕量，侵蝕量越向造山帶而越小，一直到過了未受前凸起撓曲影響而抬升，也未受前陸盆地撓曲影響而沈降的中性點(neutral point)或樞紐(hinge)(Catuneanu, 2004)，不整合才會消失變為連續沈積。而不整合面以上將覆蓋造山帶來源的沈積物，造山源沈積物會先沈積到較靠近造山帶的地區，之後再向前陸地區持續進覆(onlap)。故在前凸起頂部將有最大的地層缺失，而向造山帶逐漸變小，而最後於前凸起中點消失。

當造山帶荷重隨著板塊聚合作用而向穩定大陸前移(propagation)時，前凸起也將反應造山帶的前進而有遷移(migration)的現象(Giles and Dickinson, 1995; Ver Straeten and Brent, 2000; White et al., 2002; Allen and Allen, 2005)，遷移的方式則與板塊的物理特性及沈積物進覆的特性有關(Beaumont, 1981; Beaumont et al., 1988; Flemings and Jordan, 1989, 1990; Coakley and Watts, 1991; Sinclair et al., 1991; Beaumont and Johnson, 1995)。一般而言，當前凸起向前遷移時，前凸起的抬升將

向前推移，而在前凸起原先位置、被抬起的地區遂發生沉降(圖 1.2.3 b)，因此前凸起的抬升與遷移不但反應了造山持續擠壓時板塊撓曲的變化，更造成了前陸盆地幾何的時空演化(Sinclair, et al., 1991; Crampton and Allen, 1995)。前凸起的遷移可分為前進(forward migration, White et al., 2002)、後退(backward shift, Tankard, 1986)(圖 1.2.3c)、穩定抬升(stationary uplift, Pope et al., 2008)(圖 1.2.3d)。



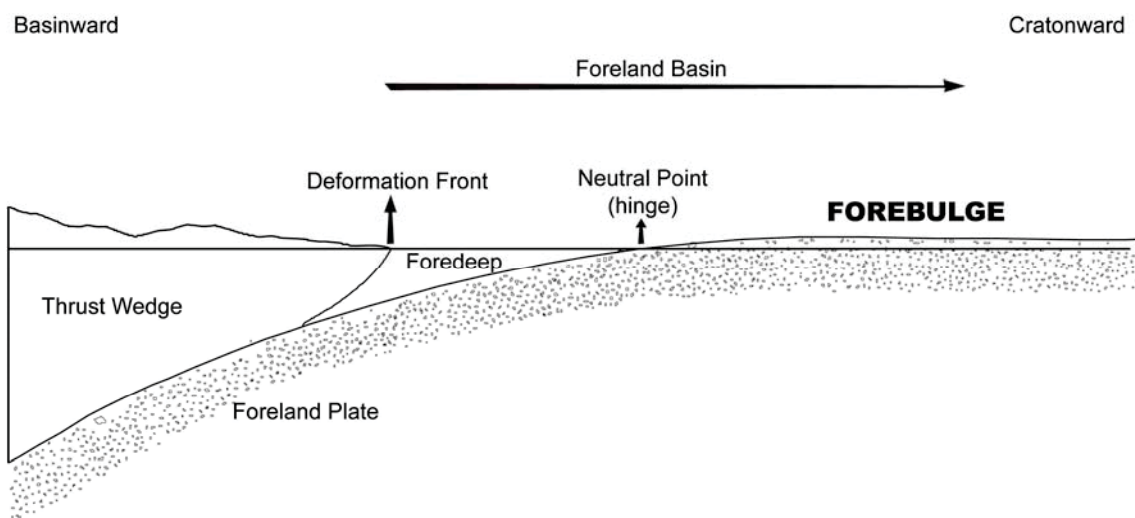


圖 1.2.1 前陸盆地與前凸起的成因示意圖。在聚合板塊邊緣，當造山帶的逆衝楔(thrust wedge)開始加積至前陸(foreland)地區時，造山帶的荷重使前陸板塊(foreland plate)發生撓曲沉降，產生沉降盆地。這個出現在造山帶最前緣所能容納堆積物的空間，即為前陸盆地(foreland basin)。而在更往前陸板塊內(inboard)或往穩定大陸地塊的方向(cratonward)，則會因為板塊撓曲抬升而形成前凸起(forebulge)。前凸起與前淵(foredeep)為未受前凸起撓曲影響而抬升，也未受前陸板塊撓曲影響而沉降的中性點(neutral point)或樞紐(hinge)所分隔。修改自 Allen et al. (1991)。

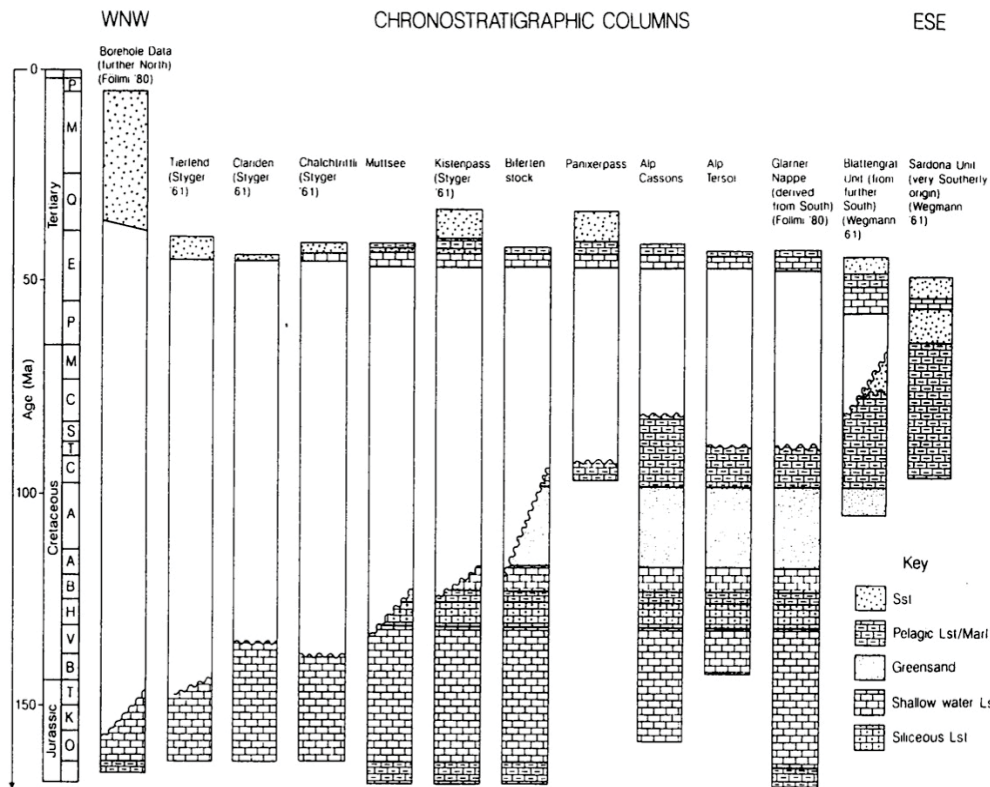
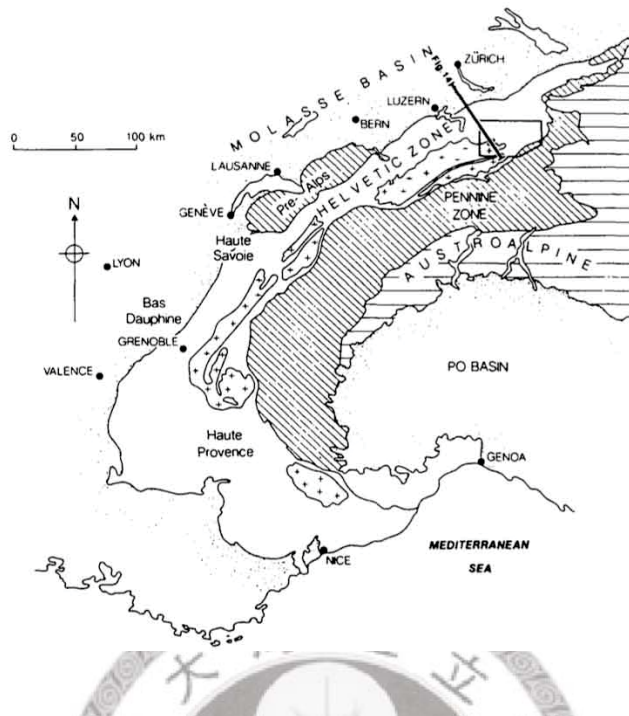


圖 1.2.2 阿爾卑斯山前陸盆地的年代地層柱剖面(下圖)及其位置(上圖，黑色線)。在下圖裡，白色為前陸盆地基底不整合面的地層缺失(hiatus)，地層缺失越遠離造山帶(往西北西)的方向增加，而接近造山帶(往東南東)則漸小，最後成為整合接觸。此為前陸盆地基底不整合面的地層特徵，引用自 Allen et al. (1991)。

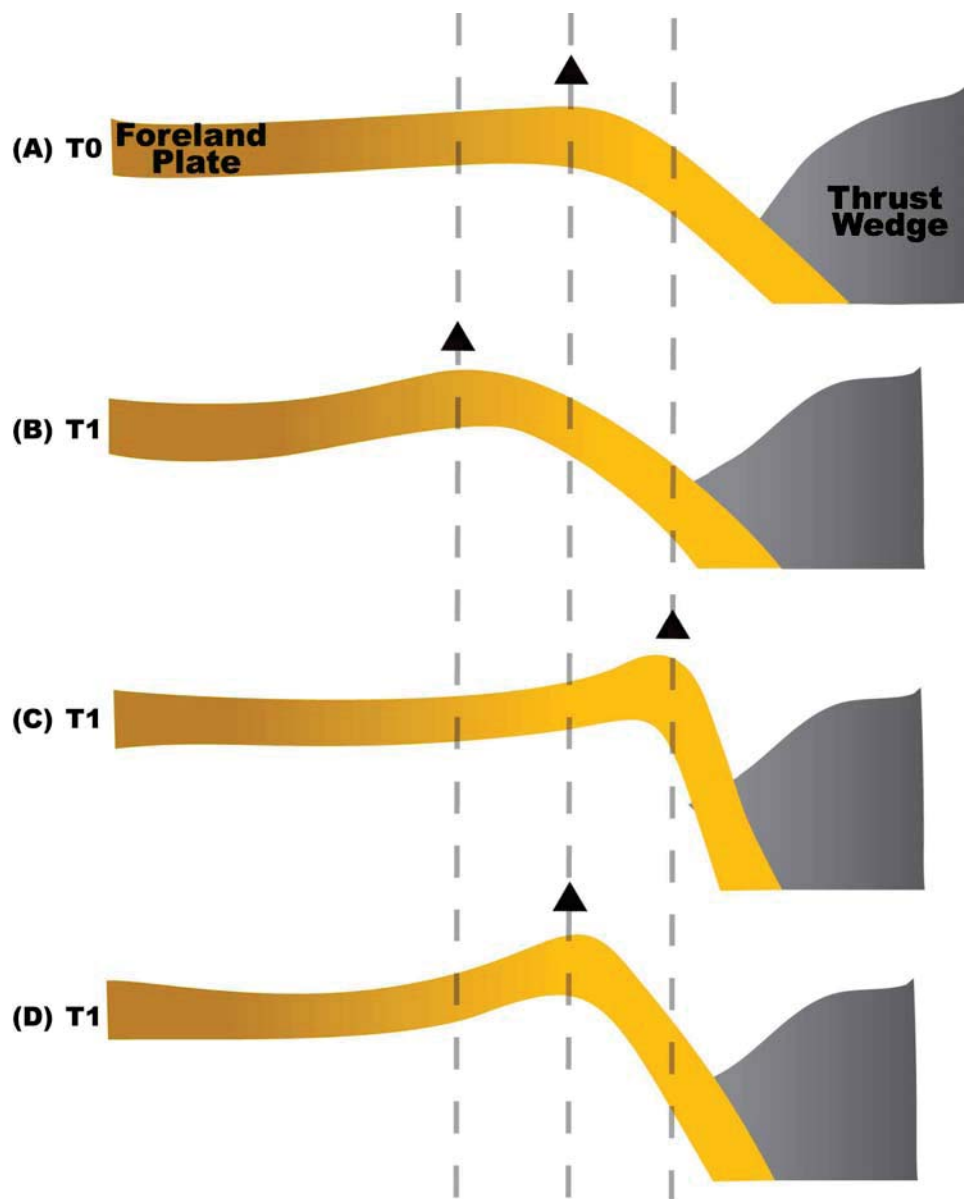


圖 1.2.3 前凸起移動的類型。(A)未移動前的前凸起，當造山帶向穩定陸塊移動時，前凸起可能會與造山帶同方向移動，如圖(B)；反方向移動，如圖(C)；保持在原來的位置，如圖(D)。黑色三角形為前凸起頂端(crest)的位置。

### 1.3 被動大陸邊緣張裂盆地的張裂層序

張裂盆地為一長、窄且是以正斷層邊界的大陸凹陷(a long, narrow continental trough that is bounded by normal fault)，常為一區域性的地塹(a graben of regional extent)，通常代表區域的岩石圈受到了張裂地體構造(extensional tectonics)的影響。最主要的大型構造特徵除了有正斷層為邊界斷層，同時伴隨著同向(synthetic)與反向(antithetic)次級斷層構造。張裂盆地依據張裂的程度，可分為下列四種類型(圖 1.3.1)：(1)單純的地塹盆地(simple graben)，岩石圈並未明顯地受到拉張，張裂應變的程度較輕微(應變 $<5\%$ )，為較小的構造凹陷區；(2)大陸裂谷盆地(continental rift)，岩石圈的拉張程度增加(應變約為 $10\%-20\%$ )，已可看到盆地有不對稱的外型；(3)高張裂地塊(highly extended terrane)：應變程度更高( $>50\%$ )，張裂盆地的範圍變廣，盆地內有數個次盆地與高區；(4)被動大陸邊緣(passive margin)，大陸地殼極度張裂(應變 $>800\%$ )，附近也有新的海洋地殼生成，地形上通常為大陸棚或大陸斜坡(Olsen and Morgan, 1985)。

張裂盆地的發育通常可分為初始張裂期(rift initiation)、張裂盛期(rift climax)與後張裂期(post-rift)，各時期將有不同的沈積發育歷史及地層特徵(圖 1.3.2)(Prosser, 1993)。在初始張裂期，邊界斷層的作用尚不明顯，張裂活動將先發育形成數個小型的凹陷區(depression)(圖 1.3.2A)。初始張裂期的張裂盆地會有下列特徵：(1)許多彼此獨立的凹陷區。(2)正斷層下盤成為局部性的高區並開始被侵蝕。在張裂初期斷層下盤所形成的高區林立，凹陷區的串連性較差，地層並非均勻地分布。在張裂盛期，正斷層的活動大為活躍，斷層的活動將造成盆地流域的改變，並在斷層的下盤發生扇狀(fan)或山麓堆積錐(talus cone)的堆積體(圖 1.3.2B)。斷層的上盤則因盆地沿著斷層面的持續沈降，會發生重力影響為主的沈積體系或沖積葉狀(lobe)的堆積體，例如沖積扇或淺灘型三角洲(shoal-type delta)(圖 1.3.2B)。張裂活動結束後的後張裂期(post-rift)，可依盆地沈降活動的程度分為張裂剛結束的後張裂期初期(immediate post-rift)(圖 1.3.2C)和後張裂期末期(late post-rift)(圖 1.3.2D)。



在不同的張裂盆地發育階段期，張裂盆地有不同的沈積環境。以格陵蘭西部白堊紀—古新世的 Nuussuaq 盆地為例(表 1.3.1)，盆地張裂前(Pre-rift)之沈積環境為三角洲；在初始張裂期(Rift-initiation)，其沈積環境轉變為有河道充填並上覆有氾濫平原沉積物的河相環境；進入張裂盛期(Rift-climax)後，沈積環境轉變為有濁流與濁積岩，以重力流為主的沈積環境(Dam et al., 2000)；而巴西南部寒武紀 Guaritas Rift 張裂盆地與盆地演化階段與其沈積環境為例(圖 1.3.3)：盆地在初始張裂期(Rift-initiation)，盆地內沈積物以底床荷重為主的短暫性河道沈積物(bed load dominated ephemeral river channel)為主；當盆地進入張裂盛期的早期(Early rift-climax)時，盆地內沈積物以席狀、洪泛狀為主的沖積扇沈積物(sheet-flood-dominated alluvial fan)，和底床荷重為主的短暫性河道沈積物為主；當張裂盛期中晚期(Mid to late rift climax)時，盆地內沈積物有席狀、洪泛狀為主的沖積扇沈積物、和底床荷重為主的短暫性河道沈積物、混合式荷重的短暫性河流氾濫平原(mixed-load ephemeral river floodplain)、混合式荷重的短暫性河道(mixed-load ephemeral river channel)及風成沙丘(Aeolian dune)所組成；在盆地進入了後張裂期的早期(Early post-rift)時，盆地內沈積物以底床荷重為主的短暫性河道為主(Almeida et al., 2009)。

而以南海北部大陸邊緣的古第三紀張裂盆地為例，珠江口盆地的珠三凹陷在古新世—中漸新世、晚漸新世以新第三紀的三期張裂盆地演化，其沈積環境分別為湖沼相(lacustrine)、海灣相(bay)、以及開放海域環境(open marine environment)(圖 1.3.4)(Zhu et al., 1999)；台灣海峽的南日島張裂盆地有古新世、早始新世、晚始新世的三期張裂盆地演化，其古新世、早始新世之沈積環境分別為扇—湖沼—淺海相(fan-lacustrine-shallow marine)、遠扇—扇前相(distal fan-prodelta)(圖 1.3.5)(Chou et al., 1991)；澎湖盆地的張裂盆地演化自古新世末期—早中新世共有三期的張裂演化，其中在早始新世—中始新世及中始新世之沈積相分別為湖相三角洲—湖相頁岩以及湖相三角洲(圖 1.3.6)(蕭等, 1991; Lin et al., 1992)。從南海北部大陸邊緣由北到南的張裂盆地發育，我們可以發現在南海北部大陸邊緣的張裂盆地在演化初期時，主要的沉積環境皆以湖沼環境為主。

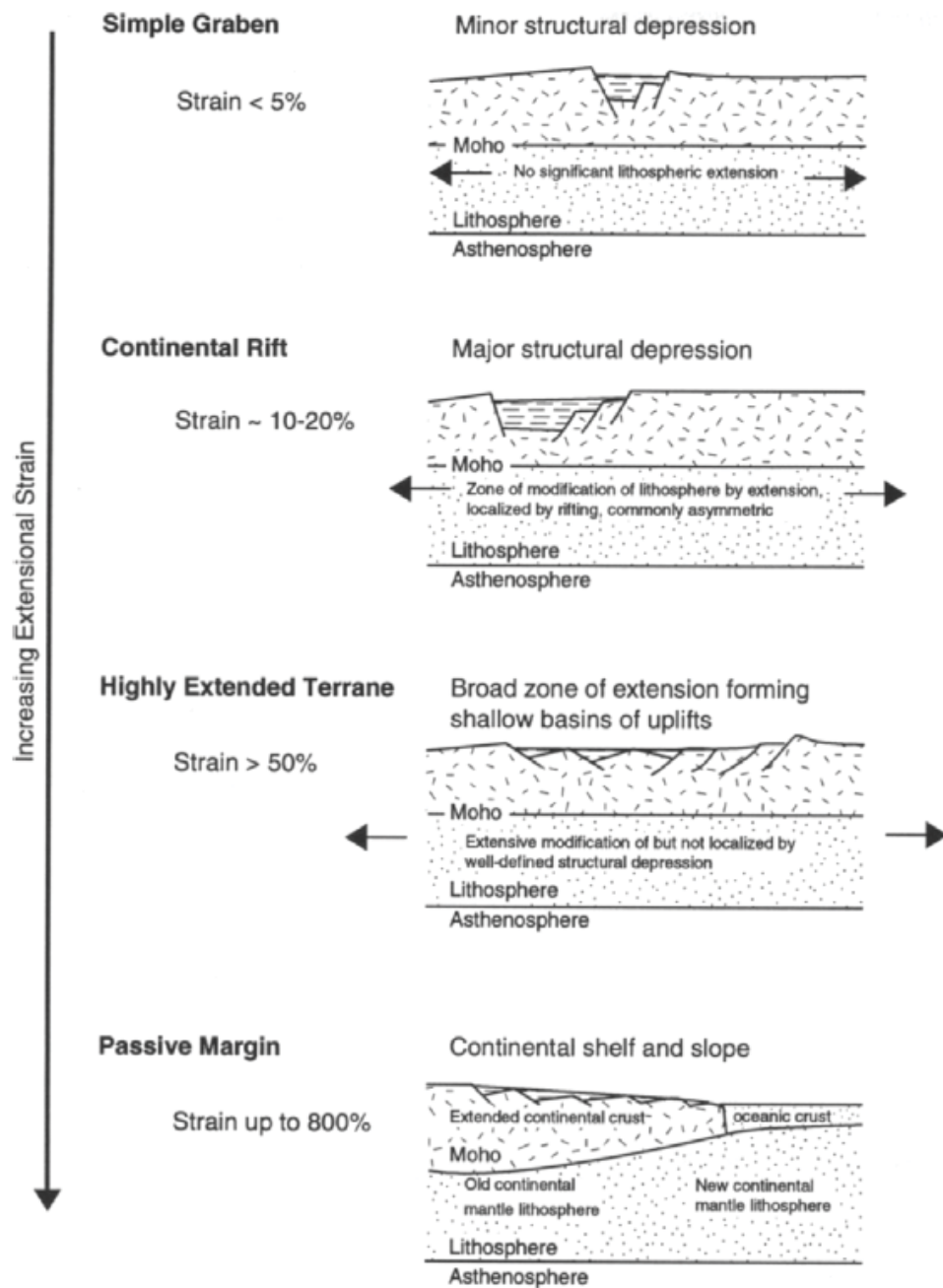


圖 1.3.1 張裂盆地張裂之應變程度與其相對應的盆地類型。張裂盆地依據張裂的程度，可分為下列四種類型：1)單純的地塹盆地(simple graben)，岩石圈並未明顯地受到拉張，張裂應變的程度較輕微(應變<5%)，為較小的構造凹陷區；2)大陸裂谷盆地(continental rift)，岩石圈的拉張程度增加(應變約為 10%-20%)，已可看到盆地有不對稱的外型；3)高張裂地塊(highly extended terrane)：應變程度更高(>50%)，張裂盆地的範圍變廣，盆地內有數個次盆地與高區；4)被動大陸邊緣(passive margin)，大陸地殼極度張裂(應變>800%)，附近也有新的海洋地殼生成，地形上通常為大陸棚或大陸斜坡。引用自 Olsen and Morgan (1985)。

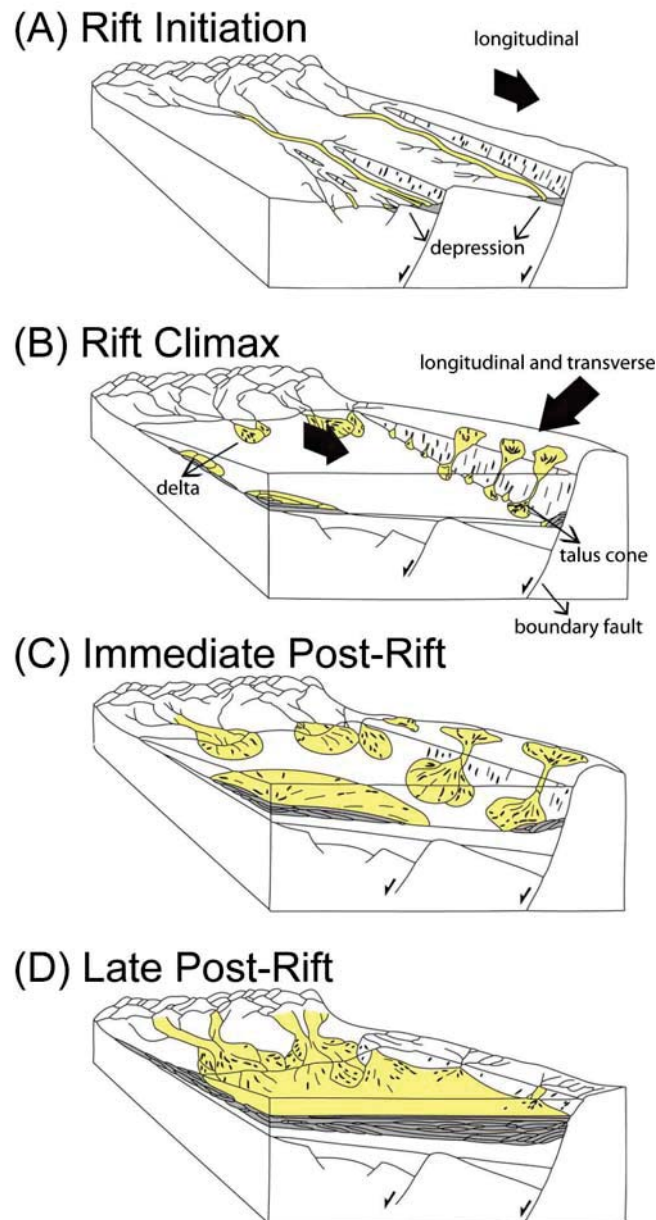


圖 1.3.2 張裂盆地演化的四個階段與其可能發生的沈積環境演化。粗箭頭表示沈積物輸送的方向，細箭頭表示斷層上盤之活動方向。在初始張裂期(A)，邊界斷層的作用尚不明顯，張裂活動將先發育形成數個小型的凹陷；在張裂盛期(B)，正斷層的活動大為活躍，斷層的活動將造成盆地流域的改變，並在斷層的下盤發生扇狀或山麓堆積錐的堆積體，斷層的上盤則因盆地沿著斷層面的持續沉降，會發生重力影響為主的沈積體系或沖積葉狀的堆積體，例如沖積扇或淺灘型三角洲；張裂活動結束後的後張裂期，可依盆地沉降活動的程度分為張裂剛結束的後張裂期初期(C)和後張裂期末期(D)。修改自 Prosser (1993)。

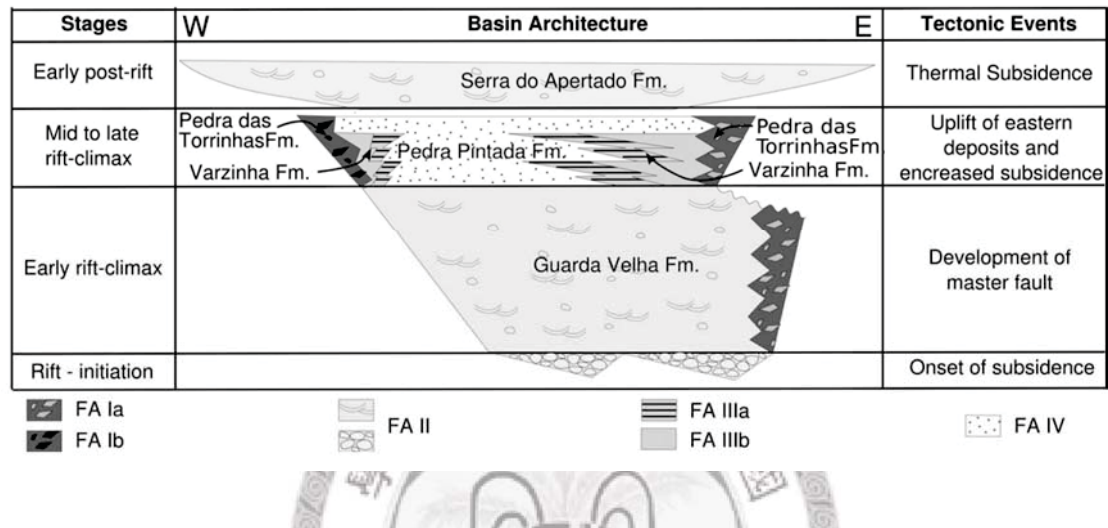


圖 1.3.3 巴西南部寒武紀 Guaritas Rift 張裂盆地與盆地演化階段、構造事件與沈積環境之對比。FA Ia：架狀、洪泛狀為主的沖積扇(sheet-flood-dominated alluvial fan)。FA Ib：泥石流為主的沖積扇(debris-flow-dominated alluvial fan)。FA II：底床荷重為主的短暫性河道(bed load dominated ephemeral river channel)。FA IIIa：混合式荷重的短暫性河流氾濫平原(mixed-load ephemeral river floodplain)。FA IIIb：混合式荷重的短暫性河道(mixed-load ephemeral river channel)。FA IV：風成沙丘(Aeolian dune)。盆地在初始張裂期，盆地內沈積物以底床荷重為主的短暫性河道沈積物為主；當盆地進入張裂盛期的早期時，盆地內沈積物以席狀、洪泛狀為主的沖積扇沈積物，和底床荷重為主的短暫性河道沈積物為主；當張裂盛期即將結束時，盆地內沈積物有席狀、洪泛狀為主的沖積扇沈積物、和底床荷重為主的短暫性河道沈積物、混合式荷重的短暫性河流氾濫平原、混合式荷重的短暫性河道及風成沙丘所組成；在盆地進入了後張裂期，盆地內沈積物以底床荷重為主的短暫性河道為主。取自 Almeida et al. (2009)。

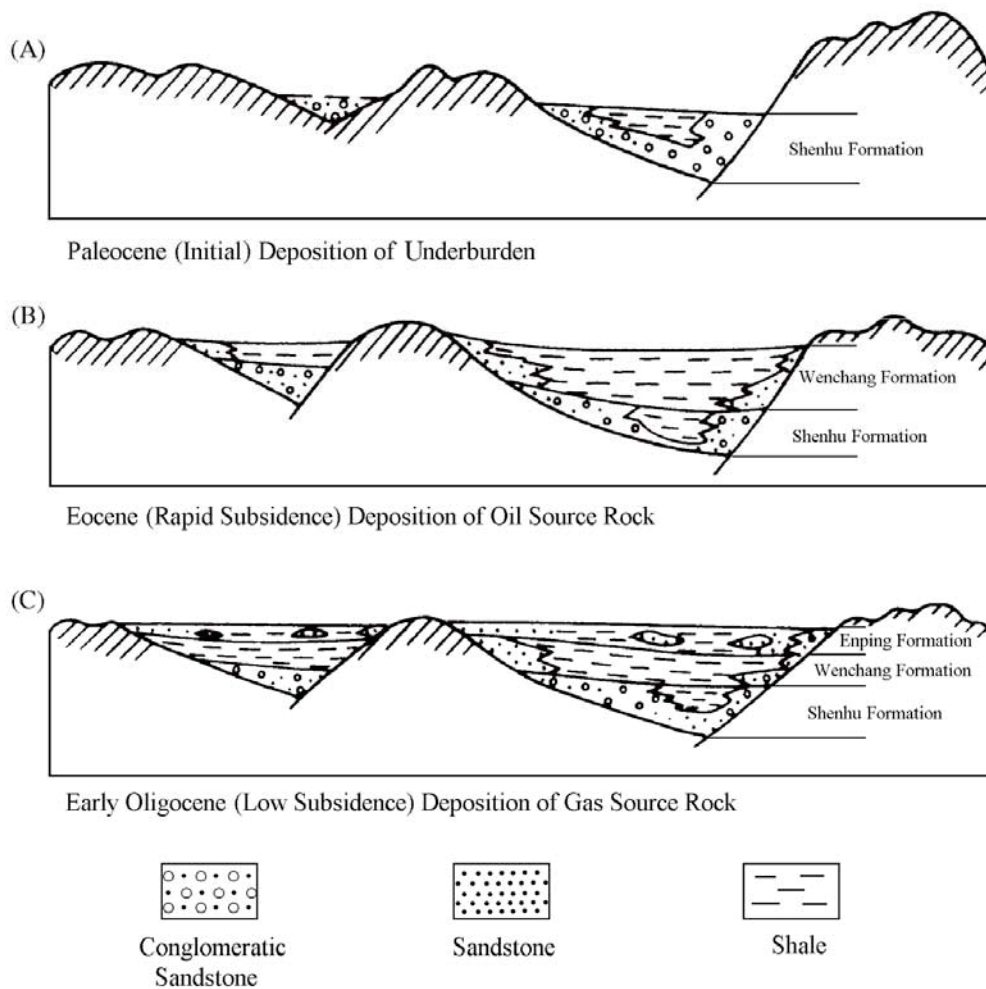


圖 1.3.4 珠三凹陷之張裂盆地沈積演化。珠江口盆地的珠三凹陷在古新世—中漸新世、晚漸新世以新第三紀的三期張裂盆地演化。取自 Zhu et al. (1999)。

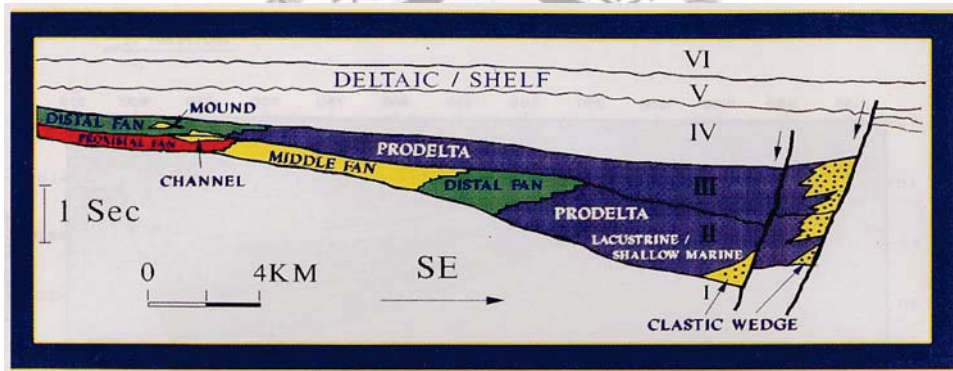
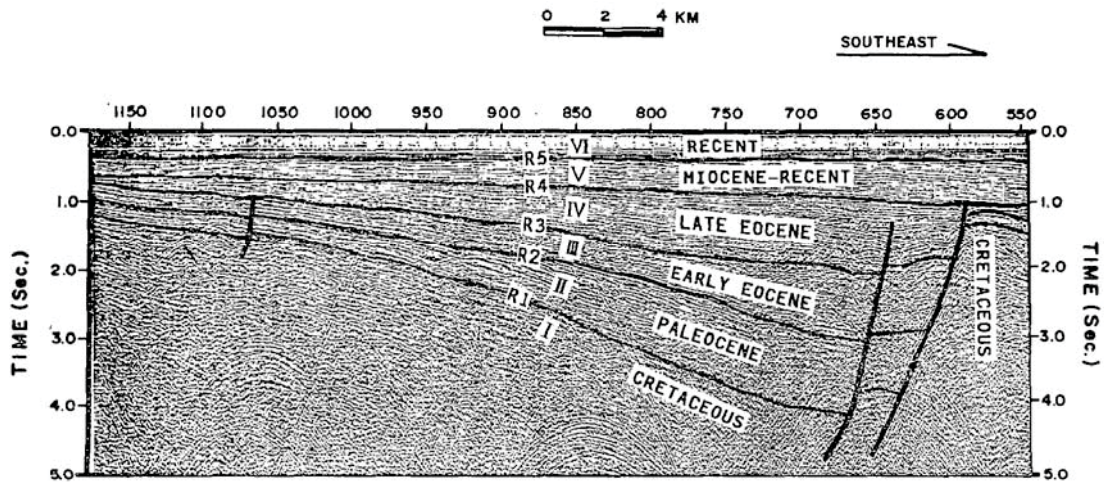


