

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Graduate Institute of Oceanography

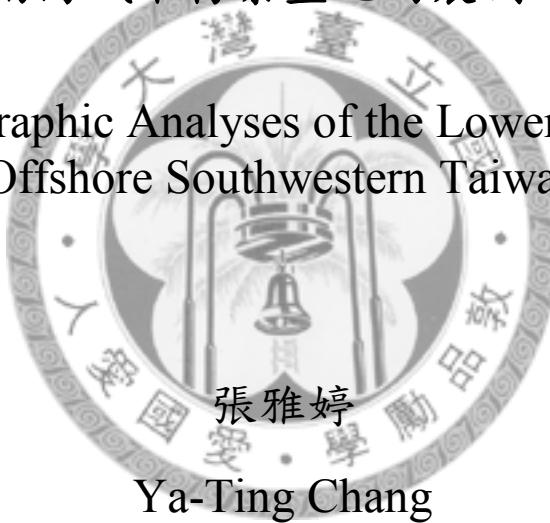
College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣西南海域下枋寮盆地的震測地層分析

Seismic Stratigraphic Analyses of the Lower Fangliao Basin
Offshore Southwestern Taiwan



指導教授：劉家瑄 博士

Advisor: Char-Shine Liu, Ph.D.

中華民國 101 年 1 月

January, 2012

國立臺灣大學碩士學位論文

口試委員會審定書

台灣西南海域下枋寮盆地的震測地層分析

Seismic Stratigraphic Analyses of the Lower Fangliao Basin

Offshore Southwestern Taiwan

本論文係張雅婷君 (R98241312) 在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國 101 年 1 月 19 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：

劉嘉愷

(簽名)

游屬於

蘇志立

系主任、所長

戴昌國

謝誌

能進到海研所就讀，首先要感謝的是臺中市立神圳國中願意給我這兩年半留職停薪的機會，以及各位同仁在我離開的階段所給予課務上的諸多協助與鼓勵，感謝你們大家。

兩年半的時間內，感謝最棒的指導教授劉家瑄老師，於學業期間給予學生豐富的資源以及寬廣自由的研究想法，還有老師永遠正面積極的行事風格與凡事皆能迎刃而解的處事能力皆是對我未來在面對工作以及學生的最佳模範。

感謝口試委員鄧屬予老師與蘇志杰老師，您們對於口試時提出的建議、疑問與意見都讓我了解到自己缺乏與未來需要改進的地方，非常感謝您們。

實驗室的學長學姐們，鶴翰、柯柯、浩庭、美瑜、聰哥、士緯，感謝你們不厭其煩回答我大大小小的問題以及提供給我很棒的建議。感謝親愛的佳芳，妳真的是我這兩年半最棒的夥伴，還有你們，紀辛、昌駿、錢錢、文蕙、皓方、小玉、照雄、益緯，你們是最棒的同學。

還要特別感謝我最愛的建勳，永遠陪在我身邊支持我。噜噜咪、三毛、魔人等等這些有趣的大學同學陪我一起度過研究所的最低潮，以及各個求學階段的好朋友們的加油打氣、陪吃飯、陪逛街、陪聊天的義氣，我愛你們！

最後，家人給我最無後顧之憂的支援，以及那種不敢問我什麼時候要畢業又想關心的心情我通通都知道。親愛的各位，我未來可以常常回家了。愛你們！



摘要

台灣西南海域位處於弧陸碰撞前緣與被動性大陸邊緣的交接處，地形上為狹窄的高屏陸棚與向西南傾斜的高屏陸坡。下部陸坡區的主要構造為受隱沒碰撞作用所形成的逆衝斷層與褶皺，而上部高屏陸坡區地形地貌之分布則深受呈北北西南南東走向的泥貫入體以及呈東北-西南走向的海底峽谷構造控制。高屏陸坡上廣泛分佈著斜坡間盆地，為陸源沉積物輸送到深海過程中保存沉積物之重要空間。