圖 1.3.5 台灣海峽南日島盆地之震測層序(上圖)與其沈積相(下圖)。台灣海峽的南日島張裂盆地有古新世、早始新世、晚始新世的三期張裂盆地演化，其古新世、早始新世之沈積環境分別為扇—湖沼—淺海相為主(fan-lacustrine-shallow marine)、遠扇—扇前相(distal fan-prodelta)為主。取自 Chou et al. (1991)。

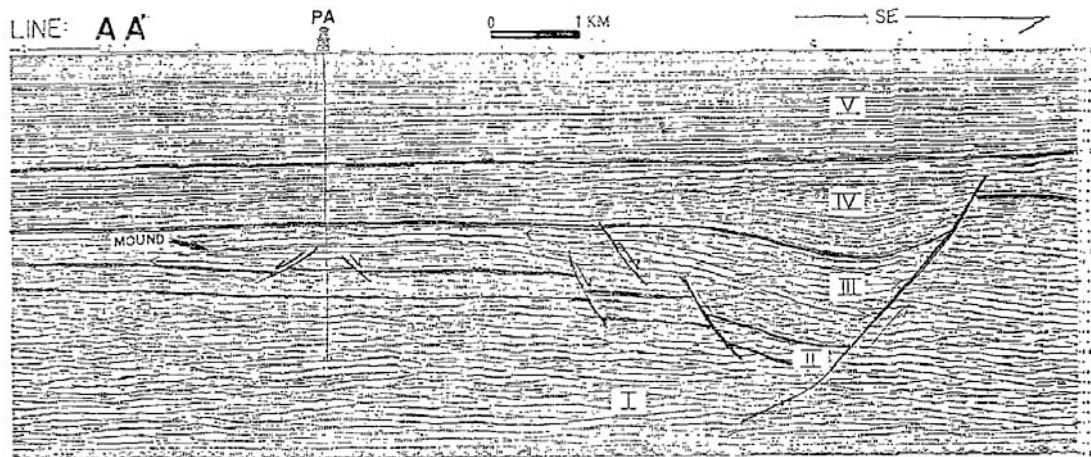
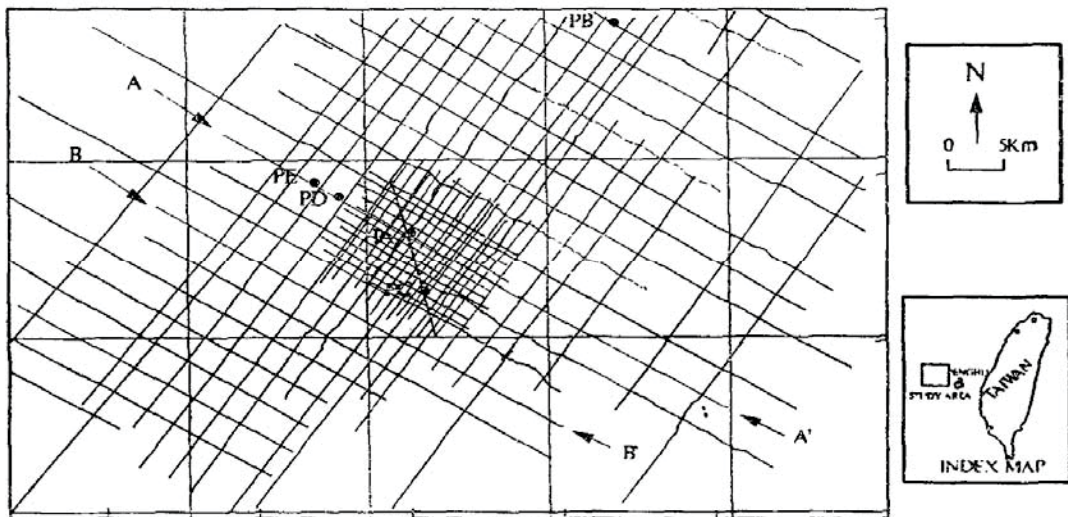


圖 1.3.6 台灣海峽澎湖盆地之震測層序(下圖)與其位置(上圖)。台灣海峽澎湖盆地的張裂盆地演化自古新世末期—早中新世共有三期的張裂演化，其中在早始新世—中始新世(層序 II)及中始新世(層序 III)之沈積相分別為湖相三角洲—湖相頁岩為主，以及湖相三角洲為主。取自林等(1992)。

表 1.3.1 西格陵蘭白堊紀—古新世 Nuussuaq 盆地之張裂盆地發育階段與其相對應的沈積環境、沈積相組合及地層厚度。在張裂盆地開始發育之前，沈積環境為三角洲；進入張裂初期，其沈積環境轉變為有河道充填並上覆有氾濫平原沉積物的河相環境；在張裂盛期，沈積環境轉變為有濁流與濁積岩，以重力流為主的沈積環境。整理自 Dam et al. (2000)。

Cretaceous-Paleocene Nuussuaq Basin (West Greenland)

Tectonic Phase	Sedimentary Facies	Facies Associations	Thickness
Pre-rift	deltic deposits (Atane Formation)	delta front channel delta plain transgressive sand sheet	130 m
Rift-initiation	fluvial channel fill succeeded by floodplain deposits (Aaffarsuaq Member)	incised valley channel sandstone floodplain deposits	> 38 m
Rift-climax	turbidite system (Aaffarsuaq Member)	major turbidite channel minor turbidite channel interchannel chaotic bed	275 m



#### 1.4 研究目的與意義

南海北部大陸邊緣於漸新世—中新世為張裂邊緣，張裂邊緣上發育了數個張裂盆地如南日島盆地、雪山槽盆地；而晚中新世之後開始在南海北部大陸邊緣北緣發生的弧陸碰撞與造山作用使得南海北部大陸邊緣成為一碰撞邊緣，造山帶的荷重致使台灣造山帶的西側形成台灣西部前陸盆地。然而位於南海北部大陸邊緣南端的潮汕凹陷，並未遭受中新世造山荷重與板塊撓曲影響，而仍保持為中新世以來的後張裂盆地。造山荷重與板塊撓曲影響了在晚中新世之後南海北部大陸邊緣，台灣西部前陸盆地、台南盆地及潮汕凹陷的差異反應了不同程度撓曲地體構造影響的結果。

台灣西部前陸盆地的前凸起出現在台灣海峽中線附近的位置(Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002)。由於前凸起的撓曲為岩石圈的彈性反應，前凸起的位置與形貌有助於進一步了解岩石圈的力學性質。然而對於台灣西部前陸盆地前凸起的位置，學者們的研究結果仍莫衷一是(圖 1.4.1)(Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002)；另一方面，前凸起發生與遷移分別反應了造山帶開始碰撞及推移的事件(Allen et al., 1991; White et al., 2002)。Tensi et al. (2006)認為台灣西部前陸盆地前凸起的形成分為兩階段，分別是 12.5-4 Ma 時期前凸起的抬升，以及 4Ma 之後前凸起的遷移(圖 1.4.2)，但此假設尚欠乏直接的地層證據。本研究利用台灣海峽陸棚地區的震測剖面，研究台灣西部前陸盆地前凸起之形成及遷移的地層特徵，對於前凸起的遷移提供了更有力的地層證據，並重新檢討了現在前凸起的所在位置。

潮汕凹陷位於台南盆地與珠江口盆地接鄰處，一直以來研究僅較集中於海底峽谷的沈積與侵蝕作用(Liu and Liu, 1998; Hsu et al., 2004; Ding et al., 2010)、沈積物與火成岩體的分布(陳, 2009; 莊, 2010)、構造形態(陳等, 2002; 張, 2010)、及石油地質的調查(郝等, 2001; 郝等, 2004; 吳等, 2007; 郝等, 2009; 李等, 2011; 于與丁, 2012; 段與米, 2012)。在民國87年，中油公司和中國海洋石油公司(CNOOC)簽署「台潮物探協議」，在台南盆地和潮汕凹陷間進行海上油氣探勘研究，其中包含了震測資料的炸測以及陸豐35-1-1和大浦21-1-1兩口探勘井的鑽探。在民國101

年，台潮公司及中油公司探採研究所進行了台潮合同區東南地區的重磁力及盆地屬性分析計畫，由中國地質學會胡錦城教授主持，其中中央大學許樹坤教授進行重力磁力資料解釋，成功大學楊耿明教授進行構造及斷層分析，台灣師範大學李通藝教授進行層序地層之震測層序分析，而本研究則進行震測相之分析研究。本研究藉由震測剖面中反射的連續性、振幅強度、反射頻率以及反射組態等震測特徵，描繪潮汕凹陷內各震測層序之反射特徵，並分析潮汕凹陷於張裂盆地時期的沈積相及沈積環境的變化，為進一步探勘研究之整合結果。

本研究認為台灣西部前陸盆地與潮汕凹陷張裂盆地的時空分布，可闡釋南海北部大陸邊緣盆地演化的含義。在古第三紀時南海北部大陸邊緣發育了一系列東北—西南走向的張裂盆地，包含潮汕凹陷、台南盆地、南日島盆地(Chou et al., 1991)及雪山槽(Teng, 1992)；南海的張裂活動到中新世停歇，此時南海北部大陸邊緣發生了由於岩石圈冷卻收縮所致使的熱沈降(thermal subsidence)，並在大陸邊緣上堆積了席狀的沈積層序，覆蓋於先期張裂盆地沈積地層之上；自上新世起，呂宋島弧與南海北部大陸邊緣最北端發生了斜向碰撞形成台灣造山帶，造山荷重與板塊撓曲影響了晚中新世後台灣西部前陸盆地與台南盆地的發育：台灣西部前陸盆地接受大量的台灣造山帶沈積物堆積，發育為成熟(mature)的前陸盆地；台南盆地亦受到板塊撓曲的影響，造成撓曲下陷，僅接受少量的台灣造山帶沈積物堆積，發育了未成熟(immature)的前陸盆地。與台灣西部前陸盆地、台南盆地同為南海北部大陸邊緣最北端的新生代盆地，潮汕凹陷未受到板塊撓曲的影響，至今仍維持張裂盆地的原貌，具有張裂層序與後張裂層序。本文藉由台灣西部前陸盆地、台南盆地與潮汕凹陷等盆地相對位置之空間分布，以及張裂盆地—後張裂盆地—未成熟前陸盆地—成熟前陸盆地的碰撞聚合環境下大陸邊緣盆地之演化關係，了解這些盆地之發育在南海北部大陸邊緣地體架構差異之意涵。

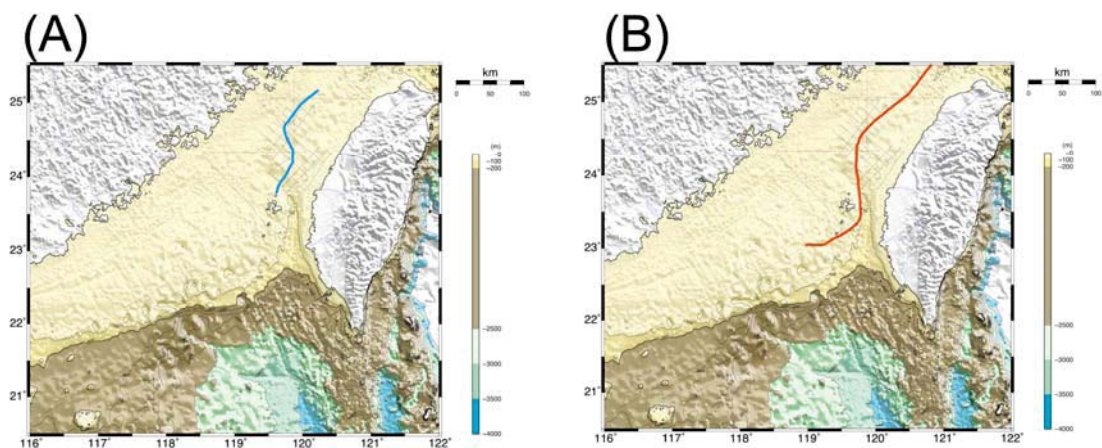


圖 1.4.1 台灣西部前陸盆地前凸起位置之前人研究。(A)Yu and Chou (2001) 所描繪的前凸起位置(藍色線)。(B)Lin and Watts (2002)所描繪的前凸起之位置(紅色線)。

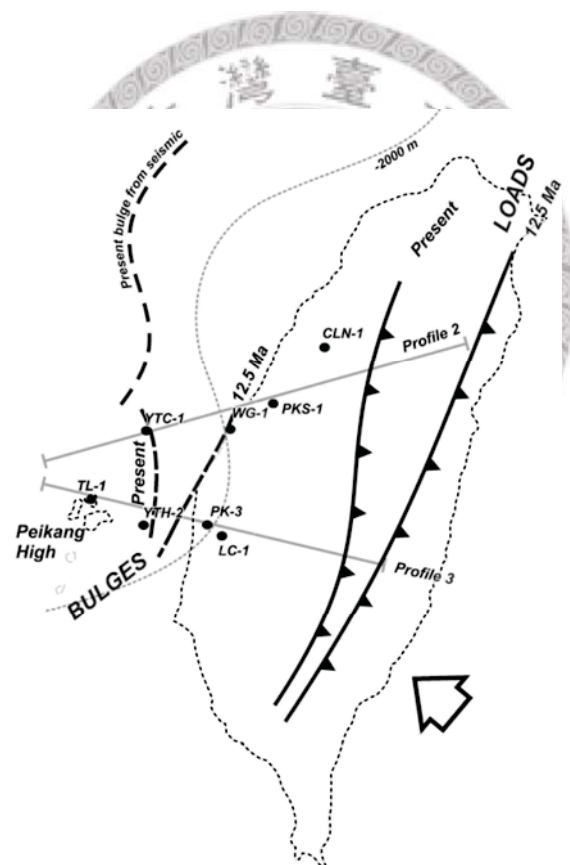


圖 1.4.2 台灣西部前陸盆地之前凸起與台灣造山帶可能的相對應之時空關係。本圖分別表示了現今(present)造山帶荷重(loads)位置與前凸起(bulges)位置，以及 12.5Ma 之前的造山帶位置與前凸起位置，說明了台灣西部前陸盆地前凸起可能因應台灣造山帶的向西推進而有向西遷移。修改自 Tensi et al. (2006)。

## 第二章 資料與方法

本文使用台灣海峽與潮汕凹陷兩區域的反射震測資料(圖 2.1.1)，台灣海峽地區的反射震測資料為國立台灣大學海洋研究船所收集，而潮汕凹陷地區的反射震測資料是中油公司的子公司台潮公司於兩岸共同開發計畫所收集處理。本章於 2.1 節簡述本研究所使用之震測資料特性，並於 2.2 節簡述震測相分析方法。

### 2.1 反射震測資料

為了解台灣西部前陸盆地前凸起所造成地層不整合之特徵，本文所使用海洋研究船海研一號所收集之台灣海峽陸棚地區的反射震測資料，包含了 OR1-685(2003 年 6 月 12 日至 6 月 19 日)、OR1-731(2004 年 9 月 20 日至 9 月 26 日)以及 OR1-794(2006 年 5 月 3 日至 5 月 8 日)三個航次。其中 OR1-685 航次共收集震測資料 261 公里，資料紀錄深度為雙程走時 3 秒，OR1-731 航次共收集震測資料 818 公里，資料紀錄深度為雙程走時 3 秒；OR1-794 航次共收集震測資料 870 公里，資料紀錄深度為雙程走時 2 秒，共計 1949 公里，涵蓋了整個台灣海峽陸棚區域，及大部分的台灣西部前陸盆地(圖 2.1.2; 表 2.1.1)。在本研究台灣海峽 11 條東北—西南向的長剖面中，其中有 9 條橫跨了台灣西部前陸盆地之前凸起。

本文所使用潮汕凹陷地區的反射震測資料是中油公司的子公司台潮公司於兩岸油氣共同開發計畫所收集處理。反射震測剖面分布介於東經117.5度至118.5度之間，南至北緯21度，北至北緯22度(圖2.2.1)。反射震測剖面之位置位於大陸斜坡之上，水深範圍在-200公尺到2500公尺。潮汕凹陷地區震測剖面之走向計有垂直棚裂及平行棚裂兩種，其中垂直棚裂走向之反射震測剖面有30條，總長約2132公里；平行棚裂走向之震測剖面有28條，總長約2506公里，共計約為4638公里(圖2.2.2; 表2.2.1)。潮汕凹陷之震測資料為石油工業探勘所採集，經過頻譜分析、帶通濾波、重合等處理流程，訊噪比高且穿透力深，最深可達海床之下雙程走時3秒，資料品質甚佳；且測線之間間距為三公里，分布非常平均，有利於對地層特徵與分布的了解，我們以此震測資料進行潮汕凹陷之震測相分析，並以 SMT 公司的 Kingdom 震測資料解釋軟體來進行反測摘取及地層等厚圖(isopach)繪製，同時利用 IVS3D 公司的 Fledermaus 三維展示軟體進行基盤等時圖之繪製。

台灣海峽地區反射震測資料之資料處理，係利用 Landmark 公司的 ProMAX 震測資料處理軟體以及 UCSD(University of California, San Diego)的 SIOSEIS 震測資料處理軟體進行，處理流程有幾何定位(Geometry)、頻譜分析(Spectral Analysis)及帶通濾波(Bandpass Filter)、真實振幅修正(True Amplitude Recovery)、解迴旋(Deconvolution)、垂直隔距時差修正(Normal move out)、重合(Stack)、移位(Migration)。簡述如下。

### (1)幾何定位(Geometry)：

幾何定位係指將受波器電纜(streamer)所收集到的描線(trace)，依據空間的分布重新編號，得到同中點(Common middle pont)或同深點(Common depthpont)等的集合。係由於震測資料收集時，原始資料的排序係以炸測施行時的時間為編號，因此我們將這些以時間為編排的描線資料改以空間為重新編排，並將同一位置的描線集合為一個同中點集合，以利後續的資料處理與展示。幾何定位涉及參數有頻道(channel)數、每個頻道之間的距離(channel interval)、每個炸點之間的距離(shot interval)、各種儀器的相對方位關係，空氣槍及受波器陣列的深度、支距(offset)長度、同中點之界限範圍(bin size)及重合數(fold)的選定等。本研究台灣海峽陸棚震測資料之炸測收集之頻道數為 12，最大支距為 212 公尺，重合數為 6。

### (2)頻譜分析與帶通濾波器(Spectrum Analysis and Bandpass Filter)

頻譜分析可在空間域、時間域及頻率域展示訊號的性質，對其分布加以分析，以助我們找出瞭解訊號的頻率分佈狀況，並決定濾波處理時所需要之頻率分佈以提高訊噪比(signal/noise ration)，並增加垂直方向的解析度。而在處理時我們會根據頻譜分析(spectrum analysis)的結果，來決定設置帶通濾波器(bandpass filter)的參數，藉由限能通過的頻率並保留，且去除不要的頻率。

### (3)真實振幅修正(True amplitude recovery)

震波能量在其傳遞的過程中會逐漸衰減，這主要是因為球面擴散效應(spherical divergence)及吸收效應(absorption)所造成，因此我們可以依據描線之雙程走時或球面波擴散公式等方法之計算，將振幅回復成未衰減之前的強度。

#### (4)解迴旋(Deconvolution)

由於震測探勘時，震波信號與地層的結合是採用迴旋模式(convolution model)，所以當我們要得去雜訊影響，特別是有週期性特徵的雜訊如氣泡效應(bubble effect)、複反射(multiple)、鈴震效應(ringing)與混響現象(reverberation)，已得到未受雜訊干擾之地層信號時，必須使用迴旋模式的反向的計算，此計算即為解迴旋。在實作上必須先對訊號作自對比(autocorrelation)，找出這些具週期性的訊號，藉由解迴旋操作長度(operator length)與解迴旋操作預測距離(predictive distance)等參數的確定，進行解迴旋的計算。

#### (5)垂直隔距時差修正(Normal move out)

垂直隔距時差修正即是將各受波器所接收到之同中點反射信號到達時間修正成如同垂直入射的來回走時。當我們運用同中點的方式繪製剖面時，每個同中點集合裡包含了不同支距的描線，各受波器接收到同一點的信號到達時間也就不同，因此我們必須先了解震波在地層中傳遞的速度，才可計算出各受波器的走時差異。本研究中探求震波在地層中傳遞的速度是利用速度頻譜法(the velocity spectrum)，在一條測線中依照其所經過的地層特徵，每 50-200 個同中點取樣一個同中點求其速度方程式，再內插出整條測線的速度剖面，而後在與震測剖面作比較，修正測線中不合理的速度值，即可得出合理的速度分析值。

#### (6)重合(Stack)

重合是將通過同一同中點的數條描線(trace)疊加成為一條描線，其目的是提高訊號雜訊比，使得真實信號得以加強並降低隨機雜訊進而提高垂直方向上的解析度，這是因為真實的訊號在每一描線中必定是重複出現，而隨機雜訊則不一定，故數條描線重合以後，規則的雜訊便會互相被消除或減弱，在垂直隔距時差修正良好的情況下，當重合數越多，反應的每一個同中點其訊號雜訊比也就越高。

#### (7)移位(Migration)

移位處理主要是修正非水平地層及具破裂面的地層(如斷層)造成震波產生斜向入射或繞射(diffraction)的現象，經過移位處理後的剖面可以增進水平方向的訊噪比，使剖面更能反映出地層在空間中的真實分佈狀況。



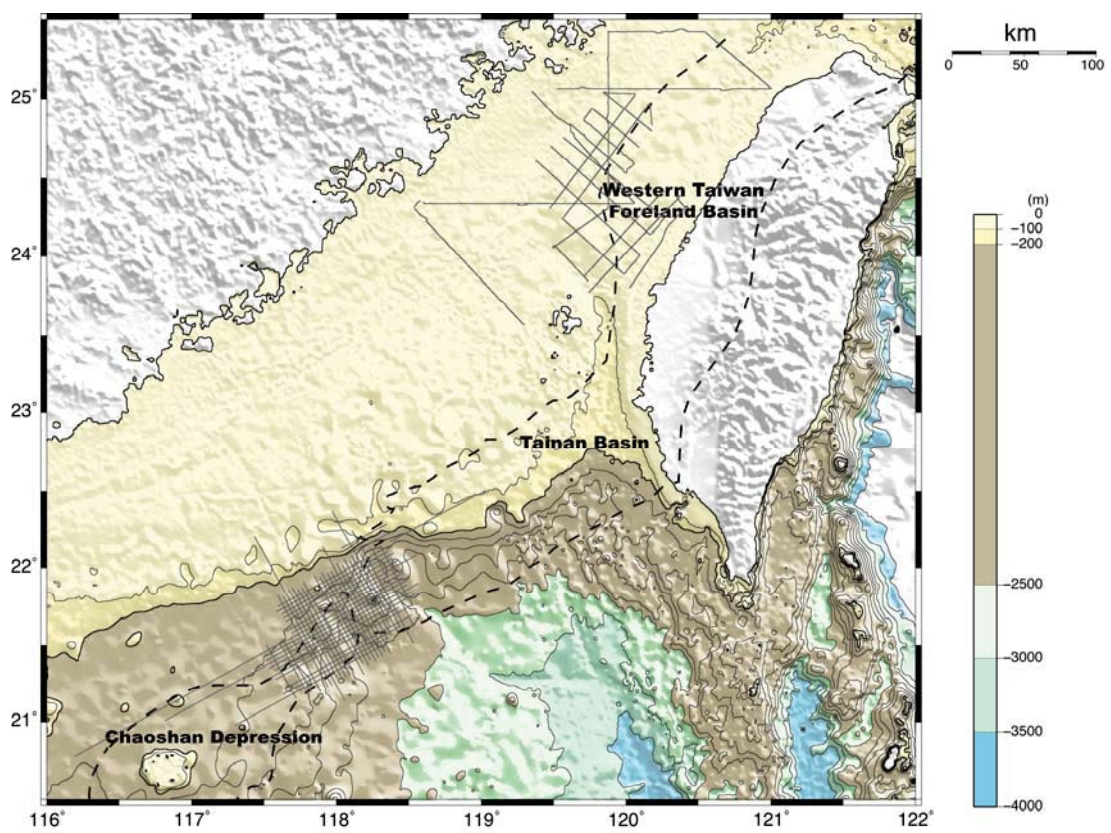


圖 2.1.1 本研究所使用之震測剖面資料位置分布及區域水深圖。灰色線為本研究所使用震測剖面位置分布，黑色虛線為本研究中南海北部大陸邊緣新生代盆地之位置。



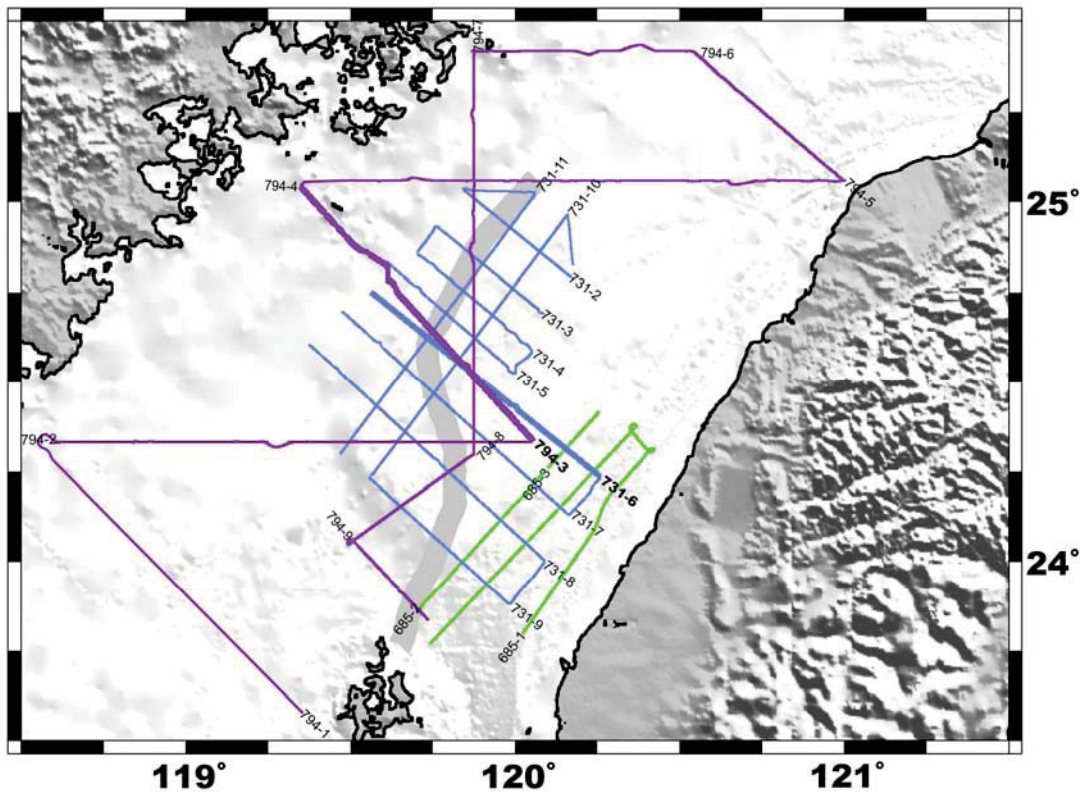


圖 2.1.2 本研究所使用的台灣西部前陸盆地之震測剖面資料分布。灰色為台灣西部前陸盆地前凸起之位置(Yu and Chou, 2011)，綠色線為 OR1-685 航次之震測資料位置，藍色線為 OR1-731 航次之震測資料位置，紫色線為 OR1-685 航次之震測資料位置。粗藍線與粗紫線分別為本文圖 3.2.2 與圖 3.2.3 之位置。

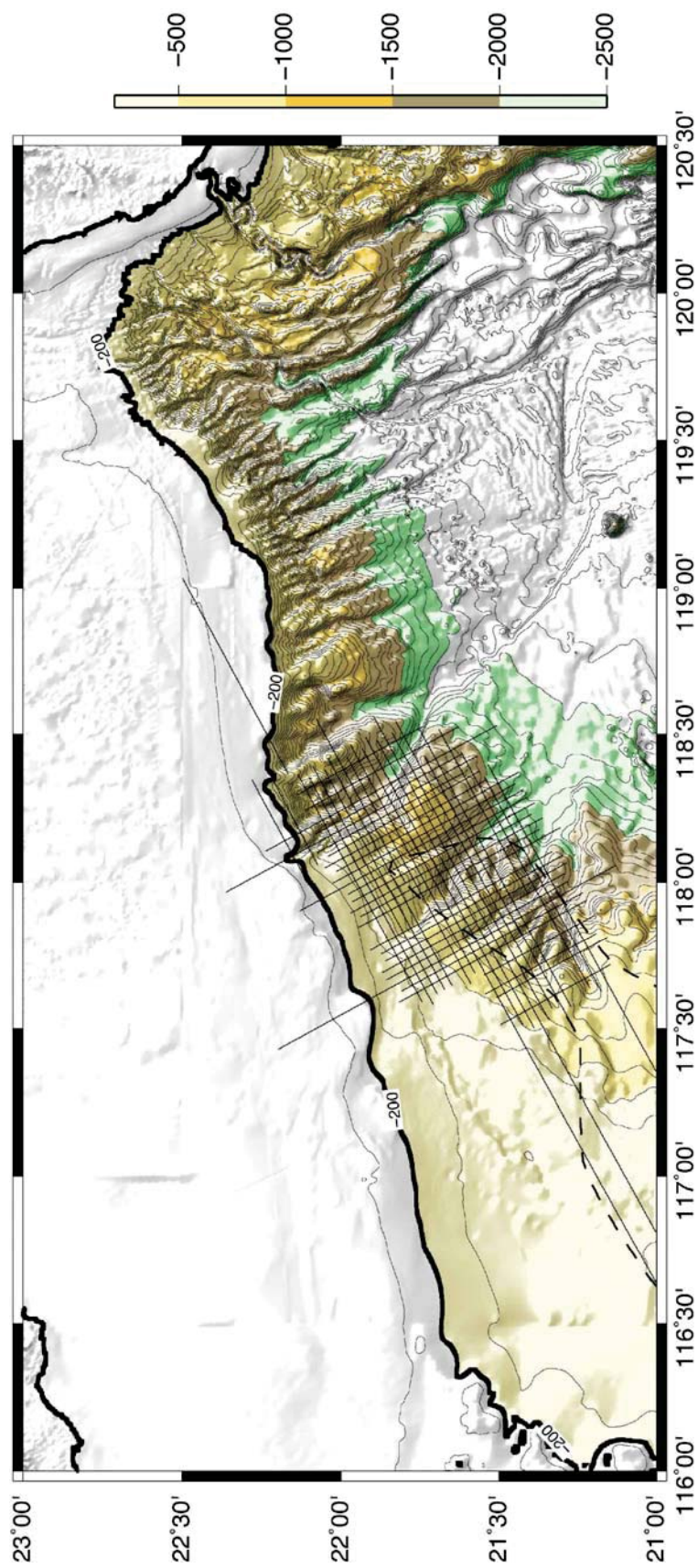


圖 2.1.3 潮汕凹陷之範圍、本研究震測剖面之分布及區域水深圖。黑色虛線為潮汕凹陷之範圍(Pang et al., 2009)。本圖水深資料由台大海洋所震測探勘研究室所提供。

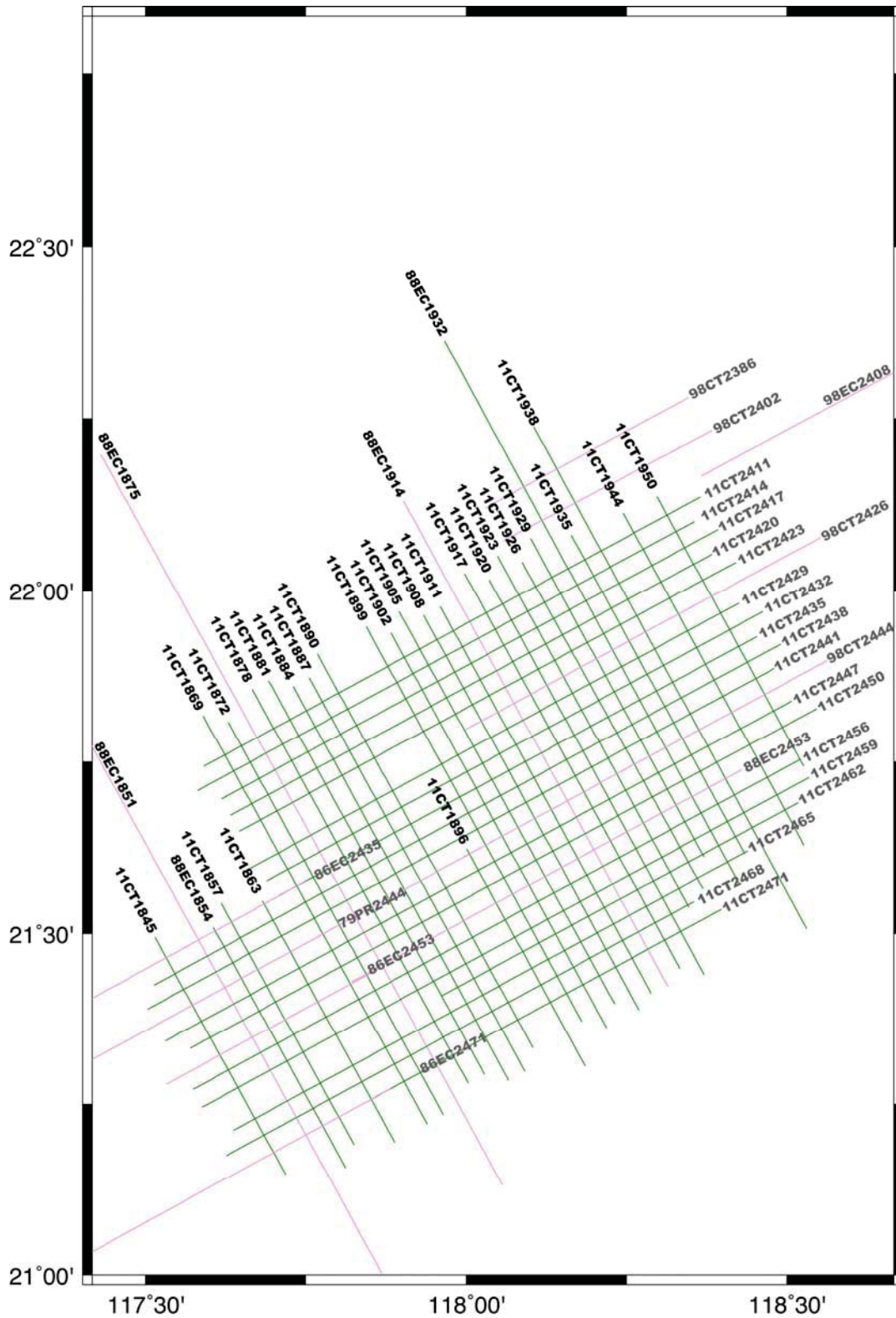


圖 2.1.4 本研究潮汕凹陷區域震測剖面位置及編號圖。黑色數字為垂直棚裂測線之編號，灰色數字為平行棚裂測線之編號。

表 2.1.1 本研究台灣海峽陸棚區域震測剖面長度一覽表。

Line	Length (km)
OR1-685-1	179
OR1-685-2	28
OR1-685-3	54
	261

Line	Length (km)
OR1-731-2	67
OR1-731-3	52
OR1-731-4	60
OR1-731-5	49
OR1-731-6	106
OR1-731-7	94
OR1-731-8	117
OR1-731-9	58
OR1-731-10	116
OR1-731-11	99
	818

Line	Length (km)
OR1-794-1	122
OR1-794-2	149
OR1-794-3	108
OR1-794-4	151
OR1-794-5	61
OR1-794-6	68
OR1-794-7	125
OR1-794-8	46
OR1-794-9	40
	870



表 2.1.2 本研究潮汕凹陷區域震測剖面長度一覽表。

Dip Lines	Length (km)	Strike Lines	Length (km)
11CT1845	44	98CT2386	37
88EC1851	141	98CT2402	37
11CT1854	44	89EC2408	78
11CT1857	44	11CT2411	91
11CT1863	44	11CT2414	91
11CT1869	76	11CT2417	91
11CT1872	72	11CT2420	88
88EC1875	134	11CT2423	91
11CT1878	72	98CT2426	65
11CT1881	72	11CT2429	91
11CT1884	72	11CT2432	91
11CT1887	72	86EC2435	185
11CT1890	72	11CT2435	87
11CT1896	40	11CT2438	115
11CT1899	72	11CT2441	115
11CT1902	72	98CT2444	67
11CT1905	72	79PR2444	142
11CT1908	72	11CT2447	116
11CT1911	71	11CT2450	116
88EC1914	89	86EC2453	39
11CT1917	72	88EC2453E	71
11CT1920	72	11CT2456	111
11CT1923	64	11CT2459	110
11CT1926	60	11CT2462	65
11CT1929	58	11CT2465	94
88EC1932	99	11CT2468	86
11CT1935	58	11CT2471	66
11CT1938	92	86EC2471	70
11CT1944	61		2506
11CT1950	49		
	2132		

## 2.2 震測相分析方法

震測相單元(seismic facies units)是一組具有同樣物理特徵與反射組態的反射。利用震測相的分析，我們能得到對於沈積環境與岩相的解釋。本研究的方法主要是依據 Mitchum et al. (1977)所提供之震測相分析概念，利用震測剖面中反射層的震測特徵(振幅、連續性、頻率)與反射組態等的差異，所組成不同的震測相，並對不同之震測形貌作沉積環境之解釋。以下我們分別簡述反射的震測特徵和反射組態。

### A. 震測特徵

反射振幅為反射震波的波峰高度，一般用強、中、弱表示其大小(圖 2.3.1)。振幅強弱的變化和反射係數相關，振幅的垂直方向變化，可以用來找不閉合，而振幅的側向變化，可以用來幫助區別震測描線。

反射連續性是說明一個反射在側向的連續性，可以分成由非常連續到非常不連續的等級(圖 2.3.1)。連續性為聲阻的側向變化，也就是在岩性發生了側向變化，因此，連續性不佳的反射便常可能指示側向岩相急速變化的沉積環境特性，如河流或沖積扇環境。連續佳的反射，則常指示是側向均勻的沉積環境，如深海環境。

反射頻率是描述單位時間內的反射層數目，亦作反射間隔。高頻是指單位時間內的反射數量多，反之，低頻便是指單位時間內的反射數量少(圖 2.3.1)。通常不同的地層層序，可能會有不同的反射頻率的發生，是以在垂直方向的反射層頻率的變化，亦可如同接觸關係，可作為定義地層層序邊界的依據。而反射頻率的側向變化，亦可以作為岩相側向變化的指示。唯隨著深度的增加致使聲源能量的喪失，高頻率的反射將會消失。是以在震測地層剖面的深部，通常只能見到低頻的反射。

### B. 反射組態

平行與次平行(parallel and subparallel，圖 2.3.2)中，各反射為相互平行，或接

近平行的狀態。反射的側向連續性通常都非常好。依反射的形狀可再細分為平坦狀與波狀。發散型(divergent, 圖 2.3.2)係指反射向某一方向聚合, 有別於頂覆、進覆等接觸關係通常代表著不整合, 發散通常表示地層的側性延續上發生了尖滅。

微擾動(modifying terms, 圖 2.3.3): 在震測相中規模較小的反射組態特徵。有平狀(even)、波浪狀(wavy)、叢丘狀(hummoky)、透鏡狀(lenticular)、錯動狀(disturbed)、扭曲狀(contorted)等。填充型(fill seismic facies, 圖 2.3.4): 在一向下凹陷的反射, 根據其上覆反射的反射組態與接觸關係, 我們能進一步定義出以下震測特徵: 進覆填積(onlap fill)、丘狀進覆填積(mounded onlap fill)、進積填積(prograded fill)、發散填積(divergent fill)、渾沌填積(chaotic fill)、複雜填積(complex fill)。

斜坡進積型(prograding clinoform, 圖 2.3.5): 本類型反射組態較為複雜, 主要為進覆(prograding)的地層之特徵, 常發生在緩坡的沈積面(gently sloping depositional surface)的斜坡(clinoform)上。S 狀(Sigmoid) 的特徵是中間厚且陡、上下兩段薄且平, 與上覆層序邊界為整接關係(concordant); 斜截狀(Oblique)與 S 形狀相近, 唯上段部份與上覆層序邊界的接觸關係為頂覆(toplap)。斜截狀可再依下覆反射的緩或陡可再分為反射相切型(tangential)與反射平行型(parallel)。斜截雁行(Shingled)係指雖然進覆反射, 有著近平行的上下兩邊界。叢丘狀斜坡(Hummoky Clinoform)則是指進覆反射並非平行, 反是以比較不連續的次平行(subparallel)、渾沌(chaotic)為主。

同時, 本研究利用 Ramsayer (1977)的震測單元描述方法, 將該震測單元的反射特徵與其上下震測單元之接觸關係, 整合成一符號的表達方式。舉例而言, 有一震測單元, 其反射特徵以斜截(oblique)為主, 與上覆震測單元的接觸關係為頂覆(toplap), 而與下方震測單元之接觸關係為下覆(downlap)時, 則我們可以將此震測單元簡記為 $\frac{\text{Top} - \text{Dwn}}{\text{Ob}}$ ; 而若震測單元內之反射特徵以平行(parallel)為主, 與上覆震測單元的接觸關係為整合接觸(concordance), 與下伏震測單元的接觸關係為下覆(downlap), 則可將此震測單元簡記為 $\frac{\text{C} - \text{Dwn}}{\text{P}}$ 。圖 2.3.6 為常見接觸關係與反射特

徵的代號。本研究根據此上反射層特徵及反射組態之分類原則，進行震測相分析。





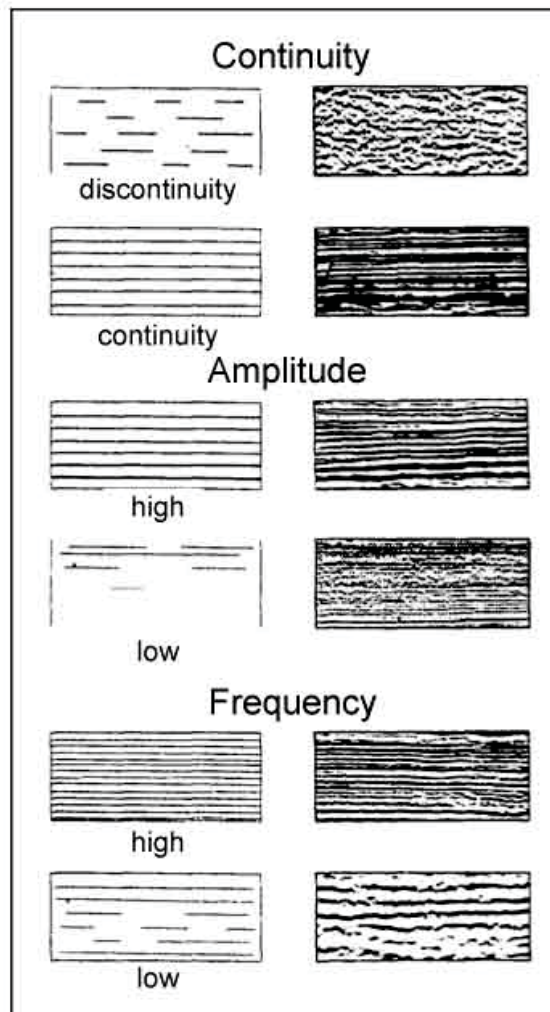


圖 2.3.1 反射層特徵之連續性好壞、振幅強弱與頻率高低示意圖。修改自潘等(1992)。

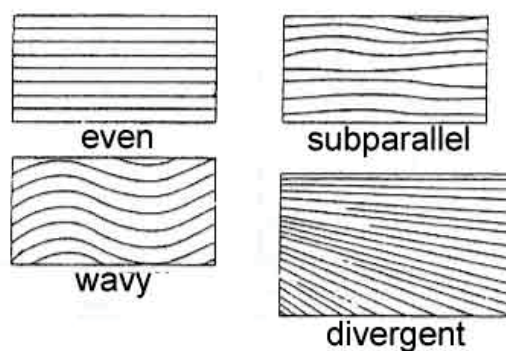


圖 2.3.2 反射組態之平行(平狀與波浪狀)、次平行、與發散狀示意圖。修改自 Mitchum et al. (1977)。

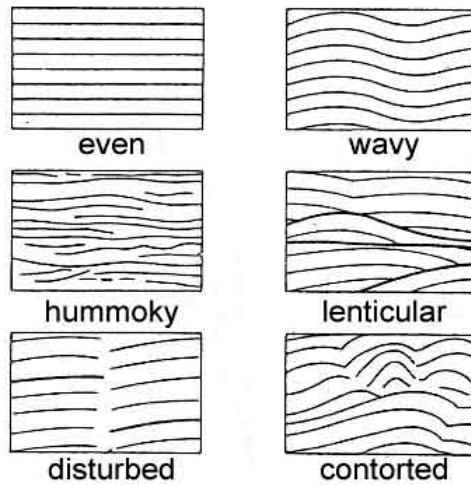


圖 2.3.3 微擾動反射組態之示意圖，其中包含平狀、波浪狀、丘狀、透鏡狀、錯動狀與扭曲狀示意圖。修改自 Mitchum et al. (1977)。

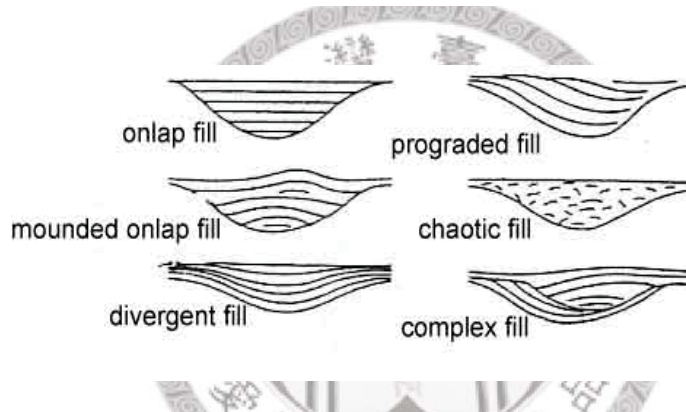


圖 2.3.4 填充反射組態之示意圖。包含進覆填積、進積填積、丘狀填積、混亂填積、發散填積、複合填積。修改自 Mitchum et al. (1977)。

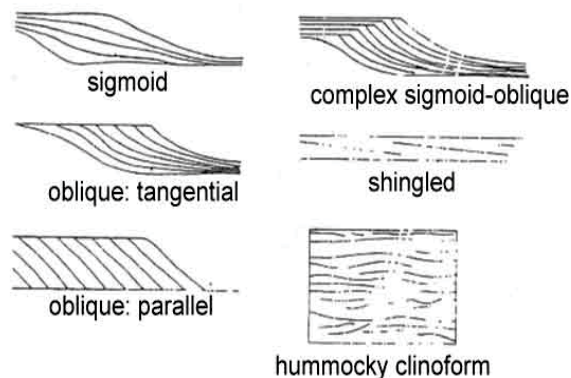


圖 2.3.5 斜坡進積型反射組態之示意圖，包含 S 狀、斜截狀(反射相切型與反射平行型)、S-斜截複合狀、斜截雁行狀與丘狀斜坡型。修改自 Mitchum et al. (1977)。

## CODE SYSTEM

### UPPER SEQUENCE BOUNDARY

**T<sub>e</sub>** – EROSIONAL TRUNCATION  
**Top** – TOPLAP  
**C** – CONCORDANT

### LOWER SEQUENCE BOUNDARY

**On** – ONLAP  
**Dwn** – DOWNLAP  
**C** – CONCORDANT

A - B  
C

### INTERNAL CYCLE CONFIGURATION

<b>P</b> – PARALLEL	<b>M</b> – MOUNDED
<b>D</b> – DIVERGENT	<b>Ob</b> – OBLIQUE PROGRADATIONAL
<b>C</b> – CHAOTIC	<b>Sig</b> – SIGMOID PROGRADATIONAL
<b>W</b> – WAVY	<b>Rf</b> – REFLECTION FREE
<b>DM</b> – DIVERGENT MOUNDY	<b>Sh</b> – SHINGLING

圖 2.3.6 常見的接觸關係、反射特徵與其簡記時常用的代號。常見的接觸關係有侵蝕截切(erosional truncation)、頂覆(toplap)、進覆(onlap)、下覆(downlap)、整合接觸(concordant)。而常見的反射組態則有平行(parallel)、發散(divergent)、混沌(chaotic)、波狀(wavy)、發散丘狀(divergent moundy)、丘狀(mounded)、斜截進積狀(oblique progradational)、S 形進積狀(sigmoid progradational)、無反射(reflection free)、雁行狀(shingling)等。引用自 Ramsayer (1977)。

### 第三章 台灣西部前陸盆地前凸起之特徵

#### 3.1 前凸起遷移之地層特徵

當造山帶荷重致使前陸板塊發生撓曲，在造山帶前緣的前陸板塊上發生了撓曲沉降的前陸盆地，並在更往前陸板塊內側(inboard)形成了撓曲抬升的前凸起(Allen et al., 1991)。當造山帶推移時，前陸盆地與前凸起的位置也會因應造山帶位置的變化而有所遷移(圖 3.1.1)。例如，如果造山帶移動的方向和前凸起移動的方向相同(圖 3.1.2)，將致使在比原來前凸起發生位置更往前陸地塊的地方發生新的隆起抬升，而原先被抬升的地區則開始發生沉降。

前凸起的遷移事件常造成區域性不整合面的連續發生，並在前凸起之側翼處造成一套特別的不整合面排列方式。Tankard (1986)根據在二疊紀阿帕拉契造山帶前緣之前陸板塊撓曲凸起的觀察，發現了在凸起的側翼處有數個向凸起高區頂部上傾(updip)的不整合面，當最基底的不整合面被後期不整合面截切後，此後期不整合面隨即又被更後期不整合面所截切，造成各期的不整合面在凸起的頂部聚合(merging)，形成一組楔狀的不整合(wedges of unconformities)(圖 3.1.3)，同時不整合面之截切點(intersection points)會向凸起頂部連續跨踏(overstepping)。Tankard (1986)認為截切點跨踏的方向，便是凸起遷移的方向。

White et al. (2002)根據白堊紀美國西部內前陸盆地(Cretaceous Western Interior Basin)的調查結果，提出了前凸起遷移時可能的地層演化關係(圖 3.1.4)：一開始尚未有撓曲抬升，有 A、B、C 三層原始水平的地層(圖 3.1.4a)；在前凸起抬升(forebulge uplift)後，地層 A、B、C 皆因被抬升而遭到侵蝕，同時也發生了地層 D 與 E 的沈積(圖 3.1.4b)；當前凸起向右方遷移(migration)時，除了地層 A、B、C 仍被抬升且侵蝕之外，原先在前凸起未遷移之前就發生在前凸起右側的沈積物(圖右方的地層 D 與 E)也開始被抬升並被侵蝕，而原先在圖 3.1.4b 中被前凸起抬升的位置開始發生沉降，並有地層 F 的堆積(圖 3.1.4c)；最後，侵蝕面與前凸起皆為最後期的沈積地層 G 所覆蓋(圖 3.1.4d)。

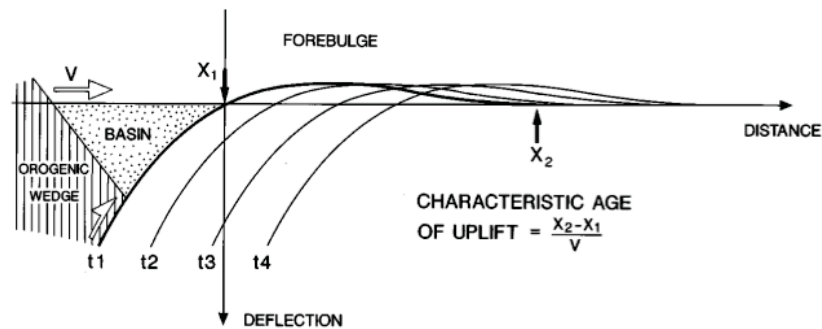


圖 3.1.1 造山帶推進時，前陸盆地與前凸起遷移之相對位置之示意圖。隨造山楔 (orogenic wedge) 由左向右推進，前凸起 (forebulge) 的位置亦由  $t_1$  向右遷移。取自 Crampton and Allen (1995)。

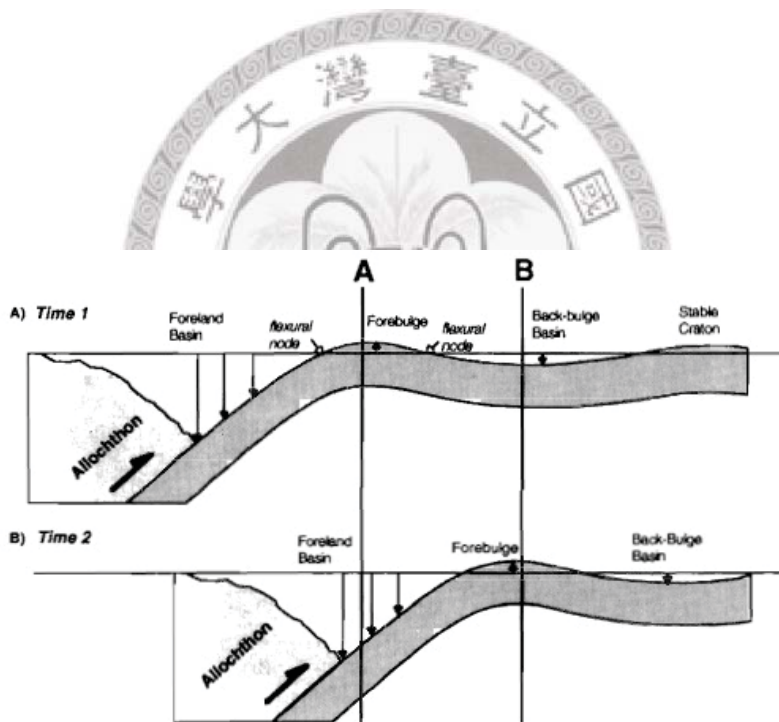


圖 3.1.2 前凸起推進時與基準面關係變化之示意圖。隨外來地塊 (allochthon) 由左向右推進，前凸起 (forebulge) 的位置亦由 A 處向右遷移至 B 處，原先被前凸起抬升的 A 處，在前凸起向右遷移後發生沈降；而原先尚未被前凸起抬升的 B 處，為新形成的前凸起所抬升。取自 Giles and Dickinson (1995)。

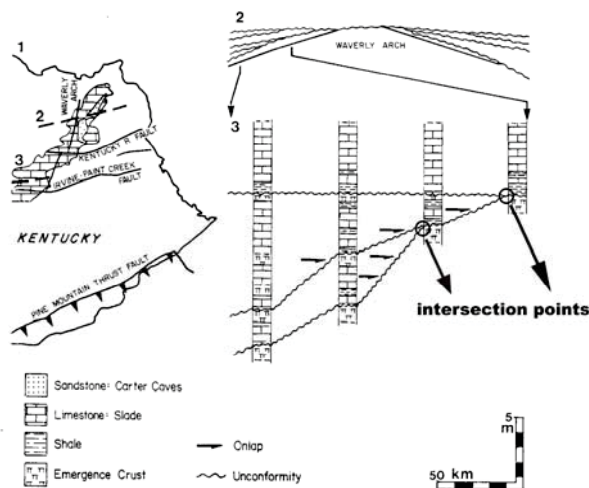


圖 3.1.3 在二疊紀美國阿帕拉契前陸盆地其撓曲之抬升與地層特徵。1 為區域地體構造圖，2 為凸起區地質剖面示意圖，3 為凸起高區的西側之地層柱連比圖。從地層柱連比圖可以發現凸起高區為一楔狀的不整合面(wedge of unconformities)所侵蝕，而連續的後期不整合面對前期不整合面的截切事件造成了向凸起頂端跨踏的截切點(intersection points)。修改自 Tankard (1986)。

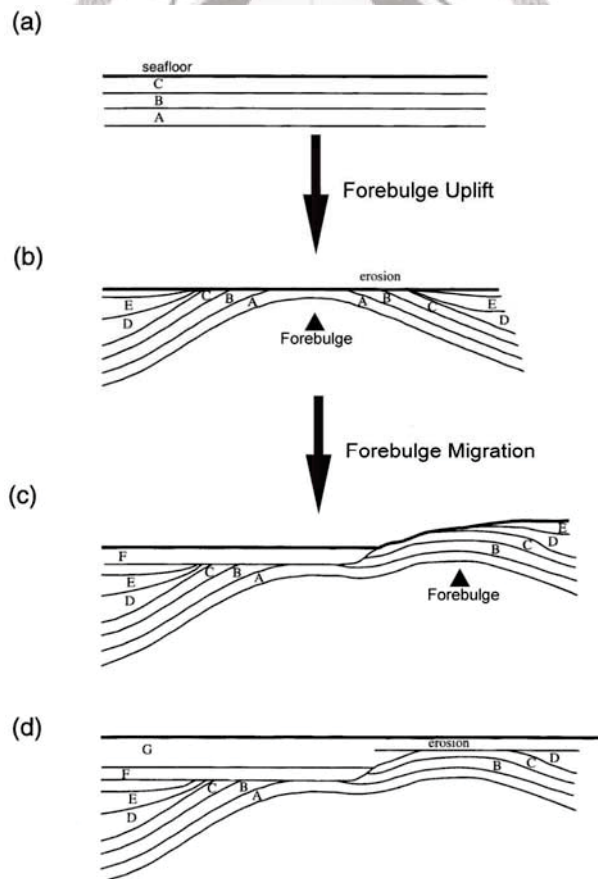


圖 3.1.4 白堊紀美國西部內前陸盆地前凸起撓曲與地層演化之示意圖。A~G 為不同時所堆積之地層。其中(a)為前凸起尚未發生，(b)為前凸起初次發生，(c)為前凸起向圖右遷移，(d)遷移後的前凸起為後來的沈積地層 G 所掩蓋。修改自 White et al. (2002)。

### 3.2 台灣西部前陸盆地之前凸起遷移

本研究整合了 Tankard (1986)所提出的不整合面截切特徵，以及 White et al. (2002)所提出的地層堆疊特徵，提出了一更完整的地層演化模型(圖 3.2.1)來說明前凸起抬升、遷移與地層的演化關係：一開始尚未有撓曲抬升，有 A、B、C 三層原始水平的地層(圖 3.2.1a)；當前凸起隆升事件發生後，地層 A、B、C 皆因被抬升而遭到侵蝕，造成了侵蝕面 U0，同時也發生了地層 D 與 E 的沈積(圖 3.2.1b)；當第一次前凸起遷移事件發生，前凸起向圖左方遷移時，除了地層 A、B、C 之外，原先的侵蝕面 U0 也遭到抬升並被侵蝕，新的侵蝕面 U1 將與 U0 有一截切點 X(圖 3.2.1c)；當第二次前凸起遷移事件發生，前凸起再次地向圖左方遷移，侵蝕面 U1 將遭到抬升並被侵蝕，而新的侵蝕面 U2 將與 U1 有一截切點 Y(圖 3.2.1d)。由於截切點 X 到截切點 Y 係為像圖左方的移動，表示前凸起遷移發生的方向為由圖右向圖左。

震測剖面 731-6(圖 3.2.2)指出在台灣西部前陸盆地地層層序向西漸薄，同時在前陸盆地遠端區(distal zone of foreland basin)，反射以平行一次平行為主，在前陸盆地主要地區(proximal zone of foreland basin)，可發現非常明顯的反射羽狀尖滅現象(feather-edge)，此尖滅發生的方向係為由造山帶往前陸地塊的方向，說明了地層有向穩定前陸地塊方向尖滅的特徵。

震測剖面 794-3(圖 3.2.3)可以辨識出 U1、U2 等兩條不整合面(圖 3.2.4)，U0 為前陸盆地基底不整合面，由東向西上傾(updip)。前陸盆地基底不整合面 U0 在 X 處為向西上傾的不整合面 U1 所截切，而不整合面 U1 隨即又被另一條向西上傾的不整合面 U2 所截切。由於不整合面 U0、U1、U2 有著遞次而連續的截切關係，又同為由西向東上傾，形成了一組向西聚合(merge)的不整合面。

將震測剖面 794-3 與前陸盆地前凸起遷移之地層演化關係圖(圖 3.2.1)比較，震測剖面 794-3 中的不整合面 U0、U1、U2 分別可以對比到前凸起遷移之地層演化關係圖(圖 3.2.1)的不整合面 U0、U1、U2，而震測剖面 794-3 中的截切點 X 和截切點 Y 也分別可以對比到前凸起遷移之地層演化關係(圖 3.2.1)的 X 和 Y。根據

前陸盆地前凸起之地層演化關係(圖 3.2.1)，不整合面 U1 與截切點 X 為台灣西部前陸盆地前凸起第一次遷移的結果，而不整合面 U2 與截切點 Y 為台灣西部前陸盆地前凸起第二次遷移的結果。而依據截切點 Y 的位置在截切點 X 的西側，台灣西部前陸盆地前凸起遷移發生的方向應為由東向西的遷移。震測剖面 794-3 對於台灣西部前陸盆地之前凸起的遷移提供了非常明確的地層證據。





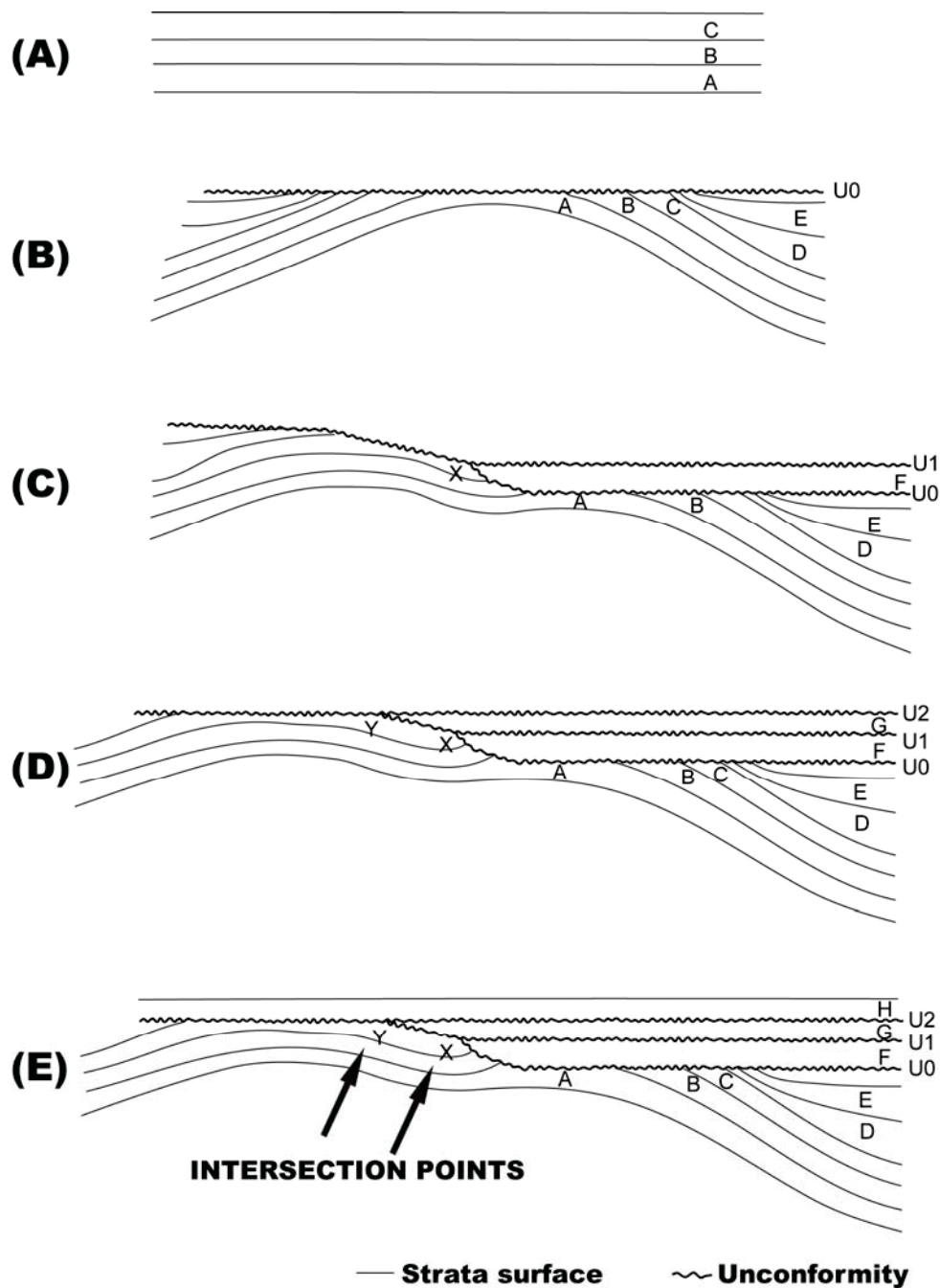
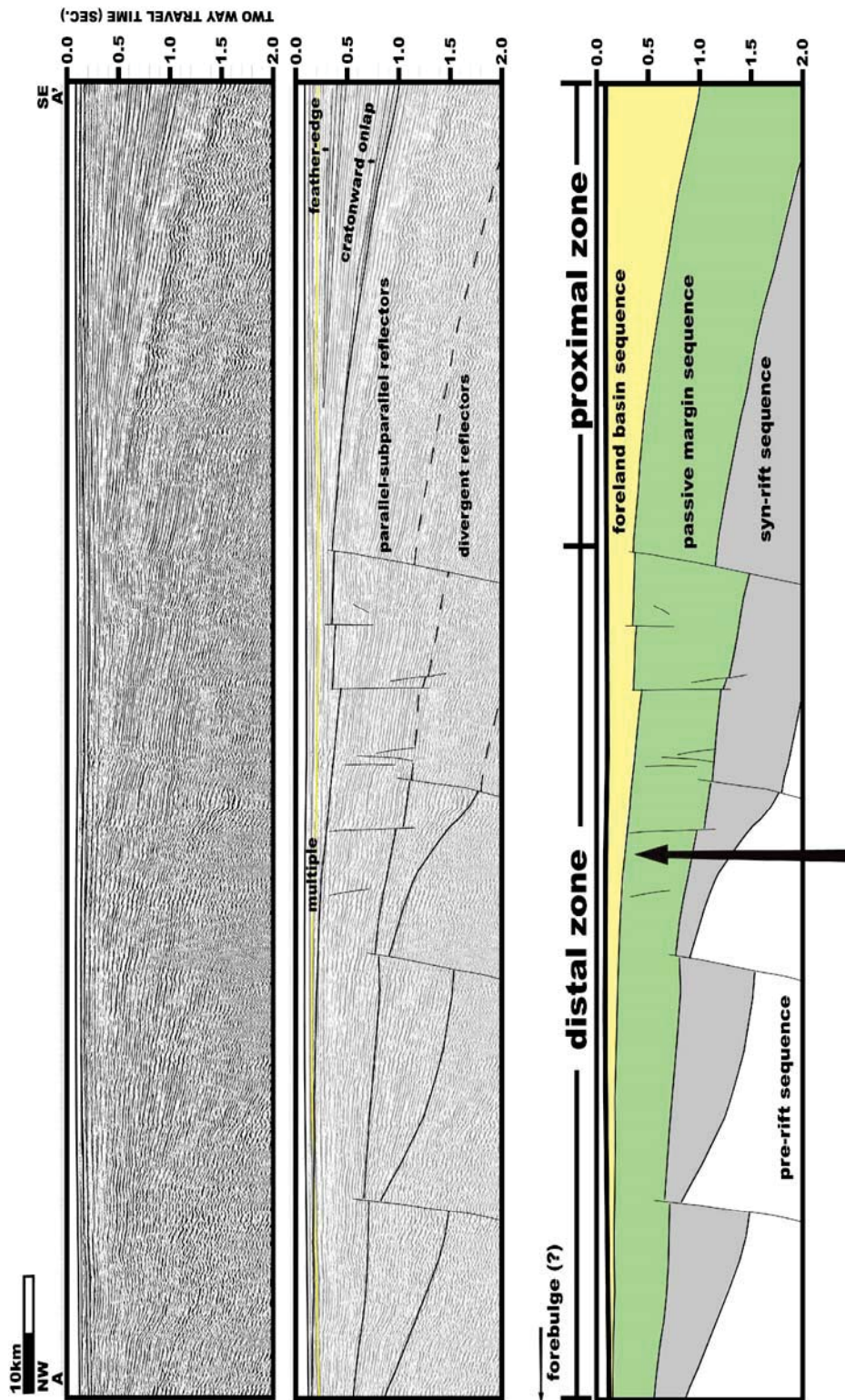