下枋寮盆地位處於台灣西南海域高屏陸坡區域的枋寮峽谷下游處，是一由八座泥貫入體包圍所組成的斜坡內盆地。為了瞭解下枋寮盆地受陸源沉積物輸送過程之影響，本研究中使用了多筆二維反射震測資料以及一筆三維震測資料對一個位處於枋寮峽谷下游並匯集進下枋寮盆地的層序與構造進行詳細的描繪，以探討下枋寮盆地的構造發展過程與沉積特徵。我們在此盆地中的沉積層中分出六個地層單元並辨識出八個貫入體構造。透過這些層序與貫入體構造間之關係，我們建立了一個下枋寮盆地形成的演化過程模式。盆地南緣的逆斷層發育形成第一期褶皺(Stage B)，推測貫入體 D6 也是順著此逆斷層形成而在盆地南緣形成。接著斷層活動暫停，覆蓋沉積物 Unit B 於上(Stage C)，形成第一期進覆不整合面，第二期斷層發育時(Stage D)，同時沉積 Unit C 形成第二期進覆不整合面，貫入體 D3 發育造成的陡坡而引發第一次的海底崩塌活動(Stage E)，其後，Unit D 沉積，水道從東側入侵，並填充水道沉積物 Unit E 形成主要的沉積過程(Stage F)，而後盆地發育期間，盆地西緣的泥貫入體 D2 形成並增加坡度，再度造成海底崩塌(Stage G)。D4 的出現中止了盆地西側的水道沉積物；而沉積中心也在此時因 D4 的發育逐漸向西移動。最後，近代沉積的 Unit F 覆蓋在所有層序之上(Stage H)，形成目前所看到的下枋寮盆地沉積堆疊與構造分佈情況。

Abstract

Taiwan is located at the junction between the Ryukyu and Luzon Arcs in the northwest Pacific, and the region offshore southwestern Taiwan is an incipient collision zone where the accretionary wedge has obliquely impinged on the passive continental margin of the South China Sea. Imbricated fold-and-thrust structures are observed in the lower Kaoping slope domain and mud diapirs, extending in a NNE-SSW direction, emerge through thick orogenic sediments in the upper Kaoping slope domain. Mud diapirs and canyons run across the upper slope domain in NE-SW direction, represent the source of sediments and spatial variation of the intraslope basins distributing in the upper Kaoping slope domain.

In this study, we use a 3D seismic and many 2D seismic profiles to reveal the development and sedimentation of the Lower Fangliao Basin, locating in the southern portion of the Fangliao Canyon where it merges into a nearly filled submarine canyon and then join the Kaoping Canyon.

We interpreted six depositional units, eight mud diapir structures and one plunge fold in the Lower Fangliao Basin. The unit boundaries have relatively continuous reflections throughout the basin. We propose a 8-stage conceptual model to explain our observation for the evolution of the Lower Fangliao Basin. In this model, Unit A folded during thrust folding (Stage B), and Unit B deposited here during Stage C. The thrust fault was active again and Unit C deposited at the same time (Stage D). The first time occurrence of mass transport deposits (MTDs) were caused by D3 uplifting (Stage E). As the H4 occurrence of erosional surface from eastern Lower Fangliao Basin, channelized sedimentation became dominant and formed Unit E here during Stage F. The D2 and D4 developed simultaneously (Stage G), ceased the channelized

sedimentation and induced MTDs to form from D2's direction. This migrating uplift resulted in shifted depocenters from western to eastern side, and then shifted back to eastern side after D4 developed. Unit E deposited above all units in the end (Stage H).



目錄

摘要	1
Abstract	2
目錄	4
圖目	6
表目	8
第一章 緒論	9
1.1 斜坡內盆地簡介	9
1.2 下枋寮盆地	14
1.3 研究動機與目的	15
第二章 研究區域地質背景	17
2.1 台灣西南海域地體構造	17
2.2 台灣西南海域地形特徵	22
2.3 台灣西南海域的沉積環境	24
第三章 資料處理與研究方法	26
3.1 研究資料來源	26
3.2 震測資料處理	30
3.2.1 二維震測資料處理	30
3.2.2 三維震測資料處理	33
3.2.3 Kirchhoff 疊前深度移位處理	39
3.3 震測資料辨識	41
3.4 資料的展示與使用方法	43

第四章 研究結果與討論	45
4.1 下枋寮盆地的整體形貌	45
4.1.1 下枋寮盆地海床形貌	45
4.1.2 下枋寮盆地內部形貌	47
4.2 盆地周圍構造高區的分佈成因與影響	64
4.2.1 構造分佈的成因	64
4.2.2 沉積中心的遷移	68
4.3 盆地內部沉積物疊置模式	70
4.4 MTD 的分佈與發育	75
4.5 下枋寮盆地的發育過程	82
第五章 結論	84
參考文獻	86
中文部分	86
英文部分	87



圖目

表 1-1：地層分類整理。	11
圖 1- 1：墨西哥灣貫入體分佈與斜坡內盆地示意圖	12
圖 1- 2：鹽動力模式示意圖	13
圖 1- 3：台灣西南海域地形與下枋寮盆地位置圖	14
圖 1- 4：高屏陸坡盆地沉積物堆積模式示意圖	16
圖 2- 1：台灣西南海域的構造分布圖	19
圖 2- 2：台灣西南海域上部陸坡與下部陸坡構造分佈圖	20
表 3-2：本研究使用之三維測線參數表	29
圖 3- 3：海研一號 3 維震測探勘作業方式示意圖	36
圖 3- 4：三維震測資料之資料處理流程示意圖。	37
圖 3- 5：三維震測幾何示意圖	38
圖 3- 6：重合前深度移位處理與分析法流程圖	40
圖 3- 6：KINGDOM 系統的互動式立體空間展示圖	44
圖 4- 1：斜坡內盆地水深圖與海床上特殊地貌	46
圖 4- 2：盆地周圍構造高區分佈圖	52
圖 4- 3：MCS793-6 震測剖面	53
圖 4- 4：MCS793-5 震測剖面	54
圖 4- 5：進覆不整合面示意圖	55
圖 4- 6：MCS883A-1 震測剖面	56
圖 4- 7：MCS883A-6 震測剖面	57
圖 4- 8：MCS579-1 震測剖面	58
圖 4- 9：MGL0908-1A 震測剖面	59
圖 4-10：MCS937-XC 震測剖面	60

圖 4-11 : MCS937-inline98 震測剖面	61
圖 4-12 : MCS937-inline61 震測剖面	62
圖 4-13 : MCS937-inlineS1 震測剖面	63
圖 4-14 : 三維震測資料 MCS937 沿測線剖面的南北變化	65
圖 4-15 : 從盆地東北對盆地方向側視圖	66
圖 4-16 : 分析三維資料所得傾沒背斜深度分佈圖	66
圖 4-17 : 泥貫入體演化示意圖	67
圖 4-18 : 泥貫入體發育造成沉積中心的移動。	69
圖 4-19 : H4 及 H4'(侵蝕面)的位置分佈圖	72
圖 4-20 : H4 (侵蝕面)橫剖面與解釋圖	73
圖 4-21 : 時間切面上的強震幅示意圖	74
圖 4-22 : MTD 內部特徵示意圖	79
圖 4-23 : 兩期 MTD 位置分佈圖	80
圖 4-24 : MTD 厚度剖面圖	81
圖 4-25 : 下枋寮盆地發育過程示意圖。	83

表目

表 1-1：地層分類整理	11
表 3-1：本研究使用之二維測線參數表	28
表 3-2：本研究使用之三維測線參數表	29
表 4-1：重力驅動的沉積作用分類	77
表 4-2：全球 MTD 的發生與分佈位置	78