圖 3.2.1 前陸盆地前凸起遷移之示意圖。A~H 為地層，U0、U1 與 U2 為不整合面，X 與 Y 為不整合面之截切點。(a)一開始尚未有撓曲抬升，有 A、B、C 三層原始水平的地層。(b)當前凸起抬升後，地層 A、B、C 皆因被抬升而遭到侵蝕，造成了侵蝕面 U0，同時也發生了地層 D 與 E 的沈積。(c)當前凸起第一次向圖左方遷移時，除了地層 A、B、C 之外，原先的侵蝕面 U0 也遭到抬升並被侵蝕，新的侵蝕面 U1 將與 U0 有一截切點 X。(d)當前凸起第二次向圖左方遷移，侵蝕面 U1 將遭到抬升並被侵蝕，而新的侵蝕面 U2 將與 U1 有一截切點 Y。



### foreland basal unconformity

圖 3.2.2 橫跨台灣海峽的震測剖面 731-6。剖面位置請參照圖 2.1.2。在前陸盆地遠端區 (distal zone of foreland basin)，前陸盆地層序內的反射以平行一次平行為主，而在前陸盆地主要地帶 (proximal zone of foreland basin) 則可發現非常明顯的反射羽狀尖滅現象 (feather-edge)。

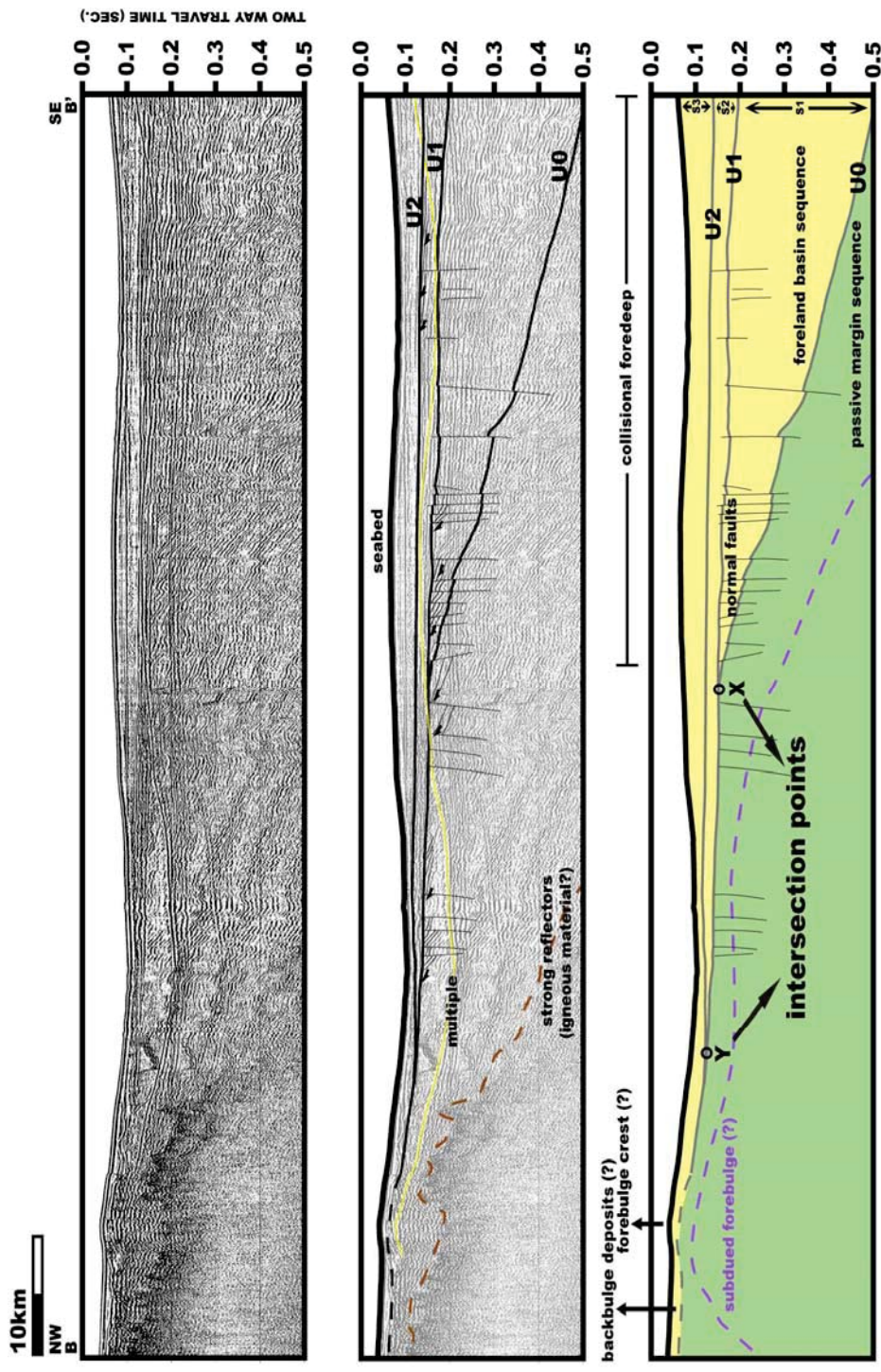


圖 3.2.3 橫跨台灣海峽的震測剖面 794-3，剖面位置請參照圖 2.1.2。黃色線為海床複反射，棕色虛線可能為火成物質，紫色虛線為可能的前凸起之位置。圓圈處為不整合面之截切點。U0 為前陸盆地基底不整合面。在 X 處為向西上傾的不整合面 U1 所截切，不整合面 U1 隨即又被另一條向西上傾的不整合面 U2 所截切。由於不整合面 U0、U1、U2 有著遞次而連續的截切關係，又同為由東向西上傾，形成了一組向西聚合(merge)的不整合面。

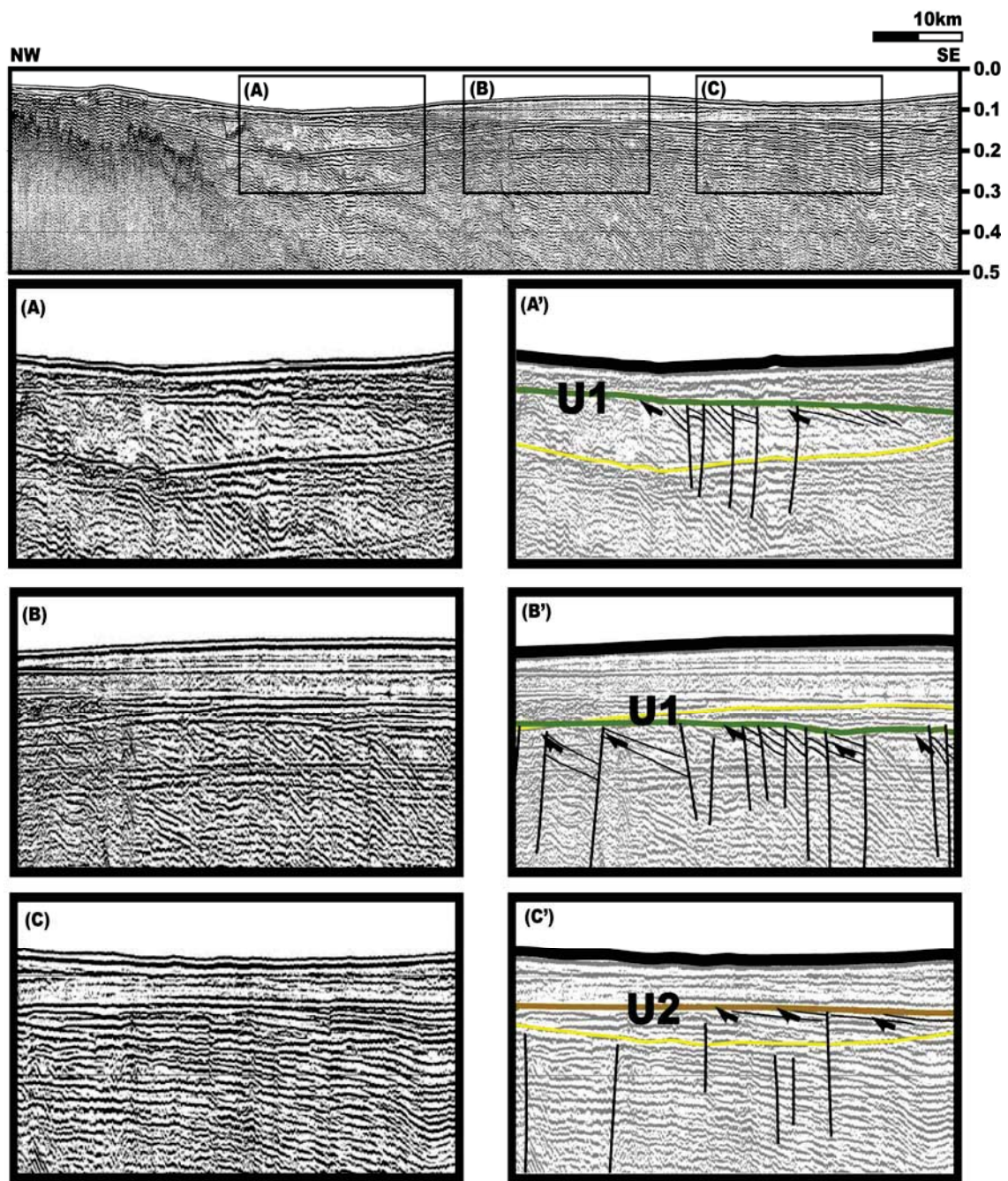


圖 3.2.4 震測剖面 794-3 的局部放大圖及其解釋，黃色線為海床之複反射。從各解釋剖面中可以觀察到不整合面 U1 對下面地層之截切關係(a' 與 b')，以及不整合面 U2 對下面地層之截切關係(c')。

### 3.3 台灣西部前陸盆地基底不整合面與其意涵

當造山荷重致使撓曲發生，前凸起隆起抬升並受到侵蝕，造成一廣泛的前陸基底不整合面(basal foreland unconformity)(Allen et al., 1991)，前陸基底不整合面有一非常特殊的地層特徵：距造山帶越遠，有較大的地層缺失，反之距離造山帶越近，此地層缺失越小，甚至整合接觸。在台灣西部前陸盆地，此地層特徵已由 Yu and Chou (2001)利用中油公司鑽井資料，繪製了台灣西部前陸盆地東西向及南北向連井之年代地層剖面，完成了初步描述，但未詳細討論此前陸盆地基底不整合面之地層間距在平面上的分布的意義。

利用 Sun (1985)所繪製的先上中中新統之古地質圖(pre-Upper Middle Miocene paleogeologic map)(圖 3.3.1)及先上中中新統假整合之蟲眼視圖(worm's eye map on the pre-Upper Middle-Miocene disconformity surface)(圖 3.3.2)，這兩張圖分別表示了被先上中中新統假整合所侵蝕之地層的年代分布，以及在先上中中新統假整合以上地層的年代分布。經過地層缺失的對比，此上中中新統之假整合面與 Yu and Chou (2001)辨識之前陸盆地基底不整合面呈現一致的地層缺失間距(hiatus interval)分布，並且提供了更完整的不整合面之平面分布，將這兩張圖疊合，繪製了前陸盆地基底不整合面之地層缺失圖(hiatus map)(圖 3.3.3)。

在台灣西部前陸盆地基底不整合的地層缺失分布圖中，共有八種地層缺失間距，在台灣海峽西側發生了最大的地層缺失(圖 3.3.3, 紅色區域: 晚中新統一更新統)，往西地層缺失逐漸變小，最後在台灣西北部成為整合的連續沈積(continuous deposition)。此外從平面分布上來看，在澎湖—北港高區以北，不整合面僅發生在台灣海峽，而並未延伸至台灣陸上。然而當不整合面向南延伸至澎湖—北港高區時，不但在澎湖—北港高區上也出現了最大的地層缺失間距，前陸基底不整合的分布亦向東延伸到雲林、嘉義一帶的陸上地區(圖 3.3.3)。整體而言，在台灣海峽北部為東北—西南走向分布的地層缺失間距，在澎湖—北港高區發生了向東南轉向，而部分的地層缺失間距甚至呈 S 狀的分布(圖 3.3.3, 綠色區域)。

Yu and Chou (2001)利用在台灣西部前陸盆地西北—東南向四條，東北—西南向的連井剖面，提出台灣西部前陸盆地前陸基底不整合之地層缺失有向北港高區遞增的趨勢，認為澎湖—北港高區為一大陸邊緣上的凸出陸緣(promontory)，而本文中，前陸基底不整合面之等地層缺失間距分布圖不但更完整地展示了台灣西部前陸盆地前陸基底不整合的空間分布，等地層缺失間距分布的差異則說明了台灣西部前陸盆地之前凸起發生並遷移受到凸出陸緣所影響的結果。

Yu and Chou (2001)認為台灣西部前陸盆地前凸起的位置約略坐落在台灣海峽中線，然而根據 Lin and Watts (2002)數值模擬結果，前凸起現在的位置可能延伸至更向中國大陸福建地區(圖 3.3.4)。利用震測剖面 B-B'，截切點 X 與截切點 Y 到海床位置的投影(圖 3.3.4)，截切點 X 的投影位置恰在 Yu and Chou (2001)所描繪的前凸起位置之上，而截切點 Y 的投影位置落在更為西邊。而根據前凸起不整合面的地層缺失分布圖(圖 3.3.3)，有最大地層缺失的位置亦在 Yu and Chou (2001)所描繪的前凸起位置之西側。因此，前凸起現在的位置應位於較 Yu and Chou (2001)所描繪的位置更為西側(圖 3.3.4)。



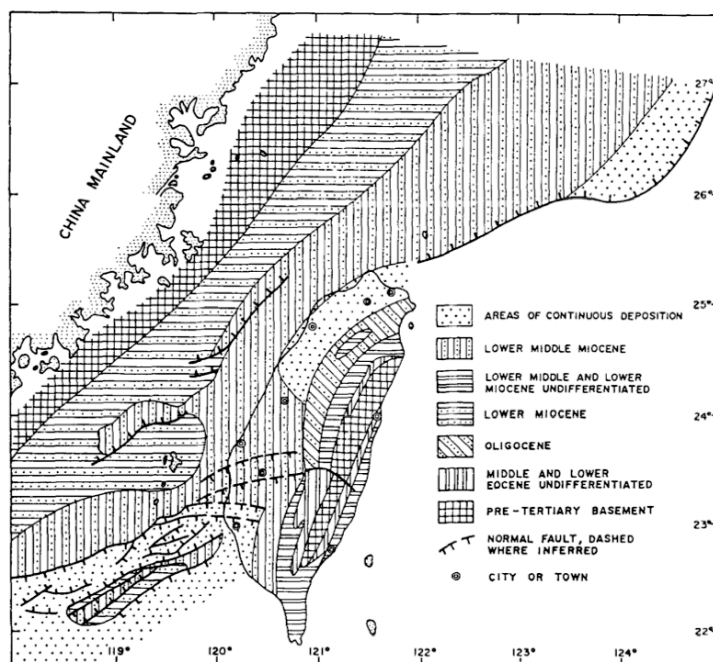


圖 3.3.1 先上中中新統之古地質圖 (pre-Upper Middle Miocene paleogeologic map)(Sun, 1985)，本研究解釋為台灣西部前陸盆地基底不整合面之地層缺失之俯視圖(subcrop map)。從台灣海峽西側到台灣島西側，除了先第三紀基盤以外，該不整合面以下出露的地層由西而東分別為下中新統、下中中新統。

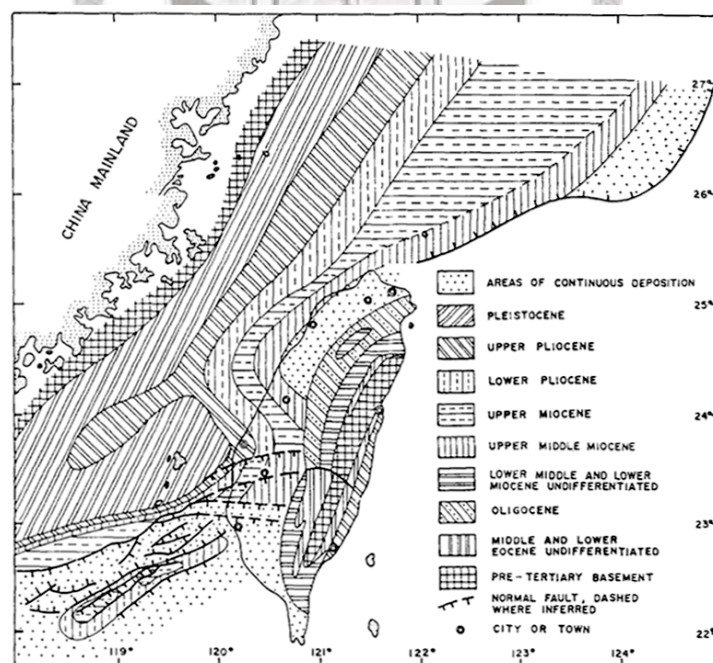


圖 3.3.2 先上中中新統假整合之蟲眼視圖(worm's eye map on the pre-Upper Middle-Miocene disconformity surface)(Sun, 1985)。本研究解釋為台灣西部前陸盆地基底不整合面之地層缺失之仰視圖(worm eye's map)。從台灣海峽西側到台灣島西側，除了先第三紀基盤，堆積在該不整合面以上沈積地層由西而東分別為更新統、上部上新統、下部上新統、上部中新統、上部中中新統、下中新統及以下。

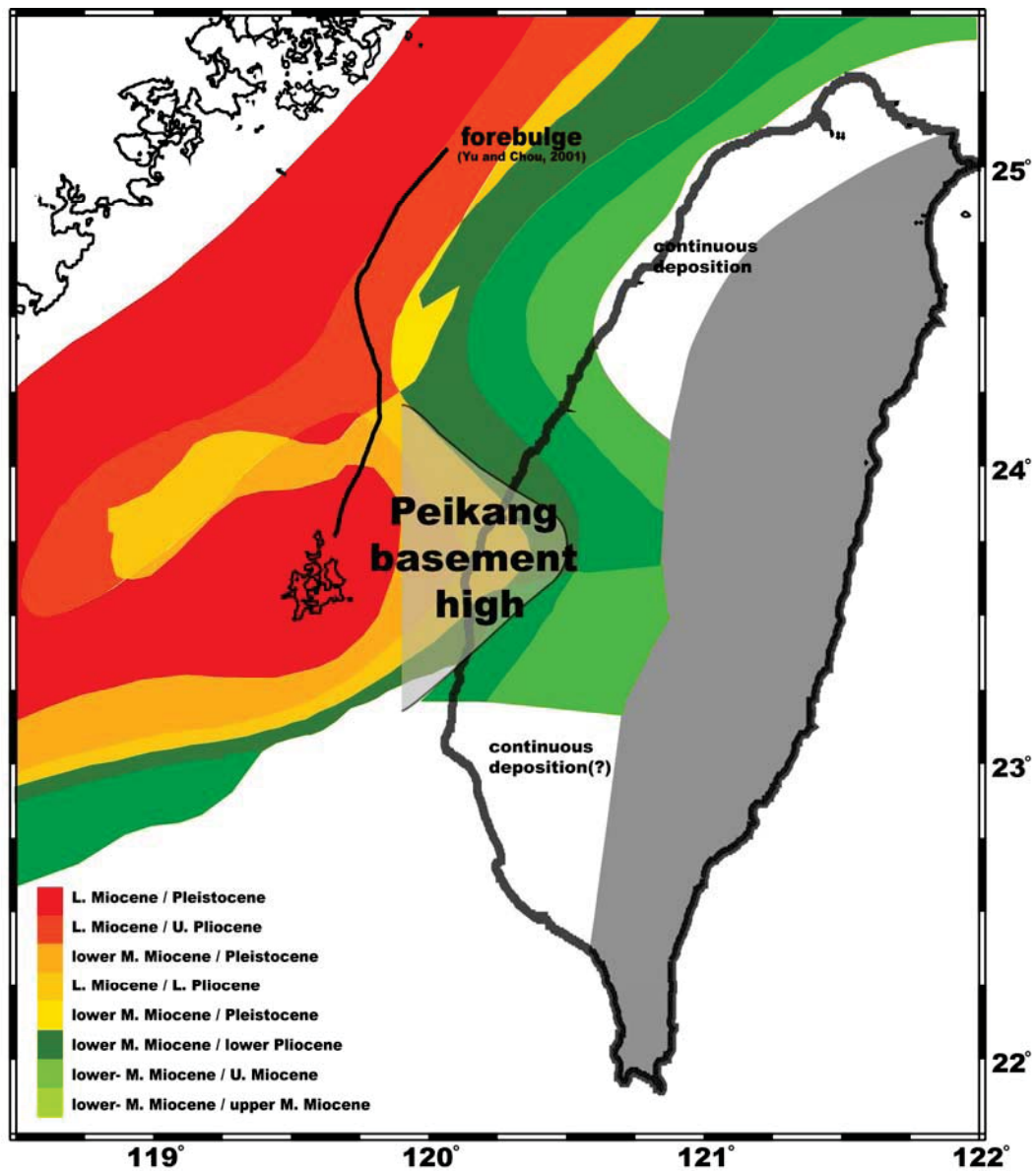


圖 3.3.3 台灣西部前陸盆地基底不整合面之地層缺失分布圖。前陸基底不整合面共造成了八種的地層缺失間距(hiatus interval)，分別以紅、橙、黃、綠等不同的顏色表示。



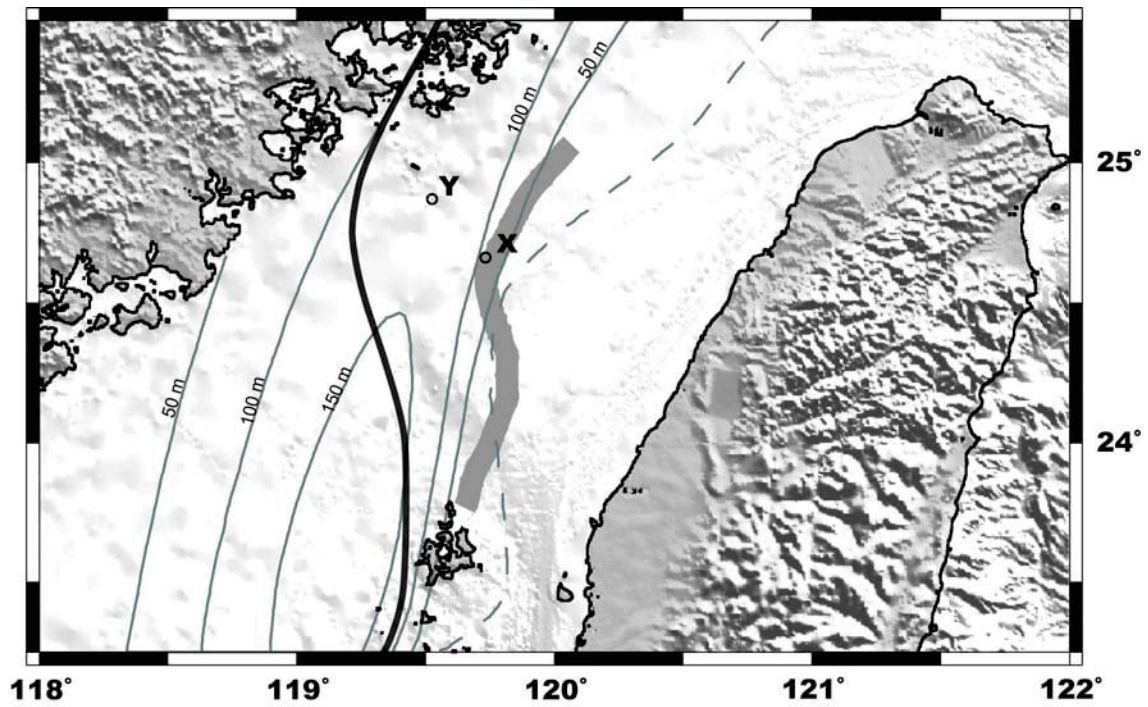


圖 3.3.4 前凸起位置的比較圖。粗灰線為 Yu and Chou (2001) 所繪製的前凸起位置，細虛線為 Lin and Watts (2002)繪製的前凸起之位置，而細實線為 Lin and Watts (2002)利用撓曲模擬計算得到的前凸起位置，細深灰線為本文認為前凸起之位置。

### 3.4 與台灣西南部前陸盆地前凸起遷移之比較

Wu et al. (2012)根據台灣西南部前陸盆地探井資料所建立的盆地沉降史(圖 3.4.1)、東西向與南北向之年代地層連井剖面(圖 3.4.2, 圖 3.4.3)以及能突顯其年代地層特徵的惠勒氏圖(Wheeler's diagram)(圖 3.4.4), 建構了台灣西南部前陸盆地之前凸起遷移過程及特徵(圖 3.4.6; 圖 3.4.7), 簡述如後。

#### 3.4.1 台灣西南部前陸盆地之盆地沉降與前陸盆地基底不整合面

根據台灣西南部前陸盆地探井資料所建立的盆地沉降史(圖 3.4.1), 台南西南部前陸盆地在於前陸盆地發育階段有幾個發生快速沉降的地質年代, 由於每口探井所紀錄之首次前陸盆地沉降(initial subsidence of foreland basin)發生的時間不盡相同, 依此可將這 11 口探井分為前陸盆地沉降在 7Ma 時第一次發生、在 4Ma 時第一次發生以及在 2Ma 時第一次發生的三群。而這三群探井在位置上由西北而東南依序為 2Ma 群、4Ma 群及 7Ma 群。

台灣西南部前陸盆地層序內有兩個向西北方向上傾(updip)且聚合(merge)的不整合面。根據台灣西南部前陸盆地東西向年代地層之連井剖面(圖 3.4.2), 在 F 到 J 井有兩個不整合面。其中較年輕之不整合面在 E、F、G 井中深度約為 800-900 公尺; 較老之不整合面其上覆地層之年代在 E 和 F 井中深度為 800-1000 公尺, 往東到在 G 井深度變為 1300 公尺, 再往東到 H 與 I 井深度超過 1700 公尺, 最後到 J 井地層為整合接觸, 為 NN10 與 NN11 的邊界。此兩不整合面自 D 井往西合而為一, 在 A 到 D 井深度出現在 500-1000 公尺處; 台灣西南部前陸盆地南北向年代地層之連井剖面(圖 3.4.3)中也有兩個不整合面, 較年輕的不整合面從 F 井到 O 井之深度皆在 800-1100 公尺以內, 且不見於 P 井以南; 較老的不整合面在 J 井地層為整合接觸, 亦為 NN10 與 NN11 的邊界, 其深度受斷層影響甚鉅, 且在 P 井以南深度超過 2200 公尺。而即使在剖面最北端的 F 井, 兩不整合面也仍未接觸, 分別位於井下深度約 900 公尺及約 1000 公尺處。

台灣西南部前陸盆地兩年代地層柱連比之惠勒氏圖(Wheeler's diagram)(圖 3.4.4)清楚地說明了台灣西南部前陸盆地中不整合面之地層缺失有向穩定大陸地塊漸增的趨勢。在東西向年代地層柱連比之惠勒氏圖中, 較年輕不整合面之地層缺

失(hiatus)從西端 E 井的 NN14 地層—NN19 地層，到東端 H 井的無地層缺失；而較老不整合面之地層缺失，則從西端 E 井的 NN6/7 地層—NN14 地層，到東端 J 井的無地層缺失。兩不整合面之地層缺失皆有往西增加的趨勢，且此兩不整合面在井位 A~D 聚合，成為一地層缺失為 NN6/7 地層—NN19 地層的不整合面。而在南北向年代地層柱連比之惠勒圖中，可明顯看出兩個完全分開的不整合面：較年輕不整合面之地層缺失從最北端 F 井的 NN14 地層—NN19 地層，到最南端 R 井的無地層缺失；較老不整合面的地層缺失，則從最北端 F 井的部分 NN8 地層—一部分 NN14 地層，到最南端 R 井的無地層缺失。兩不整合面之地層缺失皆有往北增加的趨勢。

由於此兩不整合面發育時間可能為晚中新世，具有向穩定大陸地塊上傾(updip)的現象，同時也都有地層缺失(hiatus)向穩定大陸地塊漸增的特徵，與 Yu and Chou (2001)之台灣西部前陸盆地基底不整合面有相近的地層特徵。本文認為此較老之不整合面亦為台灣西部前陸盆地基底之不整合面，而較年輕之不整合面為前凸起遷移時所造成的不整合面。

### 3.4.2 台灣西南部前陸盆地之前凸起遷移

由於前凸起在抬升後為一地形高區，其頂部(crest)因為被侵蝕而無法保留前凸起之隆起特徵，通常在地層紀錄中前凸起之遷移很難直接以前凸起的頂部位置的變化來辨識(DeCelles and Giles, 1996)。前凸起的位置，常見由前凸起與前淵(foredeep)交界之前凸起樞紐線(hinge line)的位置做討論(Allen et al., 1991; Catuneanu et al., 2002)(圖 1.2.1)，而前凸起遷移的方式，亦可由前凸起樞紐線位置之變化來表示(Catuneanu et al., 2002)。以圖 3.4.5a 為例，當前凸起抬升時造成了區域性的不整合面，此時前凸起樞紐的位置便是不整合面往盆地方向(basinward)發育之邊界；以圖 3.4.5b 為例，當前凸起向往穩定大陸地塊方向(cartonward)遷移造成了前期不整合面上廣泛的地層沈積，此時前凸起樞紐的位置便為前陸盆地沈積物分布往穩定大陸地塊方向之最遠端的位置。藉由台灣西南部前陸盆地前凸起樞紐之位置變化，可進一步了解台灣西南部前陸盆地前凸起遷移的路徑。

根據台灣西南部前陸盆地前凸起樞紐之位置，Wu et al. (2012)提出了台灣西南部前陸盆地自 7Ma 以來前凸起遷移的路徑(圖 3.4.6)。自 7Ma 以來，台灣西南部前陸盆地前凸起樞紐的遷移可分為四階段，依序為 7~4Ma、4Ma、4~2Ma、以及 2Ma，分述如後：

1. 4Ma 時前凸起樞紐之位置，位於 7~4Ma 時前凸起樞紐之位置位於的東側，說明了 7~4Ma 這段期間前凸起開始抬升，造成盆地邊緣由西往東遷移(灰色箭頭 A, 圖 3.4.6)；
2. 4~2Ma 時前凸起樞紐之位置，位於 4Ma 時前凸起樞紐之位置的西側，說明了 4~2Ma 這段期間前凸起向西遷移，造成盆地邊緣穩定地由東向西移動(灰色箭頭 B, 圖 3.4.6)；
3. 2Ma 時前凸起樞紐之位置位於 4~2Ma 時前凸起樞紐之位置的東側，說明了 2Ma 這段期間前凸起再次地移動，造成盆地邊緣由西向東遷移(灰色箭頭 C, 圖 3.4.6)；
4. 現在前凸起位置(Yu and Chou, 2001)落於台灣海峽中線，所以 2Ma 以來台灣西部前陸盆地前凸起的遷移應為由東向西的移動(灰色箭頭 D, 圖 3.4.6)。

根據台灣西南部前陸盆地前凸起樞紐的遷移(圖 3.4.6)，Wu et al. (2012)認為台灣西南部前陸盆地前凸起之移動，時而有向穩定大陸地塊的方向(cratonward)前進，時而向造山帶前緣及前淵盆地的方向(basinward)遷移，為一往復(back-and-forth)的遷移。

### 3.4.3 台灣西南部前陸盆地之發育歷史

利用上述台灣西南部前陸盆地盆地沈降曲線(圖 3.4.1)所得到的盆地沈降各階段之時間點、惠勒氏圖(圖 3.4.4)所展示的年代地層地層缺失之分布、以及前凸起樞紐位置的時空分布(圖 3.4.6)，Wu et al. (2012)提出了台灣西南部前陸盆地自 7Ma 以來之盆地發育(圖 3.4.7)以及前凸起往復遷移的過程：台灣西南前陸盆地在

約 7Ma 時為一張裂邊緣(rifted margin)(圖 3.4.7a)。在 7~4Ma 之間，台灣西南部前陸盆地發生了強烈的正斷層活動，斷層下盤成為盆地的邊界，而斷層上盤堆積了 NN11-13 的沈積地層(圖 3.4.7b)。在 4Ma 時，盆地的邊界由於前凸起形成而抬升(圖 3.4.7c)，隨即(4~2Ma)發生的前凸起向西遷移以及前陸盆地的沉降，使得整個盆地廣泛地堆積了 NN14 的沈積地層(圖 3.4.7d)。在 2Ma 時，前凸起向東遷移，使得原先已經堆積 NN14 地層的盆地邊緣再次被抬升，NN14 地層也遭到侵蝕(圖 3.4.7e)。在 2Ma 之後，前凸起再次向西遷移，盆地廣泛地堆積了 NN19/20 的沈積地層(圖 3.4.7f)。

#### 3.4.4 台灣西部前陸盆地與台灣西南部前陸盆地前凸起遷移之比較

比較 Lin et al. (2003)、Tensi et al. (2006)與 Wu et al. (2012)之研究結果，Lin et al. (2003)認為台灣西部前陸盆地發生的時間始於 6.5Ma，Tensi et al. (2006)認為台灣西部前陸盆地前凸起發生的時間始於 12.5Ma，而 Wu et al. (2012)認為台南西部前陸盆地前凸起開始抬升的時間為 5~4Ma：在前凸起發生的位置上(圖 3.4.8)，Tensi et al. (2006)所認為之 12.5Ma 以前之前凸起位置，較 Wu et al. (2012)所認為 7Ma 之來前凸起樞紐的位置為西。