第一章 緒論

1.1 斜坡內盆地簡介

斜坡內盆地(intraslope basin 或 intra-slope basin)這個名詞概念最早來自對墨西哥灣 Gyre 盆地的地形與沉積模式的研究中(Bouma et al., 1978)。用來代表大陸斜坡上一種因為受構造活動（例如鹽貫入體、泥貫入體、生長斷層等）影響造成其周邊地勢的抬升而形成的相對低區 (Bouma et al., 1998)。Martin & Bouma (1981) 整理出墨西哥灣的斜坡內盆地形成的三大種類：第一種是因貫入體(圖 1-1)的抬升造成海底峽谷受阻隔，阻隔的作用使得低水位期所往下坡處的沉積物傳輸因此受阻而沉積逐漸形成盆地；第二種是因周圍的貫入體成長並接合因此形成貫入體間的地形低區，而這類型的盆地底部仍是維持原本的水深；第三種是因盆地底部鹽體或頁岩流入周圍貫入體處而形成盆地的沉降，這類型盆地底部較原本的水深還深。

在研究墨西哥灣上廣佈的斜坡內盆地時，Prather et al.(1998)利用四種地層特性的差異來做為辨別不同沉積環境的方法。分別是聚合性底覆震測相(convergent baselapping) 、聚合性漸薄(convergent thinning)、簾狀相(draping) 、混亂相(chaotic)(表 1-1)。這些單元間則是用不整合面、侵蝕面等做為邊界。除此之外，Prather et al.(1998)更加入阻抗的高低以擴充分類的數量；高反射係數的地層被認為是傾向砂質沉積、低反射係數的則被認為是傾向泥或黏土的濁流/沖積扇相，混亂相則可能包含由泥質為主的崩落、滑移、以及碎屑流沉積形成的 MTD (Mass Transport Deposits)。

Pratson and Ryan (1994)透過美國路易斯安納州外海斜坡內的研究認為盆地下陷與沉積物填充兩者是控制盆地的形貌與地層主因；Madof et al.(2009)透過鹽動力(圖 1-2)的角度討論 ‘鹽體的運動’ 是造成的盆地陷落而讓盆地逐步形成沉積

物納積空間的原因，以及墨西哥灣盆地的沉降造成盆地周圍的鹽貫入體相對增高引起 MTD 的發育；而 Twichell et al.(2000)認為在盆地發育過程中，水道帶進的濁流砂體(turbidite sand)也是盆地填充過程中重要的一環。

斜坡內盆地由於發育在大陸斜坡上，大陸斜坡上各式各樣的構造形貌以及沉積環境也因此會對盆地填充與形成有極大的影響。例如印度東岸上部斜坡處的 KG 盆地裡，Ramprasad et al.(2011)透過斜坡陡峭的地勢、貫入體的分佈、斷層的活動、以及流體的釋放討論沉積物的崩落與滑移。

斜坡內盆地同時受構造活動以及沉積作用交互影響下而發育及演化。構造活動在台灣西南海域上部斜坡處是主要受控於泥貫入體的抬升活動，而這也是形成高屏陸坡的斜坡內盆地的最主要因素。而盆地內的沉積作用除了接收遠端的沉積物以外，構造活動造成盆地邊緣變陡造成的塊體移動(mass wasting)等也都是常見的盆地填充機制。



類別	震測特徵描述
聚合狀底覆(Covergent baselapping)	地層面終止於其底下的反射面；通常出現在小盆地的側翼與盆地填充過程相關；通常指示這個面有非沉積作用或是缺層的發生。
聚合狀漸薄(Covergent thinning)	地層間成整合，往層序邊緣減薄但不發生底覆；反射特徵呈半連續至連續；反射強度高處可能為砂質沉積；發生在盆地淺部。
簾狀(draping)、平行(parallel)	連續的反射層披覆於古地形之上，有時往盆地側翼減薄；一般的薄層代表細顆粒沉積；而阻抗高的反射用來指示該處可能含沙體。
紊亂狀(chaotic)	成波浪、扭歪、不連續等多變的反射特徵；一般呈底覆；有時可能是滑移崩落的塊體；可能會切蝕到下方較老地層；外觀呈現錐狀或楔狀。