雖然根據 Wu et al.(2012)之惠勒氏圖所示，台灣西南部前陸盆地有在穩定大陸邊緣及造山帶之間往復遷移的現象(圖 3.4.6)，但同時本文也發現當台灣西南部前陸盆地之前凸起每往復遷移一次，盆地中前陸盆地層序分布的西界(圖 3.4.6, 虛線)及不整合面分布的東界(圖 3.4.6, 實線)之位置皆越向穩定大陸地塊靠近，說明了整體而言台灣西南部前陸盆地之遷移方向也是以向穩定大陸地塊為主，此與 Tensi et al. (2006)及本文 3.2.2 之結論相近。

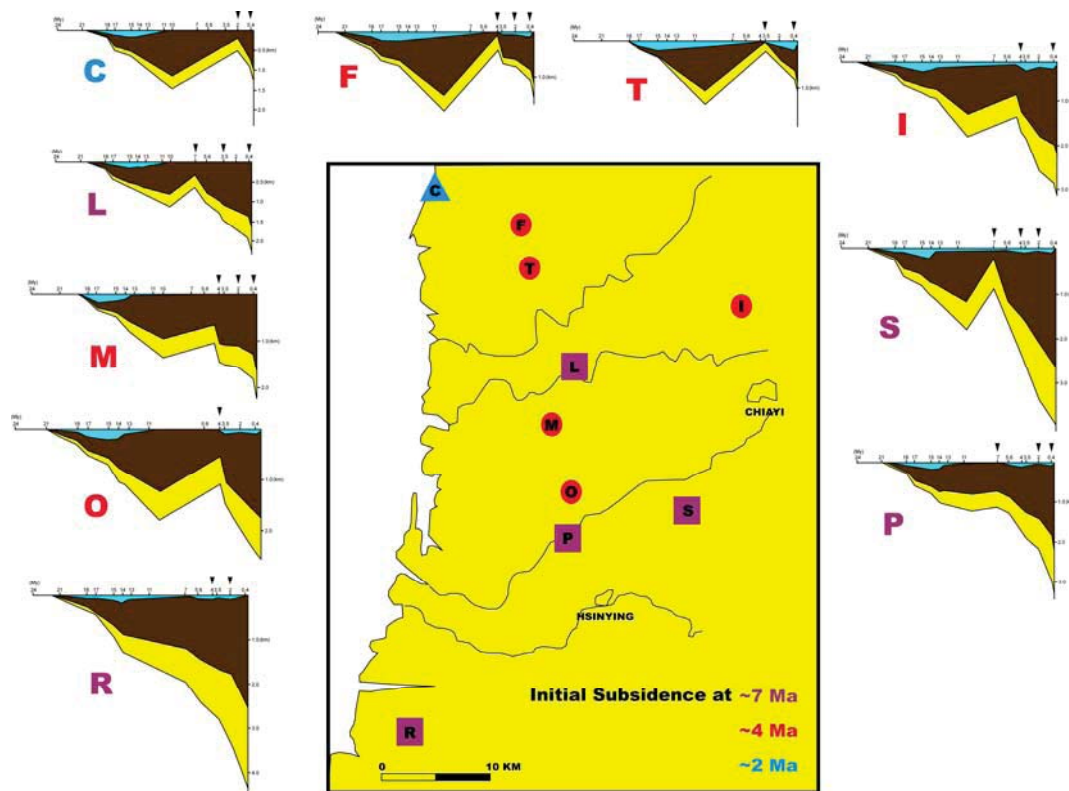


圖 3.4.1 台灣西南部前陸盆地 11 口探井所建立的盆地沈降史。這些探井根據其前陸盆地之沈降首次發生的時間可分為 7Ma、4Ma 以及 2Ma 三群，其中紫色方塊之位置為首次前陸盆地沈降發生在 7Ma 的井位位置，紅色圓圈的位置為首次前陸盆地沈降發生在 4Ma 的井位位置，而天藍色三角形之位置為首次前陸盆地沈降發生在 2Ma 的井位位置。這三群探井在位置上由西而東依序為 2Ma 群、4Ma 群及 7Ma 群。修改自 Wu et al.(2012)。

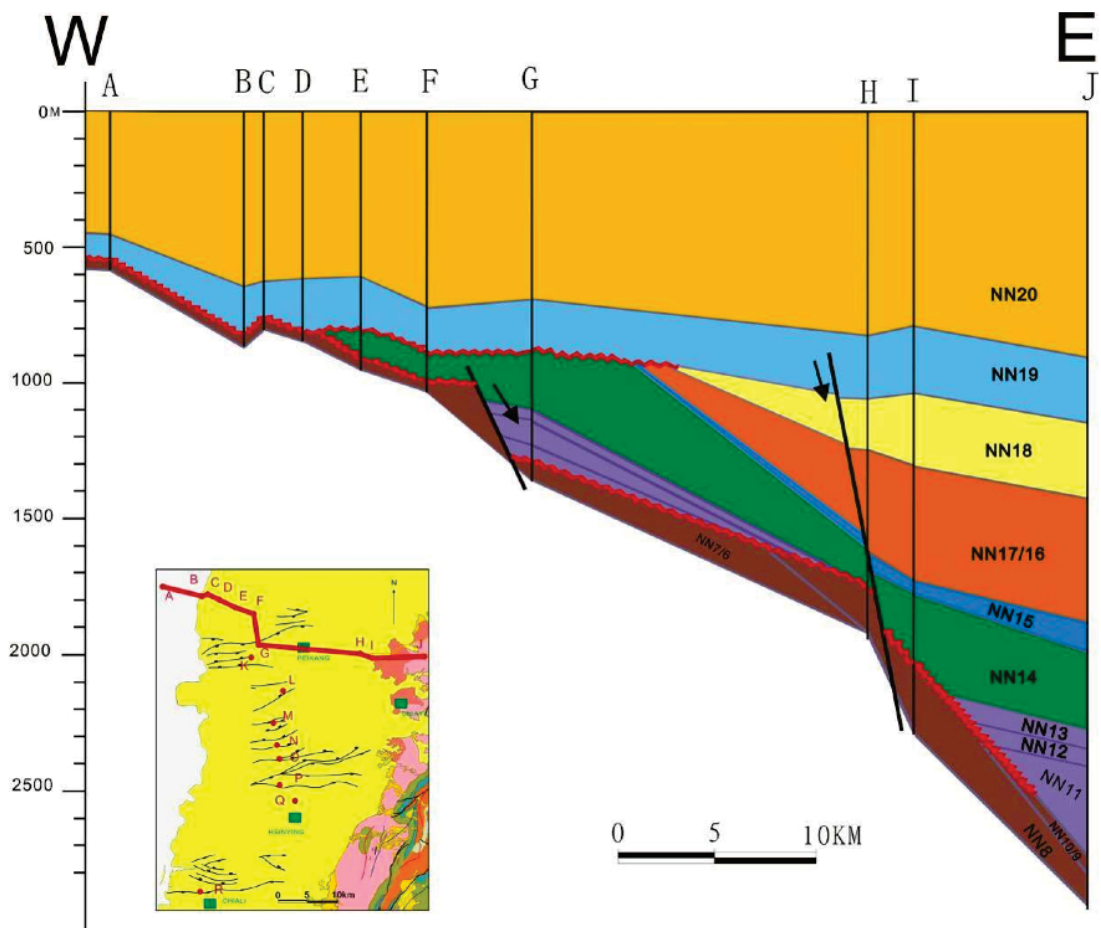


圖 3.4.2 台灣西南前陸盆地東西向連井年代地層剖面，橫軸為鑽井位置之相對距離，英文字母為井位之編號(井位位置見插圖)，縱軸為井下深度。紅色鋸齒線為不整合面，黑色線為正斷層。在 A 到 D 井井下 500-1000 公尺處有一個不整合面，此不整合面自 D 井往東一分為二，較年輕不整合面在 E、F、G 井中深度約為 800-900 公尺；較老的不整合面其上覆地層之年代在 E 和 F 井中深度為 800-1000 公尺，往東到在 G 井深度變為 1300 公尺，再往東到 H 與 I 井深度超過 1700 公尺，最後到 J 井地層為整合接觸，為 NN10-NN11 的邊界。引用自陳怡如(2010)。

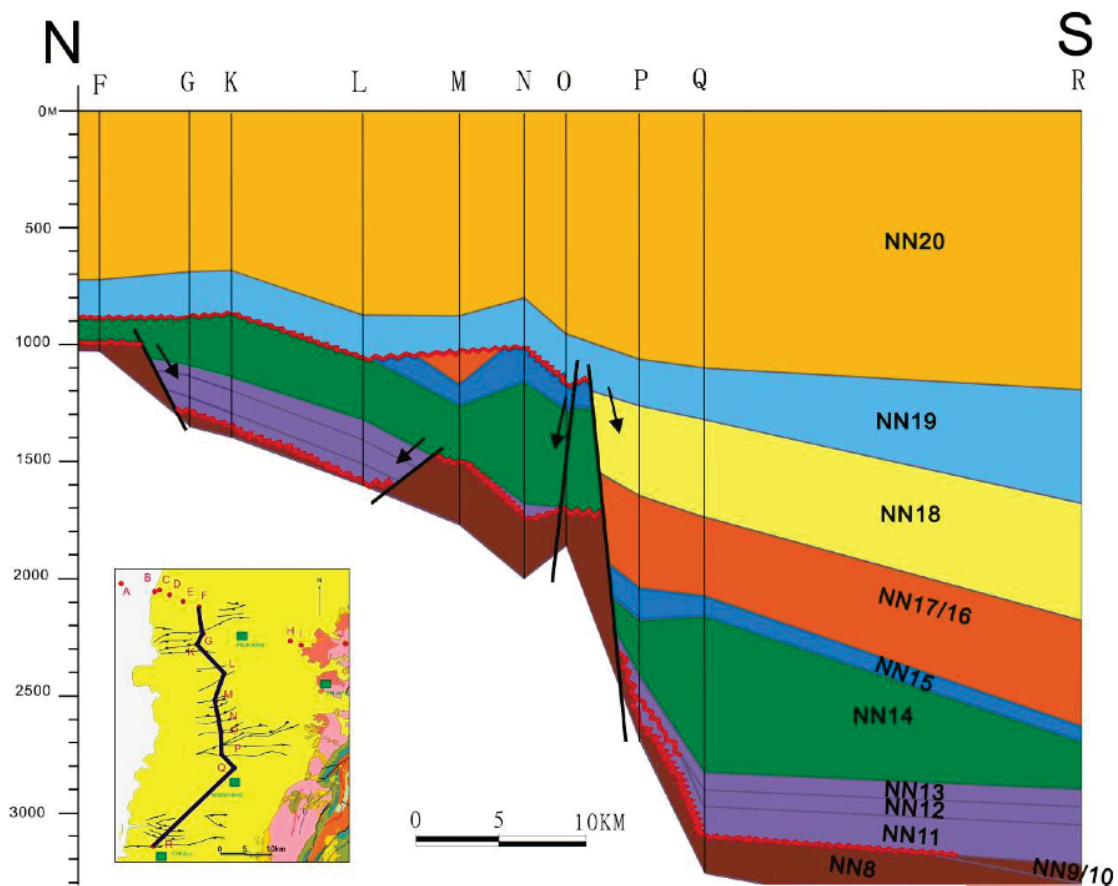


圖 3.4.3 台灣西南前陸盆地東西向連井年代地層剖面，橫軸為鑽井位置之相對距離，英文字母為井位之編號(井位位置見插圖)，縱軸為井下深度。紅色鋸齒線為不整合面。黑色線為正斷層。在剖面最北端的 F 井有兩個不整合面，分別位於深度約 900 公尺及約 1000 公尺處。較年輕的不整合面從 F 井到 O 井之深度皆在 800-1100 公尺以內，並不復見於 P 井以南；較老的不整合面受斷層影響甚鉅，在 G 到 H 井深度為 1300-1500 公尺，且在 P 井以南深度超過 2200 公尺。引用自陳怡如(2010)。



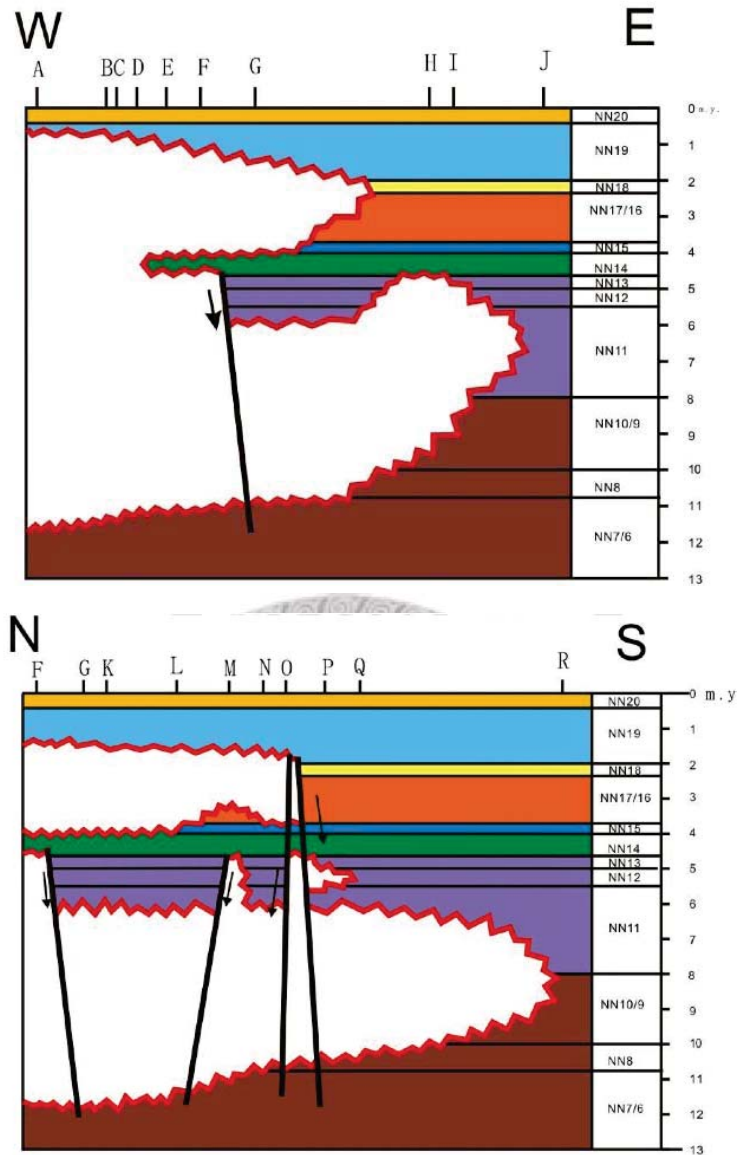


圖 3.4.4 為台灣西南部前陸盆地兩年代地層柱連比之惠勒氏圖(Wheeler's diagram)。橫軸為各鑽井位置之相對距離，縱軸為化石年代，紅色鋸齒線為不整合面，鋸齒線內圈閉的白色部分為地層缺失(hiatus)，黑色線為正斷層。在東西向年代地層柱連比之惠勒氏圖(上圖)中，較年輕不整合面之地層缺失從西端 E 井的 NN14 地層—NN19 地層，到東端 H 井的無地層缺失；而較老不整合面之地層缺失，則從西端 E 井的 NN6/7 地層—NN14 地層，到東端 J 井的無地層缺失。兩不整合面之地層缺失皆有往西增加的趨勢，且此兩不整合面在井位 A~D 聚合，成為一地層缺失為 NN6/7 地層—NN19 地層的不整合面。而在南北向年代地層柱連比之惠勒氏圖(下圖)中，可明顯看出兩個完全分開的不整合面：較年輕不整合面之地層缺失從最北端 F 井的 NN14 地層—NN19 地層，到最南端 R 井的無地層缺失；較老不整合面的地層缺失，則從最北端 F 井的部分 NN8 地層—部分 NN14 地層，到最南端 R 井的無地層缺失。兩不整合面之地層缺失皆有往北增加的趨勢。在此 11 口探井中，NN14 以及 NN19/20 的地層是最廣泛存在的。引用自陳怡如(2010)。

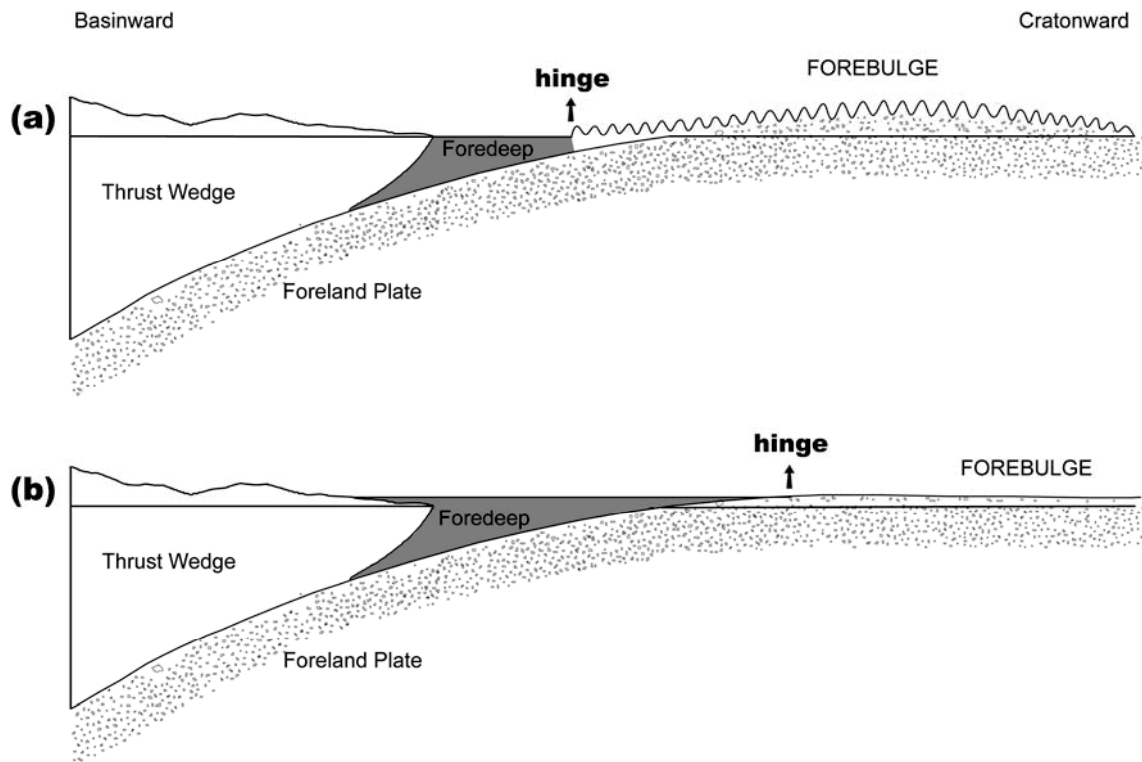


圖 3.4.5 前凸起樞紐(hinge)的位置與前凸起遷移的關係，鋸齒線為前凸起抬升所造成之不整合面，灰色區域為前淵(foredeep)之沈積地層。前凸起樞紐為前凸起與前淵之交界，(a)當前凸起抬升時，造成了區域性的不整合面，此時不整合面往盆地方向發育(basinward)之邊界，即為前凸起樞紐的位置；(b)當前凸起向穩定大陸地塊方向(cratonward)遷移造成了前期不整合面上廣泛的地層沈積，此時前陸盆地沈積層序沈積物分布之往穩定大陸方向的遠端之位置，即為前凸起樞紐的位置。

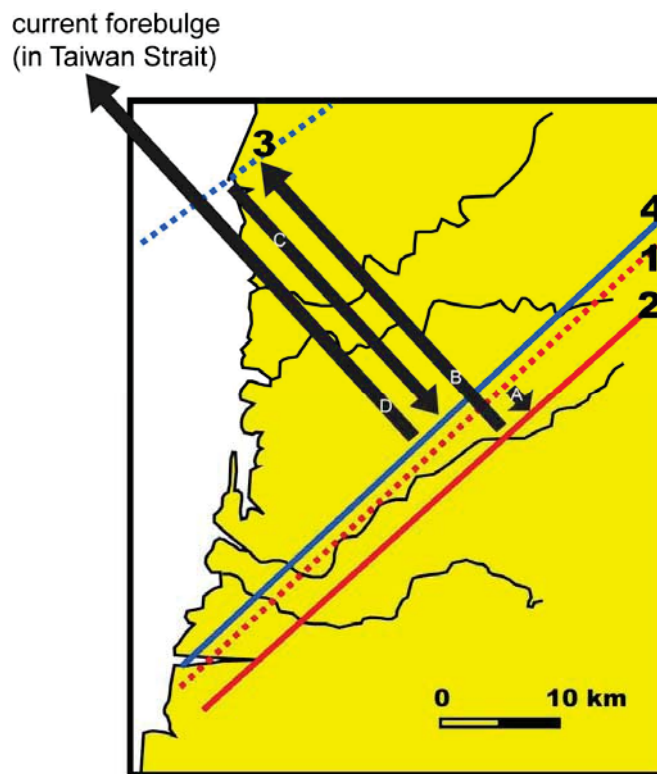


圖 3.4.6 台灣西南部前陸盆地前凸起往復遷移之路徑圖，前凸起遷移之路徑為灰色箭頭 A、B、C、D 依序所示。紅線及藍線為前凸起樞紐(hinge line)的位置，可與圖 3.4.7 中三角形之位置相互參照。紅色虛線、紅色實線、藍色虛線、藍色實線分別為 7~4Ma、4Ma、4~2Ma，以及 2Ma 時前凸起樞紐線發生的位置，說明了台灣西南部前陸盆地前凸起往復的遷移特徵。其中實線為前陸盆地沈積層序分布的最西界(western limit of foreland basin sequence)，虛線為前凸起造成侵蝕作用發生的最東界(east limit of unconformities)的位置。而當台灣西南部前陸盆地之前凸起每往復遷移一次，盆地中前陸盆地層序分布的西界(虛線)及不整合面分布的東界(實線)之位置皆更向穩定大陸地塊靠近，說明了整體而言台灣西南部前陸盆地前凸起之遷移方向也是以向穩定大陸地塊遷移為主。修改自 Wu et al. (2012)。

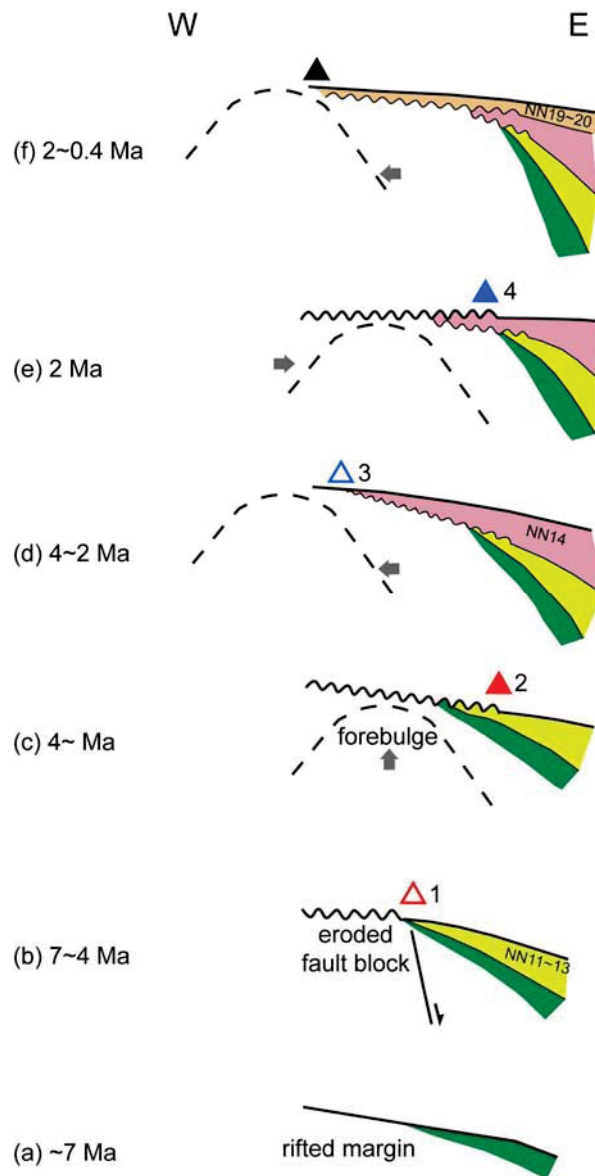


圖 3.4.7 台灣西南部前陸盆地與沈積地層發育之示意圖。三角形為前凸起樞紐(hinge)的位置，可與圖 3.4.6 相互參照，其中空心三角形可對比至圖 3.4.6 的虛線，實心三角形可對比至圖 3.4.6 的實線。虛線為前凸起，灰色箭頭為前凸起運動之方向，鋸齒線表示侵蝕面。(a)台灣西南前陸盆地在約 7Ma 時為一張裂邊緣(rifted margin)。(b)在 7~4Ma 之間，發生了強烈的正斷層活動，斷層下盤形成高區，而斷層上盤堆積了 NN11-13 的沈積地層。(c)在 4Ma 時，前凸起形成，造成盆地邊緣之抬升。(d)隨即(7~4Ma)發生的前凸起向西遷移以及前陸盆地的沉降，使得整個盆地廣泛地堆積了 NN14 的沈積地層。(e)在 2Ma 時，前凸起返回向東遷移，使得原先已經堆積 NN14 地層的盆地邊緣再次被抬升，NN14 地層也遭到侵蝕。(f)在 2Ma 之後，前凸起再次向西遷移，盆地廣泛地堆積了 NN19/20 的沈積地層。修改自 Wu et al. (2012)。

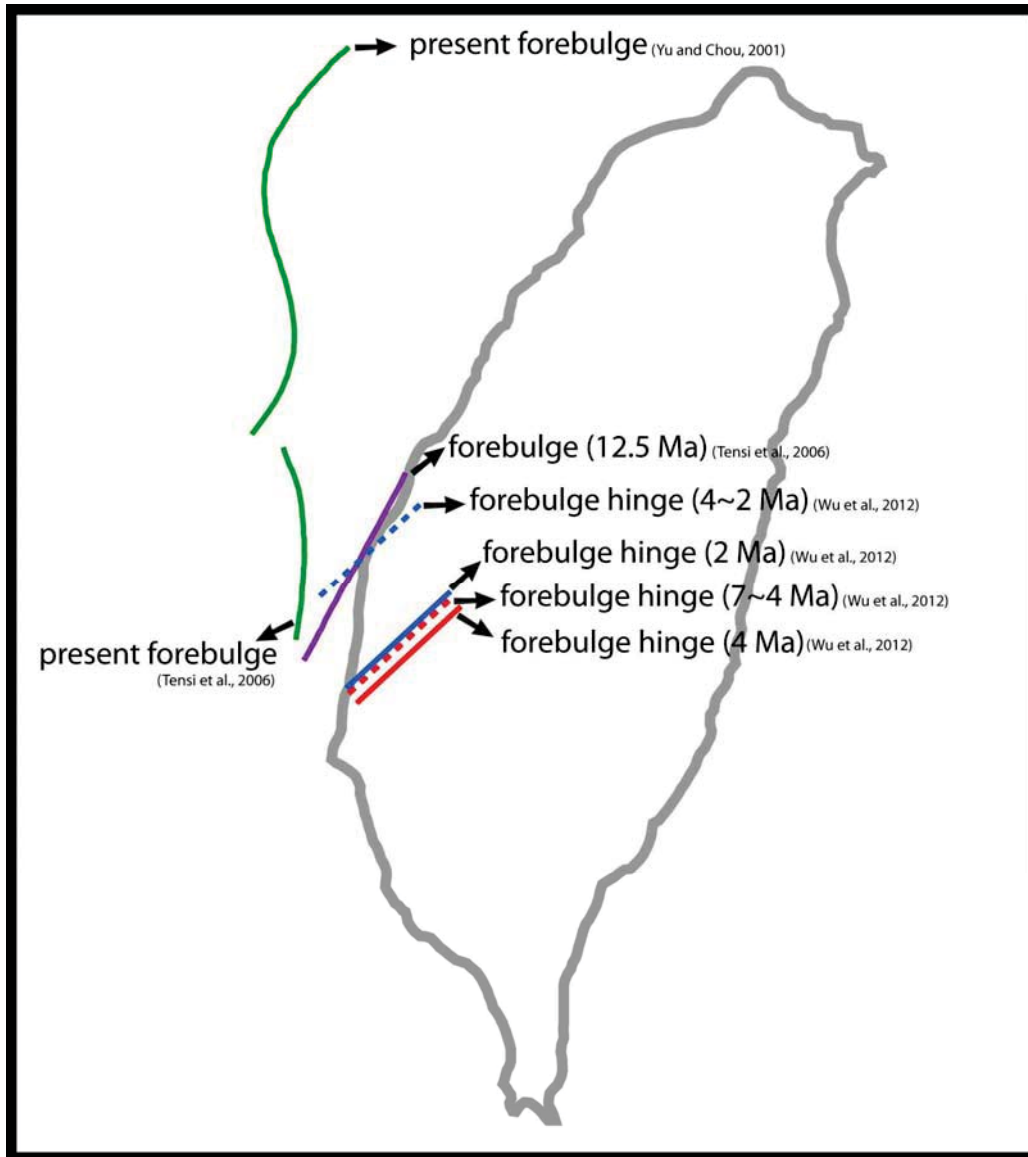


圖 3.4.8 12.5Ma 以來台灣西部前陸盆地前凸起之位置分布及遷移過程。綠色線為現今前凸起之位置，Tensi et al. (2006)所認為之 12.5Ma 以前之前凸起位置(紫色線)，較 Wu et al. (2012)所認為 7Ma 以來前凸起樞紐發生的位置(紅色及藍色線)為東。

## 第四章 潮汕凹陷張裂盆地之震測相分析及沈積演化

### 4.1 張裂盆地的震測特徵

同時間發生的沈積體系的集合(a linkage of contemporaneous depositional systems)稱為體系域(system tract)(Brown and Fisher, 1977)，例如，在探討全球海水面變化(eustacy sea level change)與大陸邊緣沈積物分布的層序地層學(sequence stratigraphy)中，在全球海水面為高水位時，大陸邊緣上所堆積的沈積地層便稱為高水位體系域(highstand system tract)；而在全世界海水面為低水位時，大陸邊緣上所堆積的沈積地層便稱為低水位體系域(lowstand system tract)。在張裂盆地的演化過程中，盆地演化的各階段之構造活動所造成之沈積體系的集合(a linked depositional systems being tectonic in origin)，稱為構造體系域(tectonic system tract)(Prosser, 1993; Dam et al., 2000; Almeida et al., 2009)。Prosser(1993)將張裂盆地的演化可分為初始張裂期(rift initiation)、張裂盛期(rift climax)、後張裂初期(immediate post-rift)與後張裂末期(late post-rift)等不同的演化階段(圖 1.3.2)。因此，從張裂盆地演化的開始到結束，張裂盆地裡依序堆積了初始張裂期體系域(rift initiation system tract)、張裂盛期體系域(rift climax system tract)、後張裂初期體系域(immediate post-rift system tract)與後張裂末期體系域(late post-rift system tract)。Prosser(1993)並進一步地描述了張裂盆地各演化階段體系域之地層發育與震測特徵，簡述如後。

張裂盆地在初始張裂期時，邊界斷層的影響尚不明顯，張裂活動先造成許多小規模的正斷層。正斷層上盤的斷塊(fault block)隨著斷層面的活動，形成小型的凹陷(圖 1.3.2A)，而正斷層下盤會形成局部性的高區及斷層崖。由於在初始張裂期正斷層的規模尚小，彼此之間尚未串連，在各凹陷的沈積系統是分開的；而同時各凹陷中越靠近斷層，沈積物的厚度越大，因此整體而言初始張裂期體系域並不會有一特定的沈積中心。初始張裂期體系域出現在斷層上盤形成的斷塊之上，由於斷塊延著斷層面旋轉的斷層活動(rotational faulting)，形成一楔狀之沈積物堆積空間，所以初始張裂體系域常呈一向斷層面增厚之楔狀外型(wedge-shaped geometry)(圖 4.1.1)。在初始張裂期時張裂盆地多為陸相沈積環境，而同時正斷層

的活動造成了地形上出現線性的凹陷，使沈積物開始發生縱向(longitudinal)的傳輸，進而形成河流之水道形成(channelized)的作用。

張裂盛期為張裂盆地沈降最為活躍的時期，有別於張裂初期時多是小規模正斷層的活動，張裂盛期時邊界斷層(boundary fault)的活動大為活躍，不但常造成盆地流域的改變，並在斷層面上發生扇狀或山麓堆積錐(talus cone)的堆積體(圖 1.3.2B)。同樣位於在斷層上盤形成的斷塊之上，遠離斷層面處雖然沈降較慢，仍會發生重力影響為主的沈積體系或沖積葉狀的堆積體，例如沖積扇或淺灘型三角洲。邊界斷層上盤形成的斷塊因隨斷層面旋轉的斷層錯移(rotational faulting)所造成的差異沈降(differential subsidence)，造成張裂盛期體系域之沈積地層有向邊界斷層面增厚的現象。張裂盛期可再依斷層的活躍程度分為早張裂盛期(early rift climax)、中張裂盛期(mid-rift climax)及晚張裂盛期(late rift climax)(Prosser, 1993)。在震測剖面上，張裂盛期體系域會以一下覆面(downlap surface)為和張裂初期體系域的邊界(圖 4.1.2A)。在早張裂盛期，在靠近邊界斷層的一側會由於沈積物直接來自斷層的下盤，地層分布呈加積狀(aggradation)，而在靠近上盤處的地層分布則呈進覆積狀(progradation)與超覆狀(offlap)(圖 4.1.2A)；在中張裂盛期時，盆地的沈降速度較沈積物供應速度為快，並出現了退覆積狀(retrogradation)的反射(圖 4.1.2B)，整體而言，中張裂盛期體系域的地層呈現向邊界斷層發散(divergent)；在晚張裂盛期時(圖 4.1.2C)，邊界斷層的正斷層活動趨緩，邊界斷層之下盤不但不再是能提供沈積物的高區，反而也開始發生沈積物的堆積，致使張裂盆地為鋪覆狀(draping)的地層所覆蓋。由於盆地沈降速率在此階段大幅度地減小，向邊界斷層發散的反射大為減少。同時由於張裂盛期斷層活動較為劇烈，沈積作用的發生常以塊體運動或重力作用為主，較少有成層的堆積物，而常有渾沌(chaotic)的地層出現。

在邊界斷層活動停歇後，張裂盆地進入了後張裂初期。在後張裂初期時，盆地的沈降活動由斷層為主的構造沈降(tectonic subsidence)，變成為由岩石圈收縮為主的熱沈降(thermal subsidence)。張裂盛期體系域之沈積地層與後張裂初期體系域之沈積地層的邊界亦常為一下覆面(downlap surface)，而向盆地的四周邊緣皆呈進覆(onlap)的接觸關係(圖 4.1.3)。在斷層上盤所形成的斷塊之上，後張裂初期體

系域在靠近邊界斷層側之地層分布呈加積狀與進覆積狀(aggradation and progradation)(圖 4.1.3)，而在遠離邊界斷層處，後張裂初期體系域地層的分布則以進積(progradation)為主。後張裂初期體系域之內部組構(internal architecture)的地層常以平行一次平行為主，而連續性則較張裂盛期體系域之地層為佳。雖然邊界斷層在後張裂初期已不再活躍，然而後張裂初期體系域的填積物(infilling reflector package)受到張裂活動殘餘地形(remnant rift topography)的影響，在外型上仍常呈楔型。

在後張裂末期，盆地張裂活動所造成的殘餘地形已經被後張裂初期體系域的沈積物所填滿(圖 1.3.2D)，後張裂末期體系域的沈積地層已不再受張裂地體構造活動的任何影響。後張裂末期體系域的地層在斷層上盤所形成的斷塊之上，向盆地的四周邊緣皆呈進覆(onlap)的接觸關係(圖 4.1.4)。後張裂末期體系域地層之連續性較後張裂初期體系域之地層更佳，震測剖面上常有著強振幅、連續性佳的反射特徵。

圖 4.1.5 為一理想張裂盆地之震測剖面與其內部反射組態示意圖，說明一個張裂盆地經歷了從初始張裂期、張裂盛期、後張裂初期以及後張裂末期之後，各階段所堆積之構造體系域的特徵與分布。初始張裂體系域的地層進覆(onlap)於邊界斷層之上盤所形成的斷塊之上，地層多為不連續或叢丘狀(hummocky)；張裂盛期體系域的地層下覆(downlap)於邊界斷層之上盤所形成的斷塊之上，在接近邊界斷層之斷層面處有混沌相(chaotic)的反射，而整體而言其地層為向邊界斷層發散；後張裂初期體系域的地層以平行一次平行為主，而連續性則較張裂盛期體系域之地層為佳；後張裂末期體系域的地層常呈連續且平行，並掩蓋了之前邊界斷層活動所造成的斷層崖(fault scarp)。



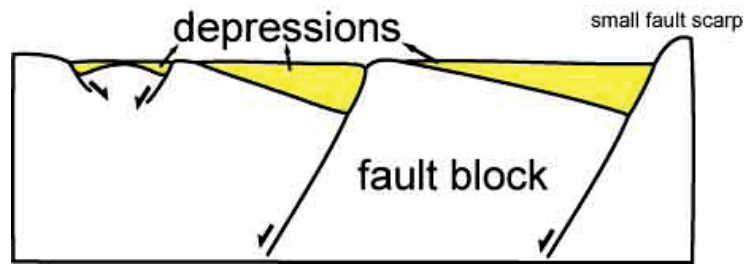


圖 4.1.1 理想張裂盆地之初始張裂期體系域示意圖。初始張裂期體系域常呈一向上盤尖減之楔狀外型(wedge-shaped geometry)，由於張裂活動將造成許多小規模的正斷層，並形成數個小型的凹陷區與斷層崖。取自 Prosser(1993)。

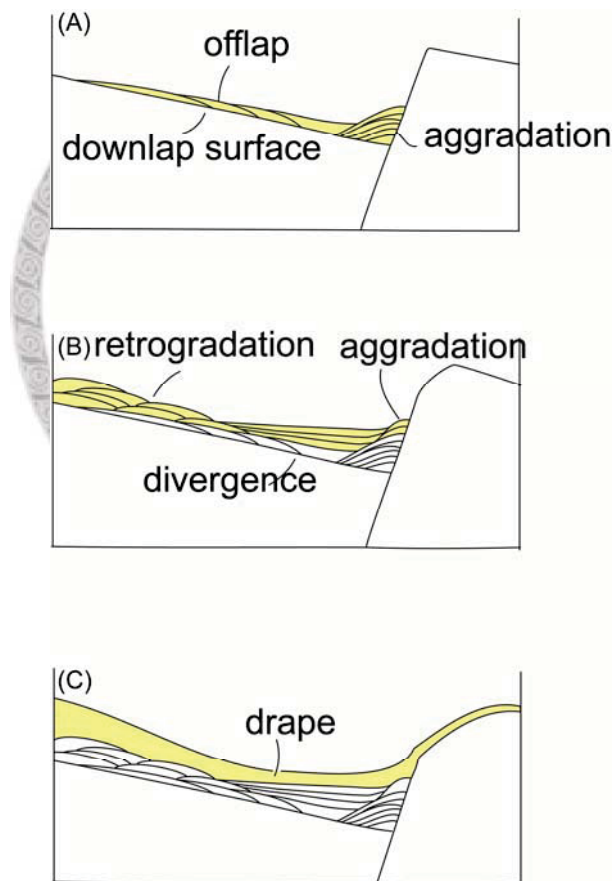


圖 4.1.2 理想張裂盆地之張裂盛期體系域示意圖。張裂盛期體系域以一下覆面(downlap surface)和初始張裂期體系域為界。張裂盛期中可再分為(A)早張裂盛期，沈積物堆積方式主要以超覆為主；(B)中張裂盛期，沈積物堆積方式主要以退覆積與加積為主；(C)晚張裂盛期，沈積物主要以毯狀且等厚之覆蓋的堆積(blanketing of the topography with a drape of constant thickness)為主。取自 Prosser(1993)。

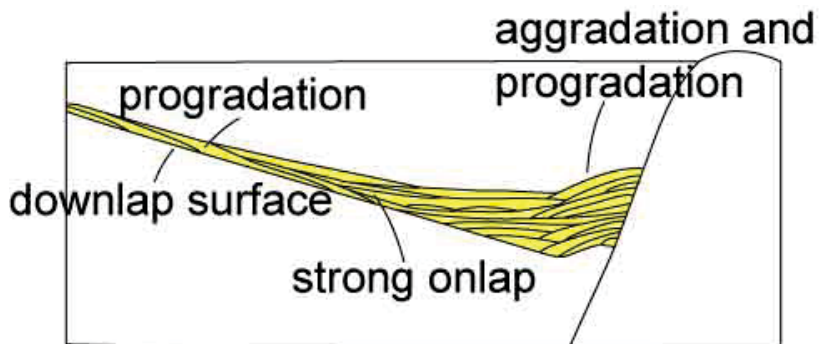


圖 4.1.3 理想張裂盆地之後張裂初期沈積地層體系域示意圖。張裂初期與張裂盛期的邊界常為一下覆面(downlap surface)，向盆地的四周邊緣皆呈上覆(onlap)的接觸關係。在斷層上盤所形成的斷塊之上，後張裂初期體系域在靠近邊界斷層側之地層分布呈加積狀與進覆積狀(aggradation and progradation)，而在遠離邊界斷層處，後張裂初期體系域地層的分布則以進積狀(progradation)為主。改自 Prosser(1993)。

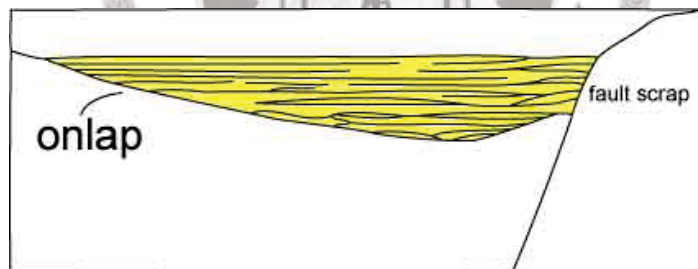


圖 4.1.4 理想張裂盆地之後張裂末期體系域示意圖。此時張裂盆地已不再受張裂地體構造活動的任何影響，後張裂末期體系域的地層向盆地的四周邊緣皆呈上覆(onlap)的接觸關係。改自 Prosser(1993)。

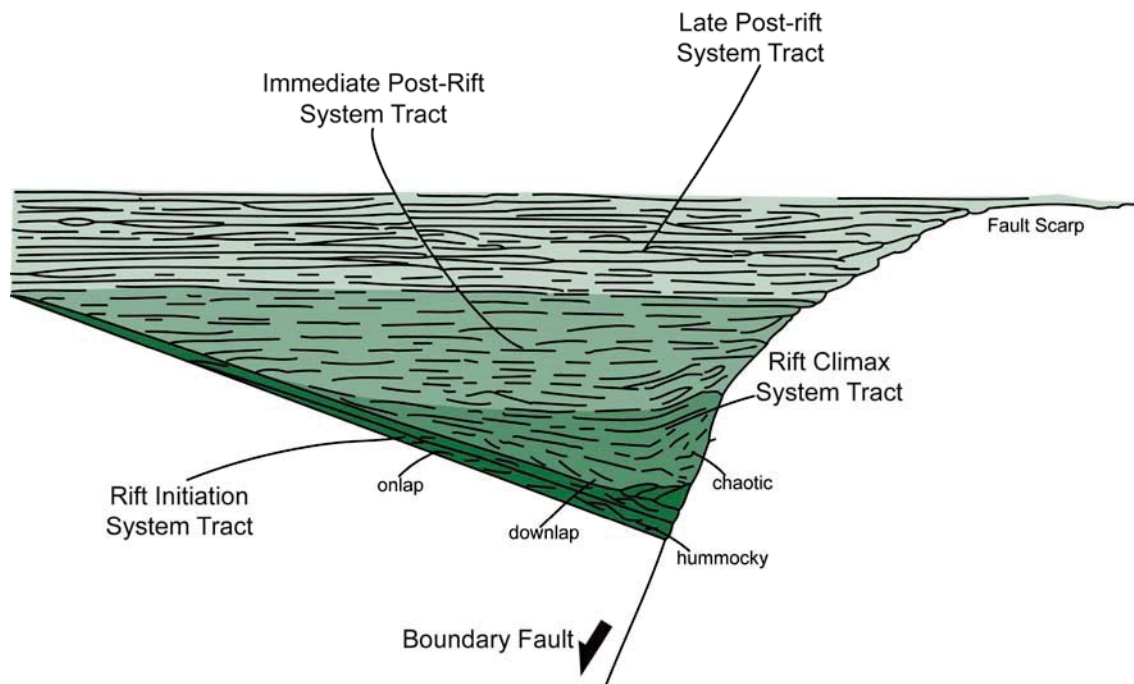


圖 4.1.5 理想張裂盆地之震測剖面與其內部反射組態示意圖，說明一張裂盆地經歷了從初始張裂期、張裂盛期、後張裂初期以及後張裂末期之後，各階段所堆積之構造體系域的特徵與分布。初始張裂體系域的地層進覆(onlap)於邊界斷層之上盤所形成的斷塊之上，地層多為不連續或叢丘狀(hummocky)；張裂盛期體系域的地層下覆(downlap)於邊界斷層之上盤所形成的斷塊之上，在接近邊界斷層之斷層面處有混沌相(chaotic)的反射，而整體而言其地層為向邊界斷層發散；後張裂初期體系域的地層以平行一次平行為主，而連續性則較張裂盛期體系域之地層為佳；後張裂末期體系域的地層常呈連續且平行，並掩蓋了之前邊界斷層活動所造成的斷層崖(fault scarp)。修改自 Prosser(1993)。

## 4.2 潮汕凹陷之震測層序與震測相分析結果

葉孟宛等(2012)整合了珠江口盆地的地層層序資料，在潮汕凹陷進行了震測層序的分析，辨識出潮汕凹陷地區之層序邊界(sequence boundary)(圖 4.2.1)：T1(天藍色線，為中新統一上新統之邊界)、T2(橙色線，為上中新統一中中新統之邊界)、T4(深藍色線，為中中新統一下中新統之邊界)、T6(黃色線，為中新統與漸新統之邊界；中新統基底)、T7(T6 下方，距離 T6 較近的綠色線，為上漸新統一下漸新統之邊界)、T8(T6 下方，距離 T6 較遠的綠色線，為下始新統基底)。除了以上黃等(2012)所發現的層序邊界，在 T7 與 T8 之間，本文另外發現了一下覆面(downlap surface)之層序邊界，為 T7.2(圖 4.2.2B)，年代可能為始新統一漸新統之邊界。

根據潮汕凹陷地區層序邊界的分布(圖 4.2.2B)，中新統之後的地層層序邊界為 T1、T2、T4、T6，始新統到中新統的地層層序邊界為 T7、T7.2、T8，凹陷以層序邊界 T6 及 T8 為上下界(圖 4.2.2C)，層序邊界 T6 為一頂覆面(toplap surface)，層序邊界 T7 與 T8 為下覆面(downlap surface)(表 4.2.1)。利用 SMT 公司震測資料解釋軟體 KINGDOM，針對中新統以下的層序邊界 T6、T7、T7.2 及 T8 進行反射摘取(picking)與回圈(loop-tie)，確認各層序邊界於潮汕凹陷地區之位置及分布(圖 4.2.3, 圖 4.2.4)。在確認層序邊界 T6、T7、T7.2 及 T8 於潮汕凹陷地區之分布後，本文利用震測相分析方法(見本文 2.3)，針對潮汕凹陷區域反射震測剖面的震測特徵(振幅、連續性、頻率)與反射組態進行震測相描述，完成震測相分析。

本文根據潮汕凹陷 58 條的震測剖面，在 T6 到 T8 之間共辨識出四種震測相 I、II、III 及 IV(表 4.2.2)。T7.2 和 T8 之間有震測相 I 與震測相 II，在 T7 和 T7.2 之間為震測相 III，在 T6 和 T7 之間為震測相 IV。再根據 Ramsayer(1977)的震測相簡記之方法，將潮汕凹陷地區的震測相 I、II、III 及 IV 分別表示(表 4.2.2)。震測相 I 振幅強度不規則(variable)，連續性為中度，頻率為低，震測相 I 內的反射與 T7.2 整合(concordant)接觸而下覆(downlap)於 T8 之上，反射特徵以平行一次平行(parallel-subparallel)為主，此震測相可簡記為  $\frac{C-Dwn}{P}$ ；震測相 II 振幅強度為弱，

連續性極差，頻率為低，震測相 II 內的反射與其上下界之 T7.2 和 T8 的接觸關係皆為整合接觸，反射特徵以混沌相(chaotic)為主，此震測相可簡記為 $\frac{C-C}{-}$ ；震測相 III 振幅強度變化不規則，連續性為中到低，頻率為低，震測相 III 內的反射與 T7 的接觸關係為整合接觸，並下覆於 T7.2 上，反射特徵以 S 狀(sigmoid)或超覆狀(offlap)為主，此震測相可簡記為 $\frac{C-Dwn}{Sig}$ ；震測相 IV 振幅強度為中到弱，連續性為中，頻率較震測相 I、B、C 為高，震測相 IV 內的反射與 T6 的接觸關係為頂覆(toplap)，並下覆於 T7 之上，反射特徵以丘狀(mounded)為主，此震測相可簡記為 $\frac{Top-Dwn}{M}$ 。

以測線 1917 為例(圖 4.2.5)，震測相 I 位於 T7.2 到 T8 之間，以 T7.1 和震測相 II 分隔，主要的反射組態為平行到次平行(parallel to subparallel)，為向東傾斜的反射，振幅強度變化未定；震測相 II 在 T7.2 到 T8 之間，以 T7.1 和震測相 I 分隔，主要的反射組態為扭曲(contorted)到混沌(chaotic)，振幅強度變化未定；震測相 III 在 T7 到 T7.2 之間，主要的反射組態為超覆狀(offlap)，振幅強度變化未定；震測相 IV 在 T6 到 T7 之間，主要的反射組態為丘狀(mounded)與擾動狀(disturbed)，在震測相 IV 的上半部振幅強度為中，而在震測相 IV 的下半部為弱。圖 4.2.6 為各震測相之空間分布。

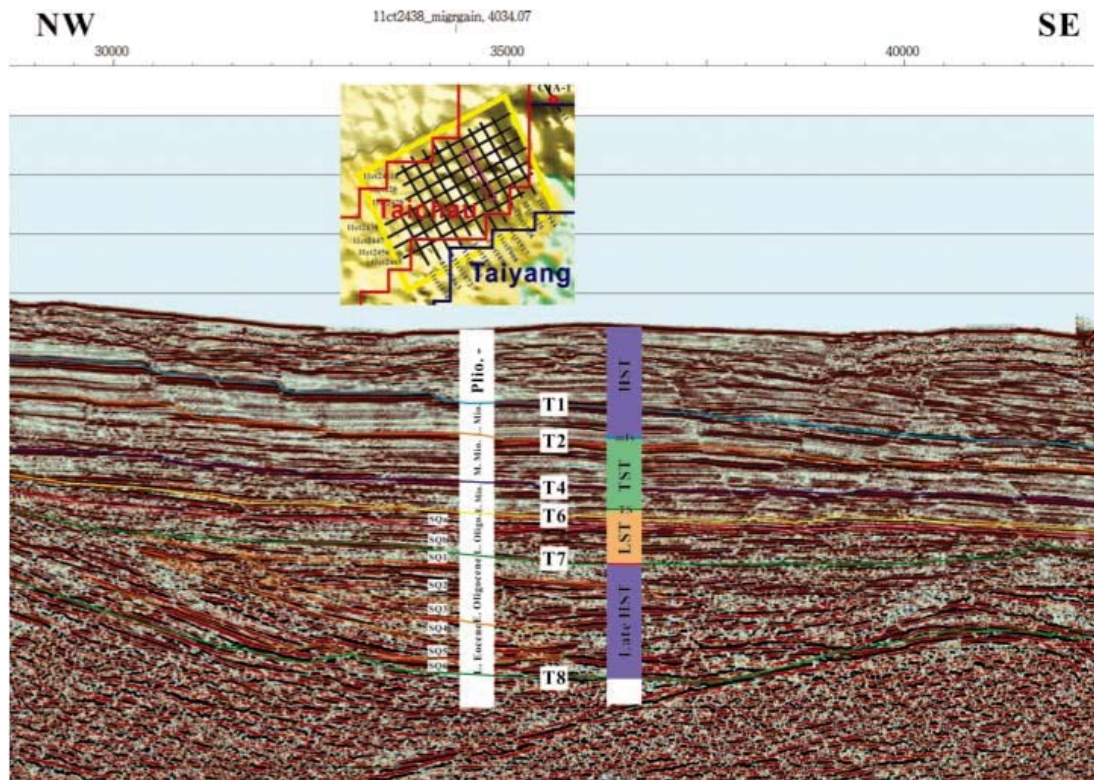


圖 4.2.1 潮汕凹陷區之震測層序邊界。T1(天藍色)為中新統—上新統之邊界，T2(橙色)為上中新統—中中新統之邊界，T4(深藍色)為中中新統—下中新統之邊界，T6(黃色)為中新統—漸新統之邊界，T7(綠)為上漸新統—下漸新統之邊界，T8(綠)為下始新統基底。引用自葉等(2012)。

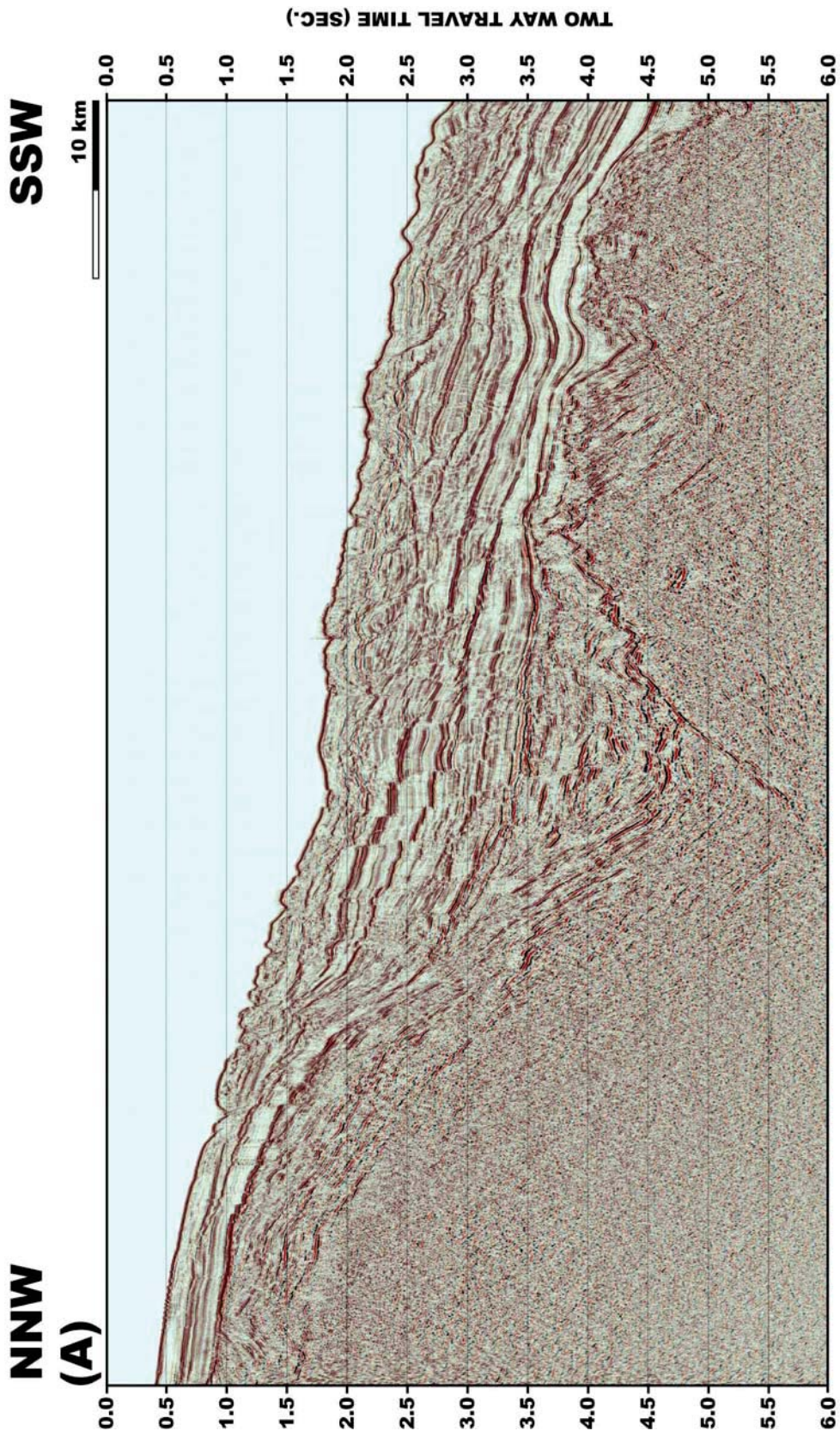


圖 4.2.2(A) 未解釋之震測剖面 1917，剖面位置請見圖 2.2.2。剖面之深度單位為雙程走時(秒)。

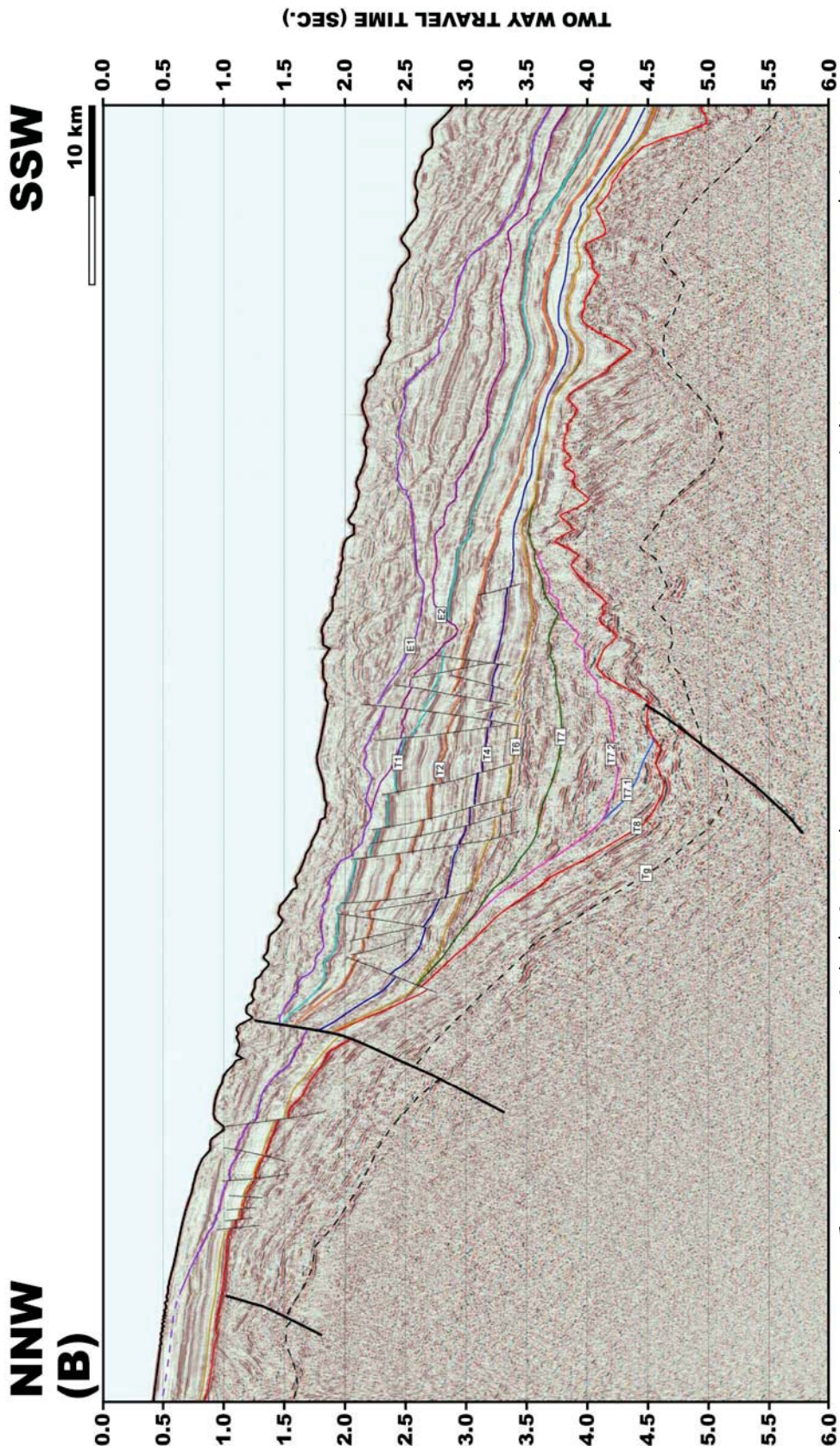


圖 4.2.2(B) 震測剖面 1917 以及層序邊界之分布，剖面位置請見圖 2.2.2。T1 為中新統—上新統之邊界，T2 為上中新統—中中新統之邊界，T4 為中中新統—下中新統之邊界，T6 為中新統與漸新統之邊界，T7 為上漸新統—下漸新統之邊界、T8 為下始新統基底。在層序邊界 T7 與 T8 之間有一層序邊界 T7.2，在 T8 和 T7.2 之間有一震測相之邊界(facies boundary)T7.1。剖面之深度單位為雙程走時(秒)。



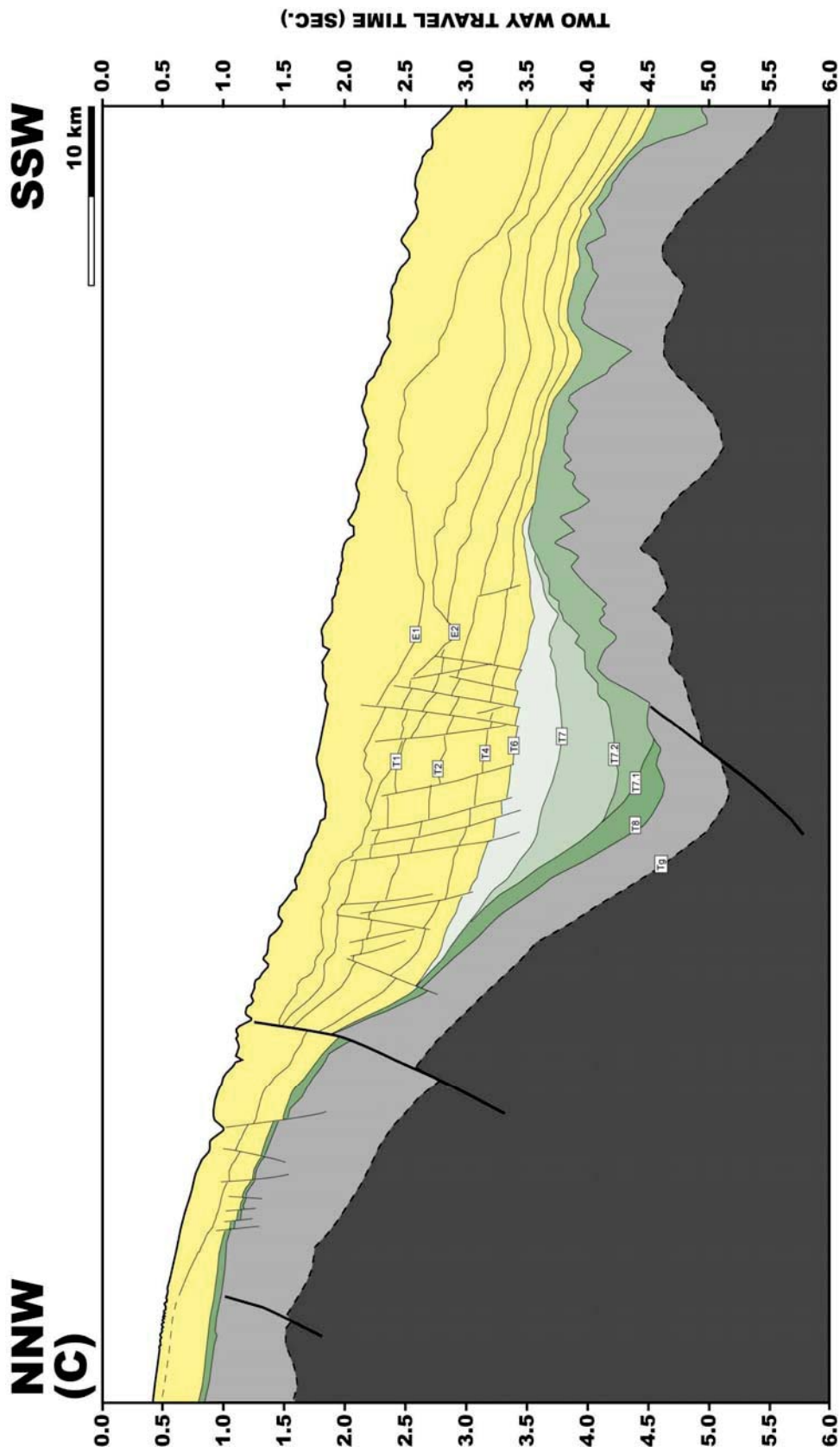


圖 4.2.2(C) 震測剖面 1917 年代地層與層序邊界的分布，剖面位置請見圖 2.2.2。在潮汕凹陷地區之層序邊界裡，T1、T2、T4、T6 出現在中新統及以後的地層(黃色區域)，T7、T7.2、T8 出現在中始新統到中新統的地層(綠色區域)，而 T8 與 Tg 為中始新統以前地層(灰色區域)的層序邊界，凹陷以層序邊界 T6 和 T8 為上下界。剖面之深度單位為雙程走時(秒)。

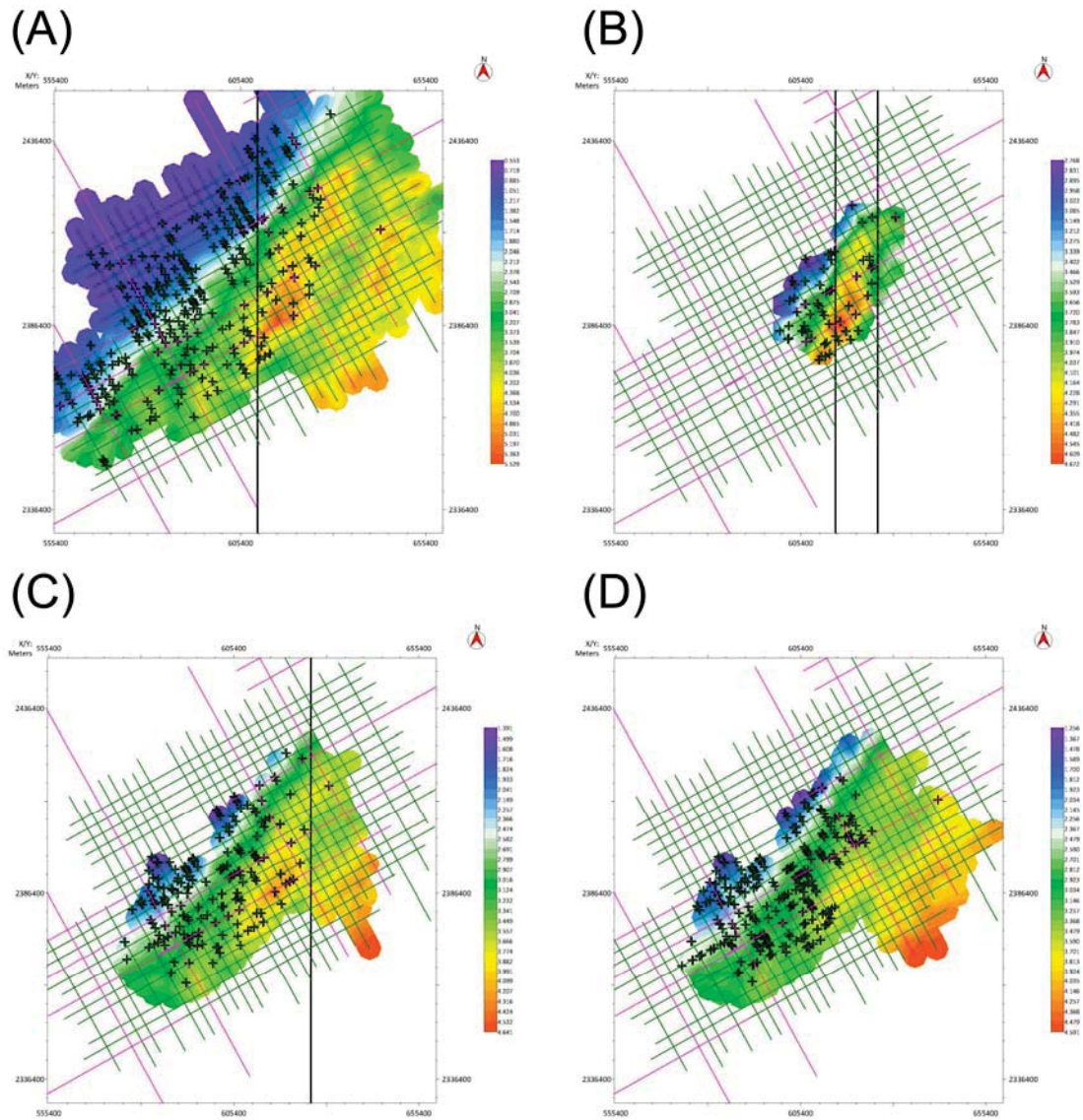


圖 4.2.3 潮汕凹陷地區各層序邊界之等深分布圖。(A)(B)(C)(D)依序為層序邊界 T8、T7.2、T7、T6 之深度分布。其中層序邊界 T8 分布範圍最廣，T7 及 T6 略小，而 T7.2 僅出現在張裂盆地最中心之位置。各圖右側之色條為深度標示，單位為雙程走時(秒)。