表 1-1：地層分類整理。修改自 Hutchinson et al.(2008)及 Prather et al.(1998)。

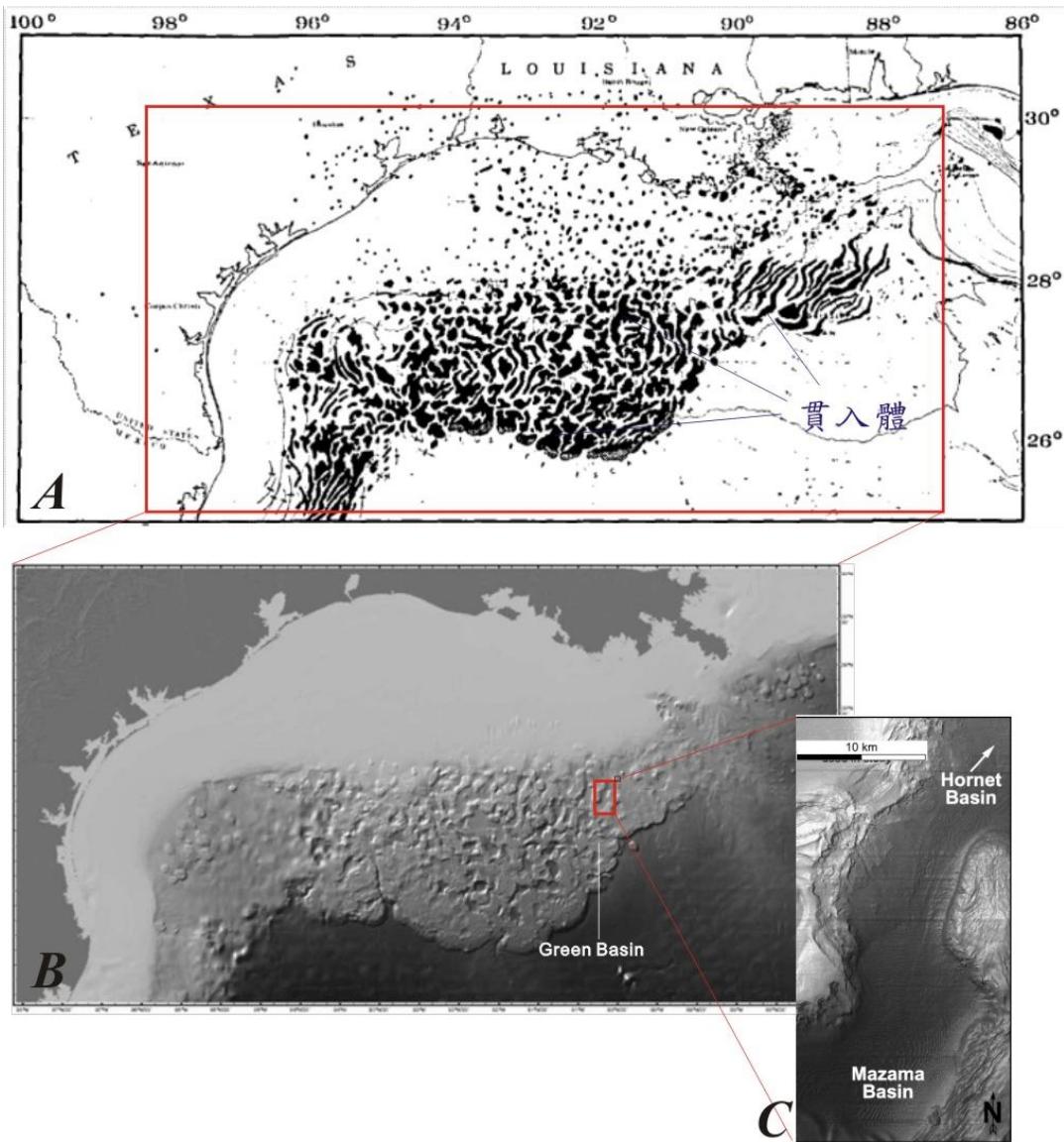


圖 1-1：墨西哥灣貫入體分佈與斜坡內盆地示意圖。A 貫入體為圖中黑點與黑色不規則長條，斜坡內盆地分佈於諸貫入體之間；B 貫入體間的地形低區即為斜坡內盆地分佈；C 盆地長寬約在 10~30 公里，圖中標示出的為 Mazama Basin 的水深圖呈現海床地貌。修改自 Martin & Bouma, 1981；Madof et al., 2009。