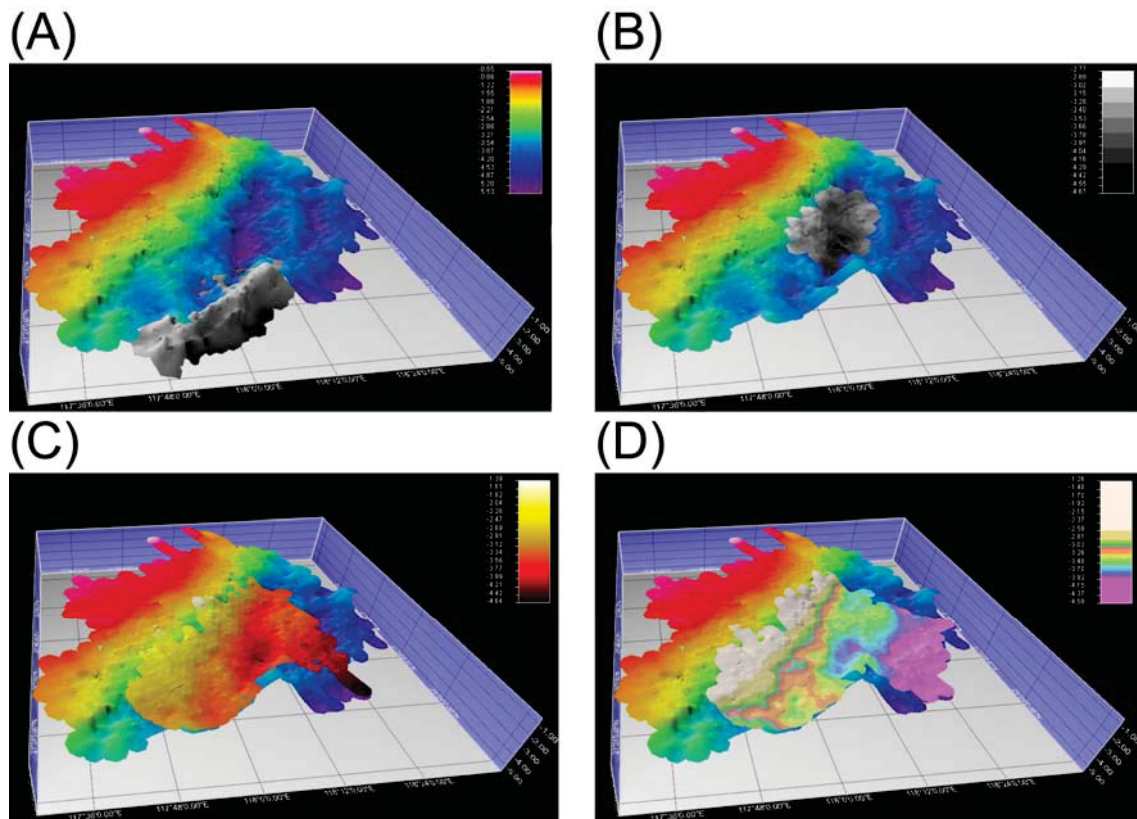


圖 4.2.4 潮汕凹陷地區層序邊界 T8 與其他層序邊界之等深透視比較圖。(A) 層序邊界 T8(彩虹色階部分)及火成岩體(灰色部分)。(B)層序邊界 T8(彩虹色階部分)與震測層序 T7.2(灰色部分)。(C)層序邊界 T8(彩虹色階部分)與 T7(黃—紅—黑色階部分)。(D) 層序邊界 T8(彩虹色階部分)與層序 T6(白—粉紅色階部分)。各圖右上角之色條為深度標示，單位為雙程走時(秒)。

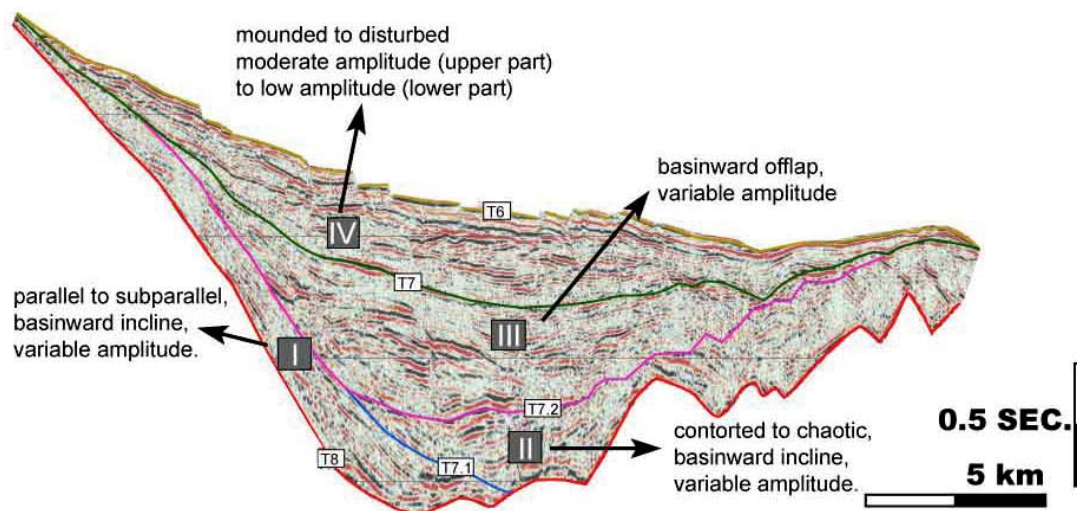


圖 4.2.5 測線 1917 在層序邊界 T6 到 T8 之間的震測相分析。在層序邊界 T6 到 T8 之間共有四種震測相，即震測相 I、B、C 及 D。震測相 I 位於 T8 到 T7 之間，以一震測相邊界(seismic facies boundary)T7.1 和震測相 II 分隔，主要的反射組態為平行到次平行、為向東傾斜的反射，振幅強度變化未定(variable)；震測相 II 在 T7 到 T8 之間，以 T7.1 和震測相 I 分隔，主要的反射組態為到混沌(chaotic)到扭曲(contorted)，振幅強度變化未定；震測相 III 在 T7.2 到 T7 之間，主要的反射組態為進覆狀(offlap)，振幅強度變化未定；震測相 IV 在 T6 到 T7 之間，主要的反射組態為丘狀(mounded)與擾動狀(disturbed) 在震測相 IV 的上半部振幅強度為中，而在震測相 IV 的下半部為弱。



圖 4.2.6 潮汕凹陷地區張裂盆地內各地質年代之震測相分布圖。(左)T8-T7.2(下始新統—漸新統)之震測相分布。(中)T7.2-T7(上漸新統)之震測相分布。(右)T7-T6(下漸新統—中新統)之震測相分布。

表 4.2.1 潮汕凹陷地區各層序邊界之年代、地層接觸關係、全球海水面變化、區域性構造事件的對比。層序邊界 T6 為一頂覆面(toplap surface)，層序邊界 T7 和 T8 為下覆面(downlap surface)。引用自葉等(2012)。


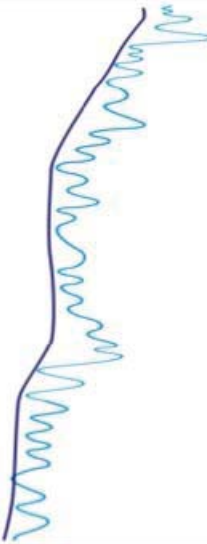

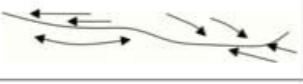
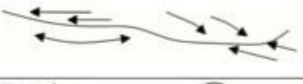


Seismic Reflection	Age (Ma)	Contact Relationship	Global Sea-level Change	Tectonics	Reference
T1	5.83			Donsha movement <sup>1</sup> Penglai movement <sup>2</sup>	<sup>1</sup> Wang and Li, 2009 <sup>2</sup> Ho, 1986
T2	11.79			Donsha movement <sup>1,2</sup>	<sup>1</sup> 趙中賢等人, 2009 <sup>2</sup> Wang and Li, 2009
T4	16.38			South China Sea seafloor spreading end <sup>1,2</sup> Penghu basalt erupt <sup>3</sup>	<sup>1</sup> Wang and Li, 2009 <sup>2</sup> Briais et al., 1993 <sup>3</sup> Ho, 1986
T6	23.03			Baiyun movement <sup>1,2</sup> Ridge jump <sup>2,3</sup>	<sup>1</sup> 趙中賢等人, 2009 <sup>2</sup> Wang and Li, 2009 <sup>3</sup> Briais et al., 1993
T7	28.44			South China Sea seafloor spreading begin <sup>1,2</sup>	<sup>1</sup> Wang and Li, 2009 <sup>2</sup> Briais et al., 1993
T8	37.20				Wang and Li, 2009

表 4.2.2 潮汕凹陷在層序邊界 T6 到 T8 之間的震測相分析。在層序邊界 T6 到 T8 之間共有 A、B、C 及 D 四種震測相。震測相 I 位於 T7.2 到 T8 之間，主要的反射組態為平行到次平行、為向東傾斜的反射，振幅強度變化未定 (variable)，連續性為中度，頻率為低；震測相 II 在 T7.2 到 T8 之間，主要的反射組態為混沌 (chaotic) 到混亂 (contorted)，振幅強度為弱，連續性極差，頻率為低；震測相 III 在 T7.2 到 T7 之間，主要的反射組態為 S 狀 (sigmoid) 或進覆狀 (offlap)，振幅強度變化未定，連續性為中到低，頻率為低；震測相 IV 在 T6 到 T7 之間，主要的反射組態為次平行到丘狀 (mounded)，振幅為中到弱，連續性為中，頻率較震測相 I、B、C 為高。

Seismic Facies	Upper boundary Lower boundary	Reflection configuration	Seismic texture		A-B Code
			Amplitude	Frequency	
I	T7.2 ~ T8	parallel to subparallel, basinward incline	Variable	moderate	$\frac{C-Dwn}{P}$
II	T7.2 ~ T8	chaotic to contorted, basinward incline	low	very low	$\frac{C-C}{C}$
III	T7 ~ T7.2	sigmoid (basinward offlap)	variable	low	$\frac{C-Dwn}{Sig}$
IV	T6 ~ T7	subparallel to Mounded	moderate (upper) low (lower)	moderate	$\frac{Top-Dwn}{M}$

#### 4.3 潮汕凹陷張裂盆地之沈積環境解釋

一般而言，由於張裂活動通常會開始於大陸地殼之上，所以張裂活動發生的早期，通常發生的沈積相會是比較偏陸相的沈積環境，如河相、湖相或海灣相(Prosser, 1993; Almeida et al., 2009)。隨著張裂活動加劇，邊界斷層的活動大為活躍，邊界斷層的上盤會快速沈降，而邊界斷層的下盤之沈降速度則相對緩慢。通常即便邊界斷層的下盤斷塊之上仍為陸相，正斷層之上盤多已沈降為海相的沈積環境，甚至在最深處會出現半遠洋的沈積物。邊界斷層附近也常會由於盆地沈降太過快速，造成深海的沈積環境(Prosser, 1993)。在邊界斷層活動結束後，張裂盆地通常已經為深海的沈積環境，並有深海相如遠洋或濁流系統的沈積物。

回顧前文(1.3)，在南海北部大陸邊緣的古第三紀張裂盆地，珠江口盆地的珠三四陷在古新世—中漸新世、晚漸新世以新第三紀的三期張裂盆地演化，其沈積環境分別為湖沼相(lacustrine)、海灣相(bay)、以及開放海域環境(open marine environment)(圖 1.3.4)(Zhu et al., 1999)；台灣海峽的南日島張裂盆地有古新世、早始新世、晚始新世的三期張裂盆地演化，其古新世、早始新世之沈積環境分別為扇—湖沼—淺海相(fan-lacustrine-shallow marine)、遠扇—扇前相(distal fan-prodelta)(圖 1.3.5)(Chou et al., 1991)；澎湖盆地的張裂盆地演化自古新世末期—早中新世共有三期的張裂演化，其中在早始新世—中始新世及中始新世之沈積環境分別為湖相三角洲—湖相頁岩以及湖相三角洲(圖 1.3.6)(蕭等, 1991; Lin et al., 1992)。從南海北部大陸邊緣由北到南的張裂盆地發育來看，南海北部大陸邊緣的張裂盆地在演化初期時，主要的沈積環境皆以湖沼環境為主。

將潮汕凹陷地區之震測特徵對比至圖 4.1.5 之張裂盆地地層特徵示意圖，震測相 I 與震測相 II 可以對比至初始張裂期，而震測相 III 與震測相 IV 分別可以對比至張裂盛期與後張裂初期。震測相 I 與震測相 II 分別說明了張裂活動初期在斷層的上盤與下盤的沈積物作用，其中震測相 I 的平行—次平行反射，說明了張裂初期為一低能量的沈積環境，而震測相 II 的混沌反射，則說明了張裂初期發生在下盤的侵蝕作用及塊體運動。震測相 III 表現反射層的超覆，可能與張裂盛期時，邊界斷層上盤之斷塊(fault block)的旋轉沈降(rotational subsidence)與之後沈積



物的進覆積(progradation)堆疊有關。震測相 IV 的丘狀反射則能對比至後張裂期初期的深海沈積作用的沈積扇體(fan)或葉體(lobe)。

根據前段潮汕凹陷地區震測相分析結果與張裂盆地地層發育的對比，本文更進一步地提出了潮汕凹陷在張裂盆地演化階段時之沈積環境解釋：震測相 I 代表湖沼相的沈積，平行一次平行的反射說明了沈積時為一低能量的沈積環境；震測相 II 代表的河流相的沈積，層序邊界 T8 可解釋為一侵蝕的不整合面，其不規則狀可能反應相當程度的侵蝕作用，而其上覆的混沌反射說明了沈積環境側向的不連續；震測相 III 可解釋為濱海相的沈積環境，超覆的反射可能與三角洲沈積體的進積有關；震測相 IV 為下部陸坡到深海盆底的沈積環境，在震測相中能看到的丘狀反射可能為海底扇的沈積扇體或葉體。



## 第五章 台灣西部前陸盆地及潮汕凹陷張裂盆地在南海北部大陸邊緣盆地演化之意涵

南海北部大陸邊緣經歷了古新世—中新世的張裂盆地演化，晚中新世之後，發生在南海北部大陸邊緣北緣的弧陸碰撞與造山作用，造成南海北部大陸邊緣北緣的各個盆地有不同的發育過程。本章針對南海北部大陸邊緣上之台灣西部前陸盆地、台南盆地、及潮汕凹陷三個盆地的盆地類型，並以地體架構及盆地演化的觀點來探討三者之關係。

### 5.1 台灣西部前陸盆地與台南盆地在演化階段上的比較

前陸盆地係為前陸板塊因造山荷重而撓曲沉降所形成的盆地，造山荷重的規模與前陸盆地的演化息息相關。當造山作用剛開始發生時，由於造山帶的規模尚小，不足以提供足量沈積物，此時前陸盆地沉降的速度大於造山帶沈積物的供應速度，尚未達到穩態(steady state)，盆地呈現一未填滿(underfilled)的狀態，盆地沈積環境以深海環境為主(圖 5.1.1A)；隨著造山帶規模漸大，沈積物的提供也越見充足，造山帶沈積物供應速度漸能追上前陸盆地沉降速度，此時盆地為填滿(filled)的狀態將以淺海環境為主(圖 5.1.1B)；在前陸盆地演化的末期，此時造山帶所能提供沈積物的速度已遠大於盆地沉降的速度，盆地呈現過填滿(overfilled)的狀態，並出現陸相的沈積環境(圖 5.1.1C)。

南海北部大陸邊緣與呂宋島弧的斜向碰撞，使得在台灣造山帶北段先抬升，隨後及台灣造山帶南段才發生抬升(Suppe, 1981)。台灣造山帶荷重由北向南的推移(propagation)，造成台灣西部前陸盆地的南段與北段在同一時間可能呈現了不同的前陸盆地演化階段。根據中油公司在台灣陸上的 17 口探井，Covey(1986)認為北部的台灣西部前陸盆地在盆地演化上已經達到了成熟(mature)的階段，然而南部的台灣西部前陸盆地卻仍處於未成熟(immature)的階段。

台灣西部前陸盆地東北—西南向的震測剖面(圖 5.1.2, 圖 5.1.3)(Yu and Chou, 2001; Lin and Watts, 2002)進一步說明了在台灣中部及台灣中部外海，台灣西部前陸盆地的自上新世以來的沈積物厚度為由東向西漸薄。由於在台灣中部及台灣中

部外海，台灣西部前陸盆地的沈積環境為陸棚的沈積環境，說明了在台灣中部及台灣中部外海的台灣西部前陸盆地一已填滿(filled)的前陸盆地；在台南盆地，根據盆地沈降史及地層層序之分布(圖 5.1.4; 圖 5.1.5)，台南盆地在上新世之後，已由張裂盆地轉變成為前陸板塊撓曲沈降所造成的前陸盆地(Lee et al., 1993; 曾等, 1996)。Yu(2004)認為台灣西南海域受到初始碰撞的影響，主要沈積環境以陸坡為主，是一個發育初期、尚未完全填滿(underfilled)的前陸盆地。

根據台灣西部前陸盆地各階段地層沈積物厚度分布圖(圖 5.1.6)(Simoes and Avouac, 2006)，台灣西部前陸盆地在桂竹林層沈積時，前陸盆地的沈積中心出現在桃竹苗一帶，隨著卓蘭層與錦水層的沈積，到頭嵙山層發生時沈積中心已經在台中以南，說明了台灣西部前陸盆地在發育時，盆地之沈積中心有逐漸向南遷移的趨勢；而根據晚上新世以後台灣西南部前陸盆地及海底峽谷位置變化圖(圖 5.1.7)(Yu and Hong, 2006)，台灣西部前陸盆地南段晚上新世以來沈積物傳輸方向即為由北向南。基於以上兩點，本文認為自上新世台灣西部前陸盆地形成以來主要的沈積物傳輸為皆由北向南。

根據以上兩段現在的盆地演化階段及沈積物傳輸方向，台灣西部前陸盆地的為一由北而南的演化，台灣中部及台灣中部外海的台灣西部前陸盆地一已填滿(filled)的前陸盆地，而台南盆地為一尚未完全填滿(underfilled)的前陸盆地。兩盆地現在的盆地組態可視為台灣西部前陸盆地的南段與北段在同時間呈現了不同的前陸盆地演化階段。

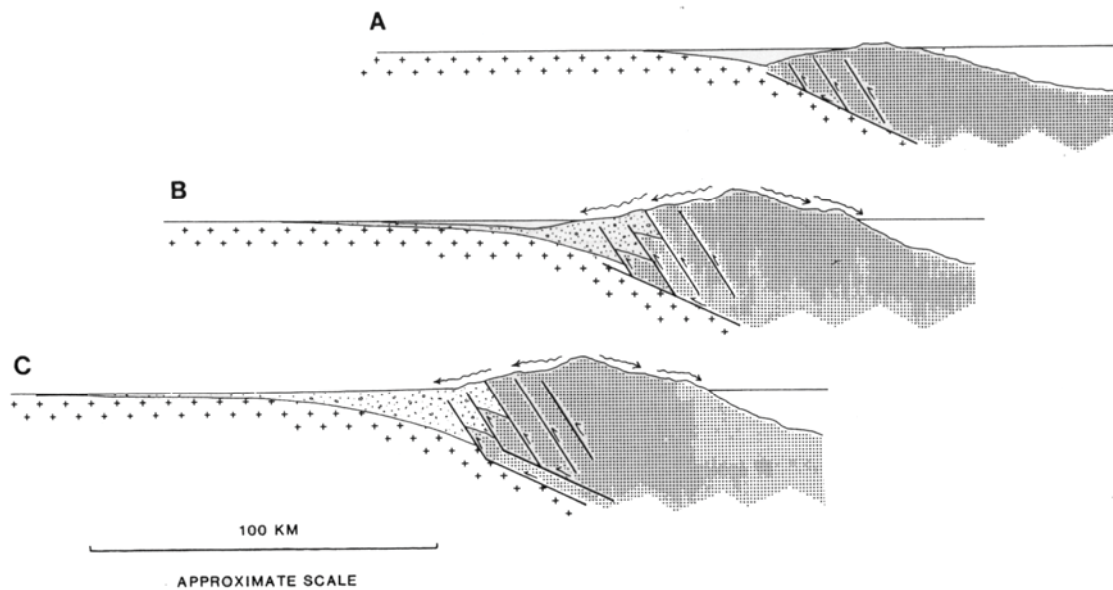


圖 5.1.1 前陸盆地演化示意圖。當前陸板塊因造山荷重而撓曲沉降，(A)一開始由於造山帶的規模尚小，不足以提供足量沈積物，此時前陸盆地沈降的速度大於造山帶沈積物的供應速度，尚未達到穩態(steady state)，盆地呈現一未填滿(underfilled)的狀態，盆地沈積環境將以深海環境為主；(B)隨著造山帶規模漸增，沈積物的提供也越見充足，造山帶沈積物供應速度漸能追上前陸盆地沈降速度，此時盆地為填滿(filled)的狀態，盆地的沈積環境將以淺海環境為主；(C)在前陸盆地演化的末期，此時造山帶所能提供沈積物的速度已遠大於盆地沈降的速度，盆地呈現過填滿(overfilled)的狀態，並出現陸相的沈積環境。引用自 Covey (1986)。

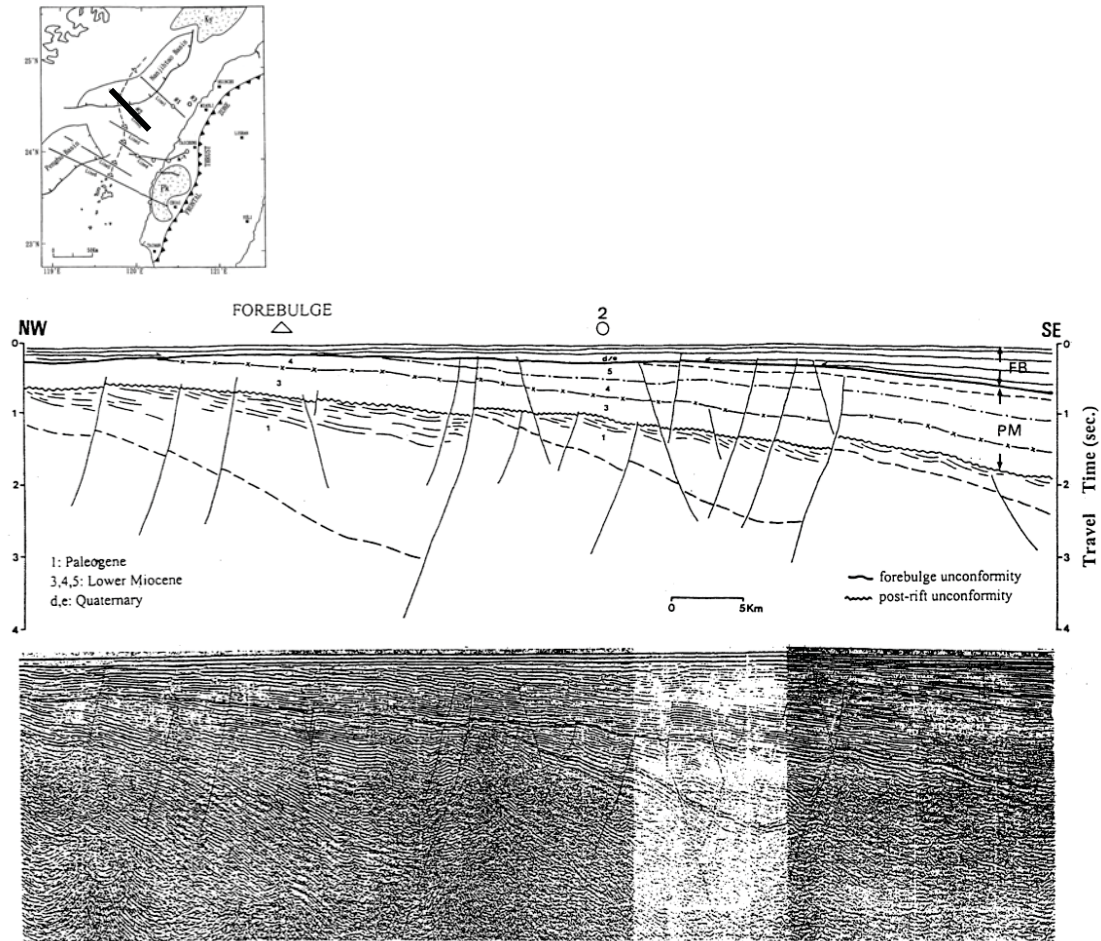


圖 5.1.2 台灣西部前陸盆地之東北—西南向震測剖面及其解釋(A)，剖面位置示於插圖(黑色粗線)。台灣西部前陸盆地在台灣中部外海為一陸棚沈積環境，為一已填滿(filled)的前陸盆地。FB 和 PM 分別為不同盆地之沈積層序，FB 在前凸起不整合面(forebulge unconformity)之上，為前陸盆地沈積層序；PM 在後張裂不整合(post-rift unconformity)和前凸起不整合之間，為被動大陸邊緣之沈積層序。引用自 Yu and Chou (2001)。

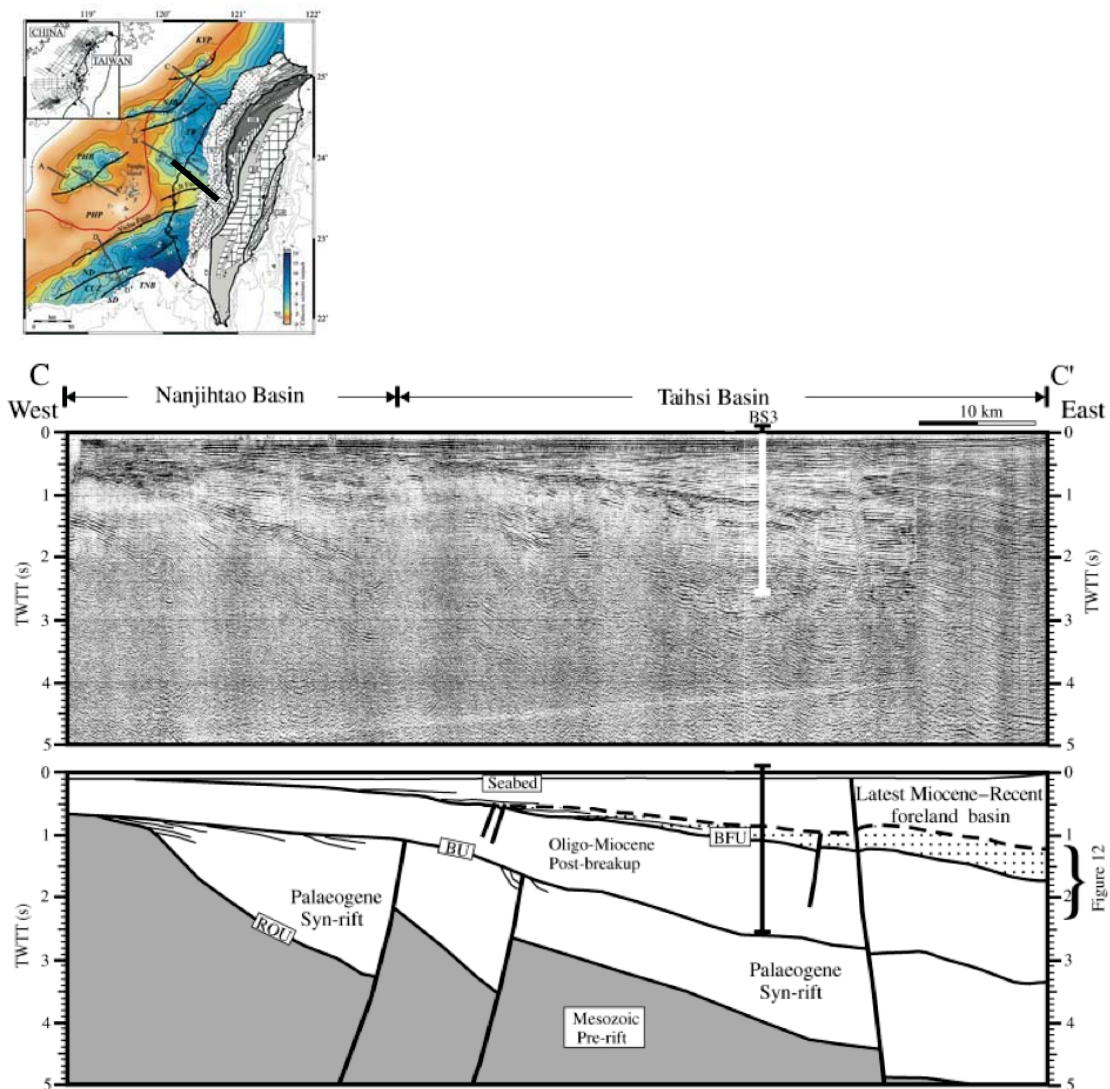


圖 5.1.3 台灣西部前陸盆地東北—西南向震測剖面及其解釋(B)。剖面位置示於插圖(黑色粗線)。台灣西部前陸盆地在台灣中部外海為一陸棚沈積環境，為一已填滿(filled)的前陸盆地。本剖面有三種盆地沈積層序：晚中新世以來的前陸盆地(Latest Miocene-Recent foreland basin)沈積層序、漸新世—中新世的後破裂沈積層序(Oligo-Miocene Post-breakup)沈積層序、以及古第三紀的同張裂(Palaeogene Syn-rift)沈積層序。引用自 Lin and Watts (2002)。

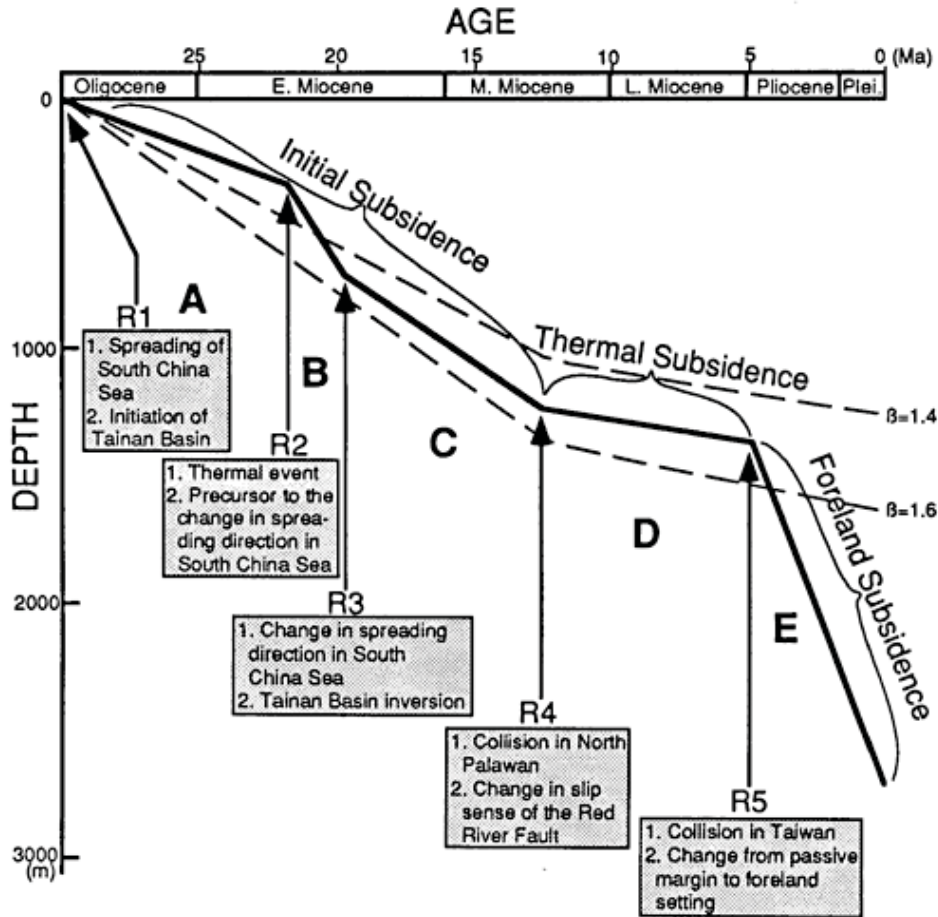


圖 5.1.4 台南盆地之盆地沉降曲線圖。台南盆地在漸新世—中中新世及中中新世—上新世分別受到張裂盆地的初始沉降(Initial Subsidence)和熱沉降(Thermal Subsidence)的作用，而在上新世時台南盆地受到台灣造山帶形成及歐亞板塊撓曲沉降的影響，而有前陸沉降(Foreland Subsidence)的發生。取自 Lee et al. (1996)。

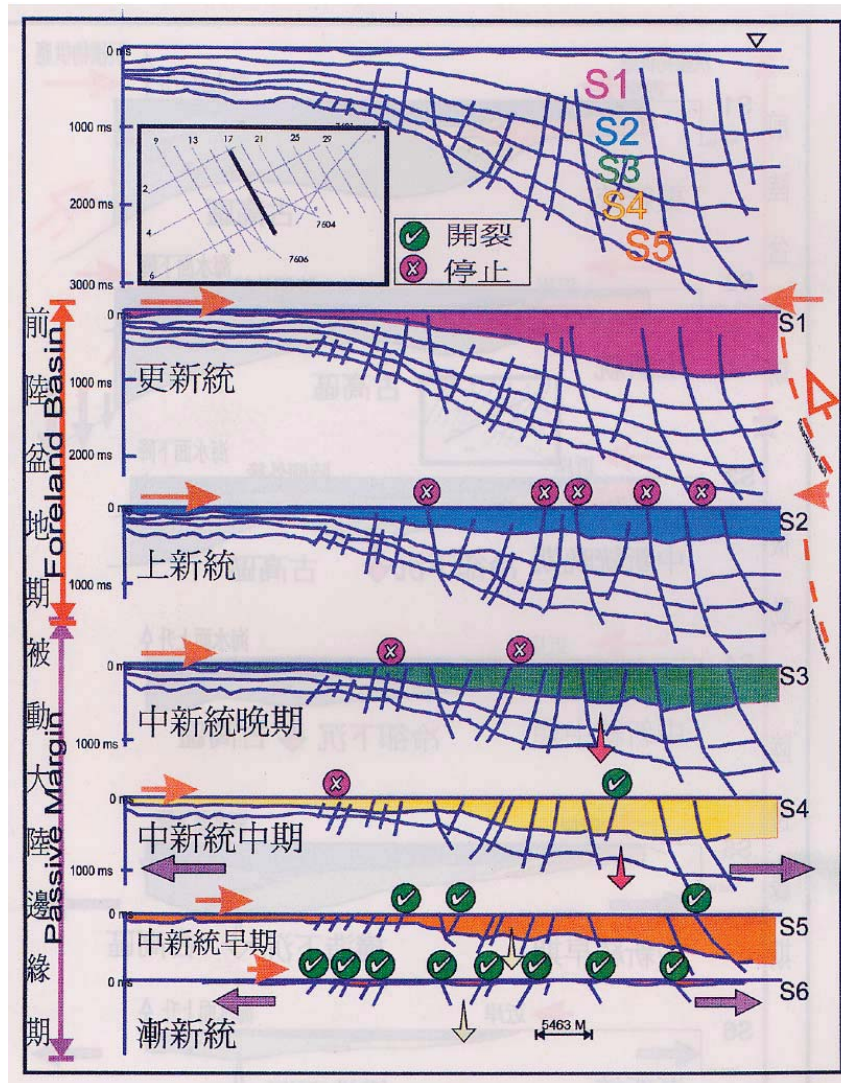


圖 5.1.5 台南盆地地史演化剖面示意圖。在上新世時台南盆地沈積地層之分布亦受到前陸盆地撓曲沉降的影響。引用自曾等 (1996)。



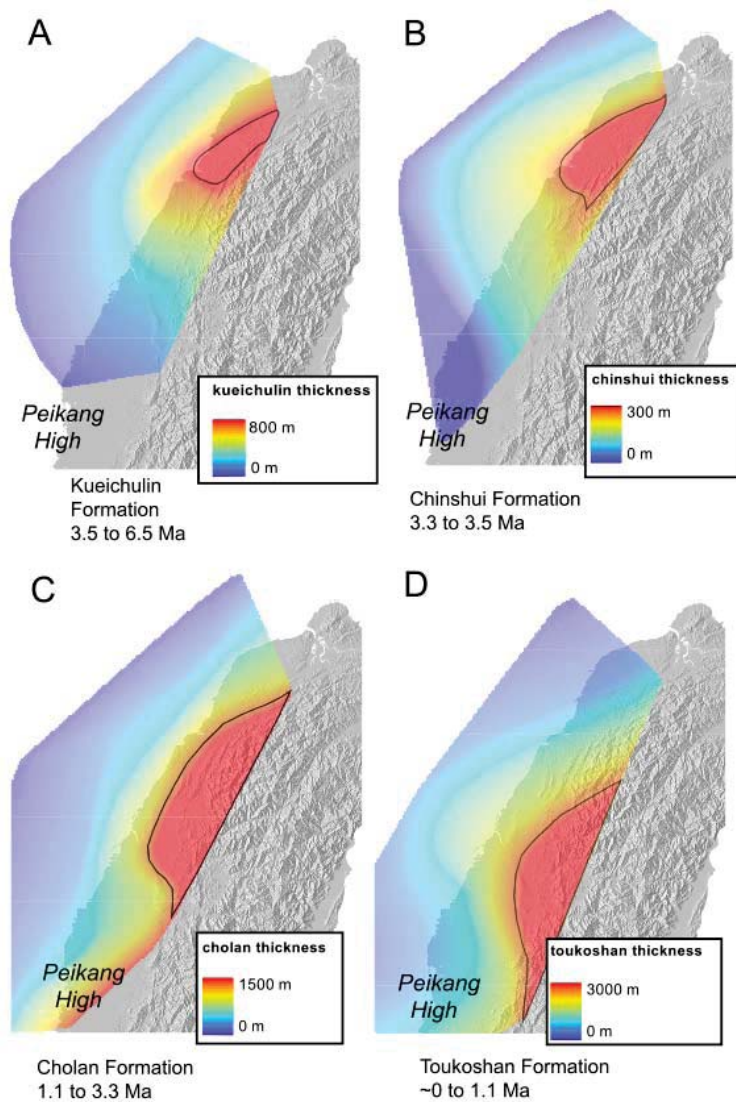


圖 5.1.6 台灣西部前陸盆地各時期沈積地層之厚度分布圖。在(A)桂竹林層沈積時，前陸盆地的沈積中心(紅色部分)出現在桃竹苗一帶；隨著(B)錦水層及(C)卓蘭層的沈積，地層發生的範圍變大，而沈積中心開始向南遷移，一直(D)頭嵛山層發生時，沈積中心已經遷移到了台中以南。引用自 Simoes and Avouac (2006)。

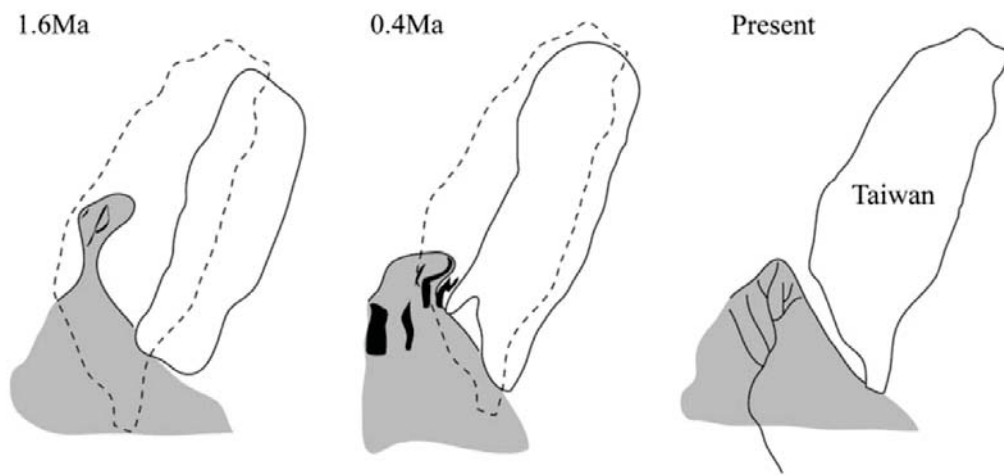


圖 5.1.7 晚上新世以後台灣西南部前陸盆地及海底峽谷位置變化圖。灰色區域為海底峽谷的位置。台灣西部前陸盆地南段晚上新世以來沈積物傳輸方向即為由北向南。引用自 Yu and Hong (2006)。

## 5.2 台灣西部前陸盆地和潮汕凹陷張裂盆地在演化階段上的比較

在台灣西部前陸盆地之西北—東南向的震測剖面中(圖 5.1.2, 圖 5.1.3), 主要堆疊的沈積層序由下而上, 依序為古第三紀同張裂(syn rift)盆地之地層層序, 漸新世—中新世後張裂(post rift)盆地之地層層序, 以及晚中新世—現在的前陸盆地之地層層序。同張裂層序與堆疊其上的後張裂層序說明了南海張裂的張裂地體構造活動的影響, 南海北部大陸邊緣由活躍的張裂邊緣轉變為一不活躍的被動大陸邊緣。而後張裂層序與堆疊其上的前陸盆地層序說明了南海北部大陸邊緣由被動大陸邊緣轉變成為一碰撞邊緣。此同張裂層序—後張裂層序—前陸盆地層序的地層架構, 說明了南海北部大陸邊緣由張裂盆地轉變為被動大陸邊緣盆地, 最後變成為前陸盆地的過程。

在潮汕凹陷地區(圖 4.2.2B), 凹陷內同張裂層序之地層年代為中始新統(T8)到晚漸新統—早中新統(T6), 分別與南海北部大陸邊緣之張裂活動開始與結束的時間上相近。另一方面, 盆地的基底有一向西傾斜的斷層, 可能為張裂盆地之邊界斷層。同時, 本研究中震測相之研究中震測相 I、II、III、IV 之特徵與分布, 與理想張裂盆地模型(圖 4.1.5)之震測相之特徵與分布相近。其中震測相 I、II 可對比至初始張裂期, 震測相 III 可對比至張裂盛期, 而震測相 IV 可對比至後張裂初期。根據以上三點, 潮汕凹陷為一同張裂之盆地。而在潮汕凹陷震測相 I、II、III、IV 之上, 堆積的地層在反射特徵上具有連續性佳, 振幅強度強的特徵, 為一後張裂末期之深海環境沈積之結果。此同張裂層序—後張裂層序的地層架構, 說明了南海北部大陸邊緣由張裂邊緣轉變為被動大陸邊緣的過程。

### 5.3 南海北部大陸邊緣盆地演化之含義

圖 5.3.1 表示了南海北部大陸邊緣各盆地之演化階段。根據台灣西部前陸盆地在台中外海的震測剖面，台灣西部前陸盆地在台中外海為一發育成熟的前陸盆地，而台南盆地為一尚未發育成熟的前陸盆地，因此台灣西部前陸盆地與台南盆地呈現了一被動大陸邊緣在北段和南段受到不同的撓曲荷重而形成的不同演化階段；另一方面，潮汕凹陷張裂盆地與台灣西部前陸盆地在中新世之前亦皆為被動大陸邊緣之張裂盆地，但潮汕凹陷在中新世以後並未受到其他地體構造作用之影響，維持著後張裂盆地的型態，而在其北方的被動大陸邊緣張裂盆地卻受到造山荷重的影響，成為了撓曲沈降的台灣西部前陸盆地，意即潮汕凹陷張裂盆地與台灣西部前陸盆地兩者呈現一被動大陸邊緣在北段和南段分別有無受到撓曲荷重的形成之不同的演化階段。並且這兩組南北向的盆地演化階段有一致的時空變化關係，即北段呈現的是較後期的演化階段，而南段呈現的是較早期的演化階段，說明了南海北部大陸邊緣受到了造山帶由北向南推進的影響，造山荷重由北向南的漸減，致使的岩石圈撓曲影響程度亦漸減，本文認為可將台灣西部前陸盆地、台南盆地及潮汕凹陷視為受到不同程度板塊撓曲沈降作用影響的結果。

因此本文認為：在古第三紀時南海北部大陸邊緣發育了一系列東北—西南走向的張裂盆地，包含潮汕凹陷與台南盆地。自中新世起時南海北部大陸邊緣進入了後張裂時期，潮汕凹陷堆積後張裂層序(中新世—現代)。自上新世起，呂宋島弧與中國大陸邊緣斜向碰撞形成台灣造山帶，造山荷重與板塊撓曲影響了晚中新世後台灣西部前陸盆地與台南盆地的發育。台灣西部前陸盆地接受大量的台灣造山帶沈積物堆積，發育為成熟(mature)的前陸盆地；台南盆地亦受到板塊撓曲的影響，造成撓曲下陷，僅接受少量的台灣造山帶沈積物堆積，發育了未成熟(immatute)的前陸盆地(更新世至今)。潮汕凹陷未受到板塊撓曲的影響，至今仍維持張裂盆地的原貌，具有張裂層序與後張裂層序。造山荷重與板塊撓曲影響了在晚中新世之後南海北部大陸邊緣的演化，也使得南海北部大陸邊緣的南北兩端發生了截然不同的盆地演化。台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷在中新世之後的盆地框架的差異，說明了南海北部大陸邊緣盆地之發育為被動大陸邊緣受到板塊撓曲沈降之影響，並由南而北呈現了未受撓曲的被動大陸邊緣—未成熟前

陸盆地—成熟前陸盆地之漸變的過程。



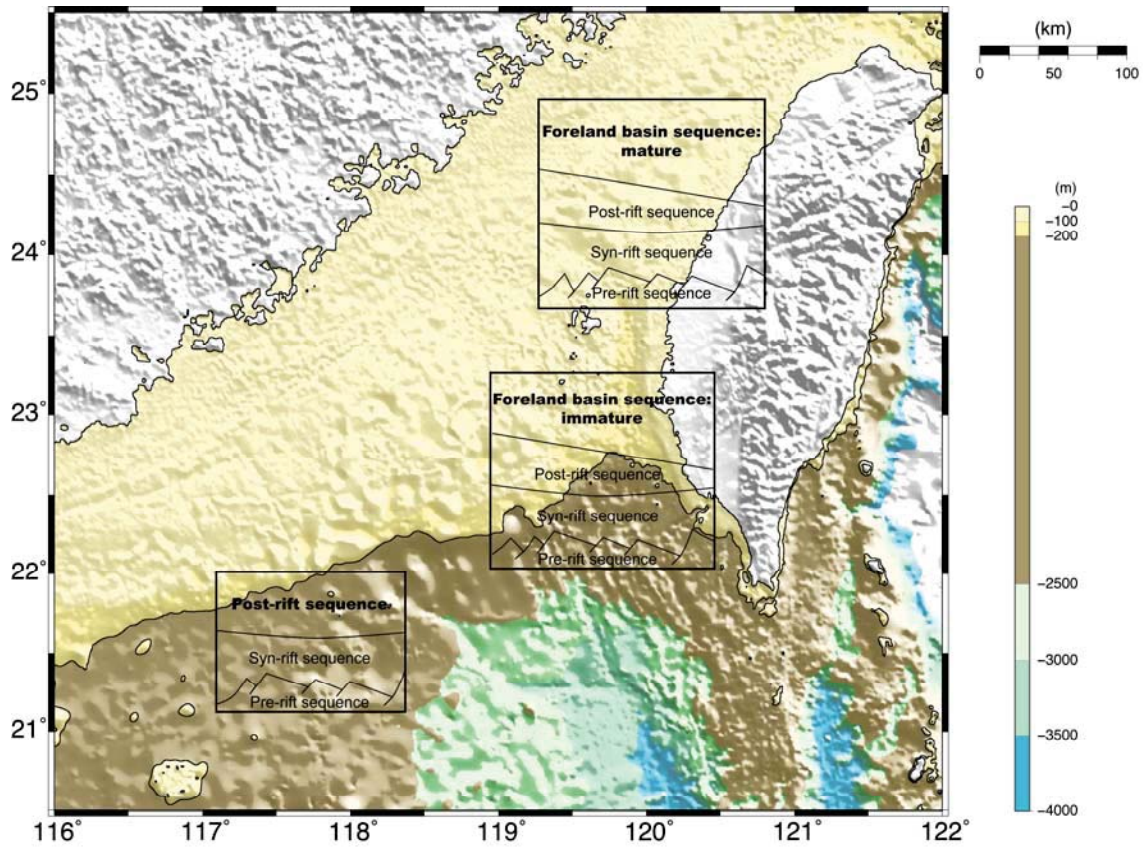


圖 5.3.1 南海北部大陸邊緣盆地之盆地類型與其構造地層層序分布。台灣西部前陸盆地的構造地層層序，由下而上依序為共有前張裂層序、同張裂層序、後張裂層序、以及成熟期的前陸盆地層序；台南盆地的構造地層層序由下而上依序為前張裂層序、同張裂層序、後張裂層序以及未成熟期的前陸盆地層序；潮汕凹陷的構造地層層序由下而上依序為前張裂層序、同張裂層序以及後張裂層序。

## 第六章 結論

本論文利用震測剖面資料，研究台灣西部前陸盆地的前凸起遷移與潮汕凹陷同張裂層序的震測相，討論南海北部大陸邊緣盆地演化的含義。台灣西部前陸地震測剖面的層序特徵指出，台灣西部前陸盆地基底上有連續向西跨踏(overstepping)的不整合面，說明了台灣西部前陸盆地在晚中新世形成後，前凸起持續向西遷移，至少有兩次遷移事件。潮汕凹陷同張裂層序可辨識出震測相 I(平行一次平行)、震測相 II(混沌)、震測相 III(超覆狀)及震測相 IV(丘狀)四種震測相。平行一次平行及混沌震測相可解釋為張裂初期的沈積物堆積，超覆狀震測相可解釋為張裂盛期的沈積物堆積，而丘狀震測相可解釋為後張裂初期的沈積物堆積。震測相 I 代表湖沼相的沈積，平行一次平行的反射說明了沈積時為一低能量的沈積環境；震測相 II 代表的河流相及湖沼相沈積，T8 反射層面可解釋為一不整合面，其不規則狀可能反應相當程度的侵蝕作用，而上覆的混沌反射說明了沈積環境側向的不連續；震測相 III 可解釋為濱海相的沈積環境，超覆狀的反射可能與三角洲沈積體的進覆積(progradation)有關；震測相 IV 為下部陸坡到深海盆底的沈積環境，在震測相中能看到的丘狀反射可能為海底扇的沈積葉體。

比較台灣西部前陸盆地以及台南盆地，兩者皆在上新世之後皆受到造山帶荷重之影響產生了沈降，在台灣西部前陸盆地有著較顯著的盆地沈降量，而在台南盆地的撓曲沈降量較小。兩盆地在上新世之後沈積物皆為由北而南傳輸的趨勢，而在沈積環境上，台灣西部前陸盆地為一陸相—淺海陸棚的沈積環境，而台南盆地為一陸棚—陸坡的沈積環境。構造地層層序分布上，台灣西部前陸盆地為前張裂層序—同張裂層序—後張裂層序—成熟之前陸盆地層序，而台南盆地為前張裂層序—同張裂層序—後張裂層序—未成熟前陸盆地層序，以上證據說明了台灣西部前陸盆地與台南盆地有一演化上的先後關係；而當比較台灣西部前陸盆地與潮汕凹陷時，在構造地層的層序上，台灣西部前陸盆地為前張裂層序—同張裂層序—後張裂層序—前陸盆地層序，而潮汕凹陷為前張裂層序—同張裂層序—後張裂層序，說明了台灣西部前陸盆地與潮汕凹陷之間亦呈現一演化上的先後關係。將兩比較合而論之，便可發現台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷張裂盆地三盆地之構造地層層序，係為前張裂層序—同張裂層序—後張裂層序—未成熟的前陸盆地層序—成熟的前陸盆地層序的構造地層層序發育歷史上的不同階段。

台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷張裂盆地的時空分佈可闡釋南海北部大陸邊緣盆地演化的含義。在古第三紀時南海北部大陸邊緣發育了一系列東北—西南走向的張裂盆地，包含潮汕凹陷與台南盆地。自中新世起時南海北部大陸邊緣進入了後張裂時期，潮汕凹陷堆積後張裂層序(中新世—現代)。自上新世起，呂宋島弧與中國大陸邊緣斜向碰撞形成台灣造山帶，造山荷重與板塊撓曲影響了晚中新世後台灣西部前陸盆地與台南盆地的發育。台灣西部前陸盆地接受大量的台灣造山帶沈積物堆積，發育為成熟(mature)的前陸盆地；台南盆地亦受到板塊撓曲的影響，造成撓曲下陷，僅接受少量的台灣造山帶沈積物堆積，發育了未成熟(immature)的前陸盆地(更新世至今)。潮汕凹陷未受到板塊撓曲的影響，至今仍維持張裂盆地的原貌，具有張裂層序與後張裂層序。台灣西部前陸盆地、台南盆地以及潮汕凹陷在中新世之後的盆地框架，說明了南海北部大陸邊緣盆地之發育為被動大陸邊緣受到板塊撓曲沈降之影響，並由南而北呈現了未受撓曲的被動大陸邊緣—未成熟前陸盆地—成熟前陸盆地之漸變的過程。





## 參考資料

- 潘玉生、陳讚煌、鍾火盛、游銘銳，1992，震測資料之認識與解釋。中國石油股份有限公司海域及海外石油探勘處及中國地球物理學會，280 頁。
- 于開平、丁放，2012，珠江口盆地陸豐凹陷中生界的發現及石油地質意義。天然氣地球科學，第 23 卷第 3 期，第 489-492 頁。
- 段九春、米慧芬，2012，潮汕坳陷中生界地震相與沈積相研究。資源與產業，第 14 卷第 1 期，第 100-105 頁。
- 李長之、丁信修，1994，台南盆地漸新統與白堊系的沉積環境。探採研究彙報，第 17 期，第 115-130 頁。
- 林國安、張資宜、宣大衡，1992，澎湖盆地震測地層解釋和油氣指徵分析。經濟部中央地質調查所特刊第六號，第 235-244 頁。
- 林鶴鳴、郝滄軍，2002，珠江口盆地東部和台灣西部海域中生界地質構造特徵。中國海上油氣(地質)，第 16 卷第 4 期，第 231-237 頁。
- 郝滄軍、林鶴鳴、楊夢雄、薛懷艷、陳雋，2001，潮汕坳陷中生界—油氣勘探的新領域。中國海上油氣(地質) 第 15 卷第 3 期，第 157-163 頁。
- 郝滄軍、汪瑞良、張向濤、薛懷艷、陳照光，2004，珠江口盆地東部海相中生界識別及分布。中國海上油氣(地質)，第 16 卷第 2 期，第 84-88 頁。
- 郝滄軍、施和生、張向濤、江天才、湯守立，2009，潮汕坳陷中生界及其石油地質條件：基於 LF35-1-1 探索井鑽探結果的討論。中國海上油氣(地質)，第 21 卷第 3 期，第 157-163 頁。
- 黃富文，1999，台南盆地沈積環境之研究。探採研究彙報，第 22 期，第 47-76 頁。
- 葉孟宛，黃進達、李通藝，2012，台潮合同區東南地區的重磁力及盆地屬性分析—層序地層研究，台灣中油公司探採研究所內部報告。
- 蕭寶宗、胡錦城、林國安、徐祥宏、傅式齊、張資宜、宣大衡、沈顯全、郭政隆、李長之，1992，澎湖盆地油氣潛能評估，台灣石油地質，第 26 期，第 215-229 頁。
- 朱偉林、米立軍，2010，中國海域含油氣盆地圖集，石油工業出版社，316 頁。
- 鐘廣見、吳世敏、馮常茂，2011，南海北部中生代沈積模式，熱帶海洋學報，第 30 卷第 1 期，43-48 頁。

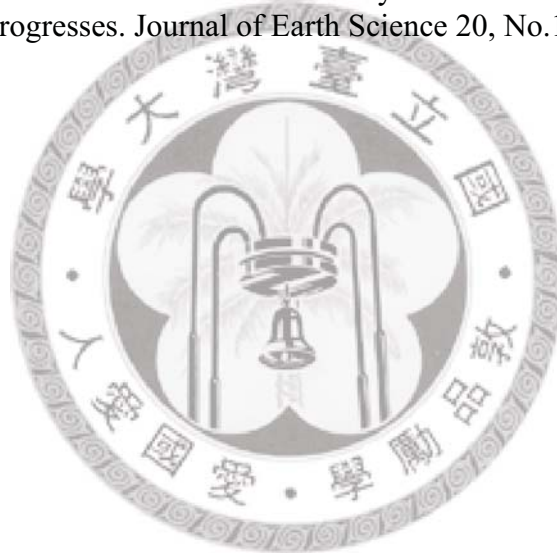
- 張怡婷，2010，南海東北部大陸邊緣的構造型態，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，74 頁。
- 莊松稜，2010，東沙島以南大陸邊緣火成岩體時空分布之探討。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，72 頁。
- 陳政儀，2009，東沙島以南大陸邊緣構造及沉積物分布之探討。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，66 頁。
- 陳怡如，2010，台灣西南部前陸盆地遠端層序發育的構造作用模式。國立成功大學碩士論文，85 頁。
- 陳文山、鄂忠信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯炯德、林清正、黃能偉，2000，上一更新世台灣西部前陸盆地的演化：沈積層序與沈積物組成的研究。經濟部中央地質調查所第十三號，第 137-156 頁。
- 邵磊、李獻華、汪品先、翦知、韋剛健、龐雄、劉穎，2004，南海漸新世以來構造演化的沈積紀錄—ODP1148 站深海沈積物中的證據。地球科學進展，第 19 卷第 4 期，第 539-544 頁。
- 曾振升、汪玉清、徐永耀、鄧屬予，1996，台南盆地之震測地層研究。台灣石油地質，第 30 期，第 281-308 頁。
- 吳國瑄、王汝建、郝滄軍、邵磊，2007，南海北部海相中生界發育的微體化石證據。海洋地質與第四紀地質，第 27 卷第 1 期，第 79-85 頁。
- Allen, P.A., Allen, J.A., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications, 2nd edition. Blackwell Publishing.
- Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin. Basin Research 3, 143–163.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 65, 291–329.
- Almeida, R.P., Janikian L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Marconato, A., 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. Sedimentary Geology 217, 30-51.
- Beaumont, C., Quinlan, G., Hamilton J., 1988. Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the Eastern Interior of North America. Tectonics 7, 389-416.
- Beaumont, C., Johnson, D.D., 1995. Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy. In: Dorobok, S.L., Ross, G.M. (Eds.), Stratigraphic Evolution of Foreland Basins: SEPM special publication 52, 3–24.

- Brown, L.F., Fisher, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretations of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Eds.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, 26, Tulsa, Oklahoma, 213-248.
- Catuneanu, O. 2004. Basement control on flexural profiles and the distribution of foreland facies: The Dwyka Group of the Karoo Basin, South Africa. *Geology* 32, No.6, 517-520.
- Catuneanu, O., Hancox, P.J., Cairncross, B., Rubidge, B.S., 2002. Foredeep submarine fans and forebulge deltas: orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin. *Journal of African Earth Sciences* 35, 489–502.
- Chiang, C.S., Yu, H.S., Chou, Y.W. 2004. Characteristics of wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin. *Basin Research* 16, 65-78.
- Chou, J.D., Chen, H.M., Chang, T.Y., Kuo, C.L., Tsai, S.F., 1991. Preliminary study on hydrocarbon plays around Nanjihtao Basin, Taiwan Strait. *Petroleum Geology of Taiwan* 26, 445-56.
- Chou, Y.W., Yu, H.S., 2002. Structural expressions of flexural extension in the arc-continental collisional forefeep of western Taiwan. *GSA Bullitin Special Paper* 358, 1-12.
- Coakley, B.J., Watts, A.B., 1991. Tectonic controls on the development of unconformities, North Slope Alaska, *Tectonics* 10, 101-130.
- Covey, M., 1986. The evolution of foreland basins to steady-state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins: IAS Special Publication* 8, 77–90.
- Crampton, S.L., Allen, P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine foreland Basin. *AAPG Bulletin* 79, 1495–1514.
- Dam, G., Nøhr-Hansen, H., Pedersen, G.K., Sønderholm, M., 2000. Sedimentary and structural evidence of a new early Campanian rift phase in the Nuussuaq Basin, West Greenland. *Cretaceous Research* 21, 127-154.
- Gong, C., Wang, Y., Zhu, W., Li, W., Xu, Q., Zhang, J. 2011. The central Submarine Canyon in the Qiongdongnan Basin, northwestern South China Sea: Architecture, sequence stratigraphy, and depositional processes. *Marine and Petroleum Geology* 28, No.9, 1690-1702.
- Giles, K.A., Dickinson, W.R., 1995. In: Dorobok, S.L., Ross, G.M. (Eds.), *The interplay of eustasy and lithospheric flexure in forming stratigraphic sequences in foreland settings: an example from the Antler foreland, Nevada and Utah: Stratigraphic Evolution of Foreland Basins* 52, 187–212.

- Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic Modeling of Foreland Basins- Interpreting Thrust Deformation and Lithosphere Rheology. *Geology* 18, 430-434.
- Hu, D., Zhou, D., Wu, X., He, M., Pang, X., Wang, Y., 2009. Crustal Structure and Extension from Slope to Deepsea Basin in the Northern South China Sea. *Journal of Earth Science*, Vol. 20, No. 1, 27-37.
- Lee, T.Y., Tang, C.H., Ting, J.S., Hsu, J.Y. 1993. Sequence Stratigraphy Of The Tainan Basin, Offshore Southwestern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 28, 119-158.
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan Basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 107(B9), 2185, doi:10.1029/2001JB000669.
- Lin, A.T., Watts, A.B., Hesselbo, S.P. 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research* 15, No.4, 453-478.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, in Payton, C.E. (Eds.), *Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, 117-133.
- Olsen, K.H., Morgan P., 1985. Introduction: Progress in understanding continental rifts, in Olsen K.H. (Eds.), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*. 3-26.
- Pang, X., Chen C., Zhu M., He, M., Shen, J., Lian, S., Wu, X., Shao, L., 2009. Baiyun Movement: A Significant tectonic event on Oligocene /Miocene boundary in the Northern South China Sea and its regional implications. *Journal of Earth Science* 20, No.1, 49-56.
- Plint, G.A., Hart, B.S., Donaldson, W.S., 1993. Lithospheric exure as a control on stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin. *Basin Research* 5, 69-77.
- Pope, M.C., Holland, S.M., and Patzkowsky, M., 2009. The Cincinnati Arch - a stationary peripheral bulge during the Late Ordovician. In: Swart, P.K., Eberli, G.P., and McKenzie, J.A. (Eds.), *Perspectives in Carbonate Geology*, IAS Special Publication 41 Honoring Bob Ginsburg, Sussex, UK, 255-276.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. From Willams, G.D., Dobbs, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. GSL Special Publication 71, 35-66.
- Ramsayers, G.R., 1979. Seismic stratigraphy—a fundamental exploration tool. *Offshore techonology conference proceedings* 3, 1859-1867.
- Simoes, M., Avouac, P. 2006. Investigating the kinematics of mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills. *Journal of Geophysical Research* 111, B10401, doi:10.1029/2005JB004209.

- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. and Watts, A.B., 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics* 10, No.3, 599-620.
- Sun, S.C. 1985. The Cenozoic tectonic evolution of offshore Taiwan. *Energy* 10, 421-432.
- Suppe, J. 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 67-89.
- Tankard, A.J., 1986. On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from Appalachian and Rocky Mountain basins. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins: IAS Special Publication* 8, 369–394.
- Teng, L.S., 1992. Geotectonic Evolution of Tertiary continental margin basins of Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 27, 1-19.
- Tensi, J., Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Lithospheric bulge in the West Taiwan Basin. *Basin Research* 18, 277–299.
- Ver Straeten, C.A., Brett, C.E., 2000. Bulge migration and pinnacle reef development, Devonian Appalachian Foreland Basin. *Journal of Geology* 108, 339-352.
- Wang, C., Sun, Y. 1994. Development of Paleogene Depressions and Deposition of Lacustrine Source Rocks in the Pearl River Mouth Basin, Northern Margin of the South China Sea. *AAPG Bulletin* 78, No.11, 1711–1728.
- White, T., Furlong, K., Arthur, M., 2002. Tectonic Forebulge Migration in the Cretaceous Western Interior Seaway of the Central United States, *Basin Research* 13, 1-18.
- Wu, J.C., Yang K.M., Chen Y.R. Chi W.R., 2012. Tectonic implications of stratigraphy architecture in distal part of foreland basin, southwestern Taiwan. In: Damien C. (Eds), *Tectonics. InTech*, DOI: 10.5772/567. 171-198.
- Yu, H.S. 1990. The Pearl River Mouth Basin: A rift basin and its geodynamic relationship with the southeastern Eurasian margin. *Tectonophysics* 183, 177-186.
- Yu, H.S. 1994. Structure, stratigraphy and basin subsidence of Tertiary basins along the Chinese southeastern continental margin. *Tectonophysics* 235, 63-76.
- Yu, H.S., Chou, Y.W., 2001. Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin. *Tectonophysics* 333, 271-291.
- Yu, H.S., 2004. An under-filled foreland basin in the northern South China Sea off Southwest Taiwan: incipient collision and foreland sedimentation. In: Clift, P. (Eds.), *Continent-Ocean Interactions within East Asian Marginal Seas*, AGU Geophysical Monograph Series 149.

- Yu, H.S., Hong, E., 2006. Shifting submarine canyons and development of a foreland basin in SW Taiwan: controls of foreland sedimentation and longitudinal sediment transport. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 922–932.
- Yu, H.S., Huang, Z.I., 2009. Morphotectonics and sedimentation in convergent margin basins: An example from juxtaposed marginal sea basin and foreland basin, Northern South China Sea. *Tectonophysics* 466, 241-254.
- Zhu, W., Li M., Wu P., 1999. Petroleum Systems of the Zhu III Subbasin, Pearl River Mouth Basin, South China Sea. *AAPG Bulletin* 83, No.6, 990-1003.
- Zhou, D., Ru, K., Chen, H., 1995. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. *Tectonophysics* 251, 161-177.
- Zhou, D., Yao, B., 2009. Tectonics and Sedimentary Basins of the South China Sea: Challenges and Progresses. *Journal of Earth Science* 20, No.1, 1-12.



附錄 張日新個人簡歷  
d97241005@ntu.edu.tw

教育背景：

- 2002-2005 國立台灣大學地質系
- 2006-2007 國立台灣大學海洋研究所海洋地質及地球物理組碩士
- 2009-2013 國立台灣大學海洋研究所海洋地質及地球物理組博士

研究興趣：

沈積學(沈積體系)、地層學(震測地層學、層序地層學)、地體構造(台灣、南海)、油氣探勘。

研究方法：

震測資料處理(ProMAX)、震測剖面解釋(SMT Kingdom)、GMT、Fledermaus、Adobe Illustrator

近兩年著作：

Chang, J.H., Yu, H.S., Hsu, H.H., Liu, C.S., 2012. Forebulge Migration in the late Cenozoic Western Taiwan Foreland Basin. *Tectonophysics* 578, 117-125.

俞何興、張日新、熊衍昕，2012，彰雲海域地質環境特性研究。工研院綠能所台灣海峽風力發電場址調查計畫。

俞何興、張日新、熊衍昕，2012，東南礦區的震測相研究。中油公司探採研究所台潮合同區東南地區的重磁力及盆地屬性分析子計畫。

Hsu, H.H., Liu, C.S., Yu, H.S., Chang, J.H., Chen, S.C., 2013. Sediment dispersal and accumulation in tectonic accommodation across the Gaoping Slope, offshore Southwestern Taiwan (article in press).

Chang, J.H., Yu, H.S., Lee, T.Y., Hsu, H.H., Liu, C.S., Tsai, Y.T., Characteristics of the flexure response to the Manila Trench and their implications in Taiwan-Luzon convergence belt, South China Sea (submitting).