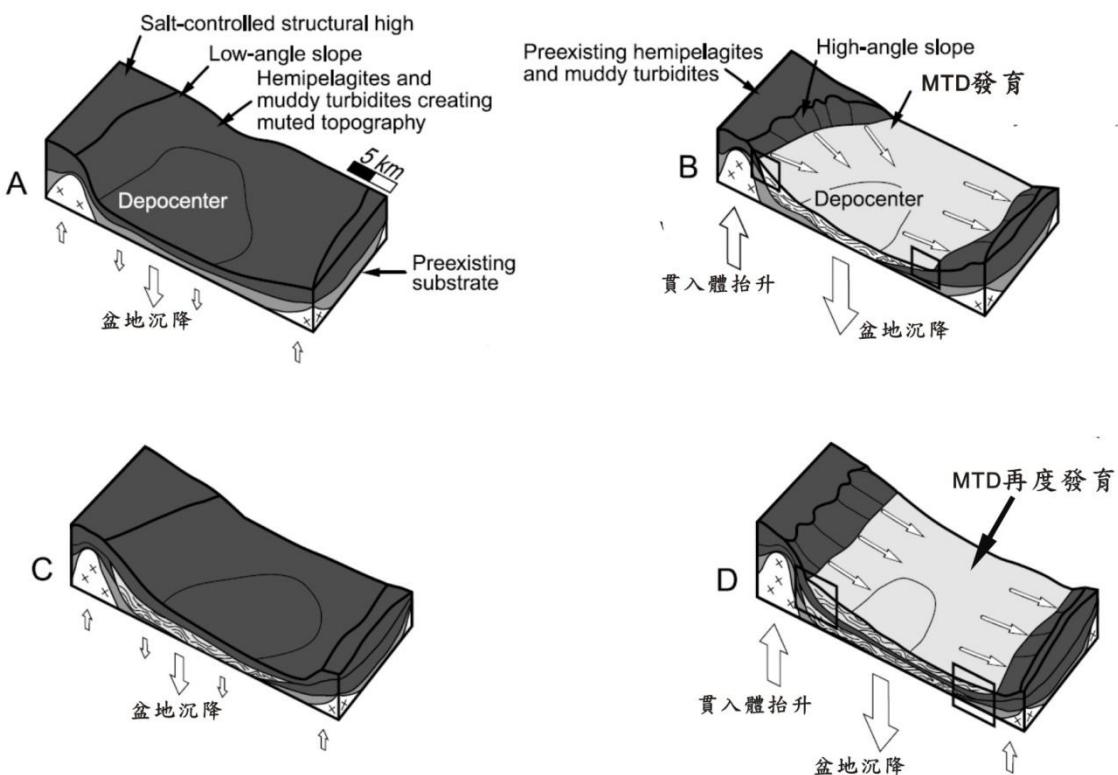


圖 1-2：鹽動力模式示意圖。盆地的下陷作用造成周圍的鹽體形成高區，高區的上覆泥質沉積物因坡度變陡造成 MTD 發育集中在盆地中心，盆地中心增加的負重會再一次引發盆地的下陷，而下陷又再一次啟動 MTD 的發育。如此過程週而復始，形成盆地內部多期的 MTD。修改自 Madof et al. (2009)。

1.2 下枋寮盆地

本研究區域下枋寮盆地位於台灣西南海域高屏陸坡上，是位處於枋寮峽谷下游處與高屏峽谷交匯處的斜坡內盆地，分佈區域大約在 $120^{\circ}15'$ 到 $120^{\circ}25'$ E， $21^{\circ}50'$ 到 $22^{\circ}05'$ N 的範圍(圖 1-3)。此位置相當於上部高屏陸坡最西緣處，接壤下部高屏陸坡。此盆地被認為是枋寮峽谷一支 (Lin et al., 2008)。本研究以其處於枋寮峽谷之下游位置而命名為下枋寮盆地。盆地的資訊於第四章各節中做詳細說明，包括盆地的走向、水深、內部層序與周圍構造、盆地發育等。

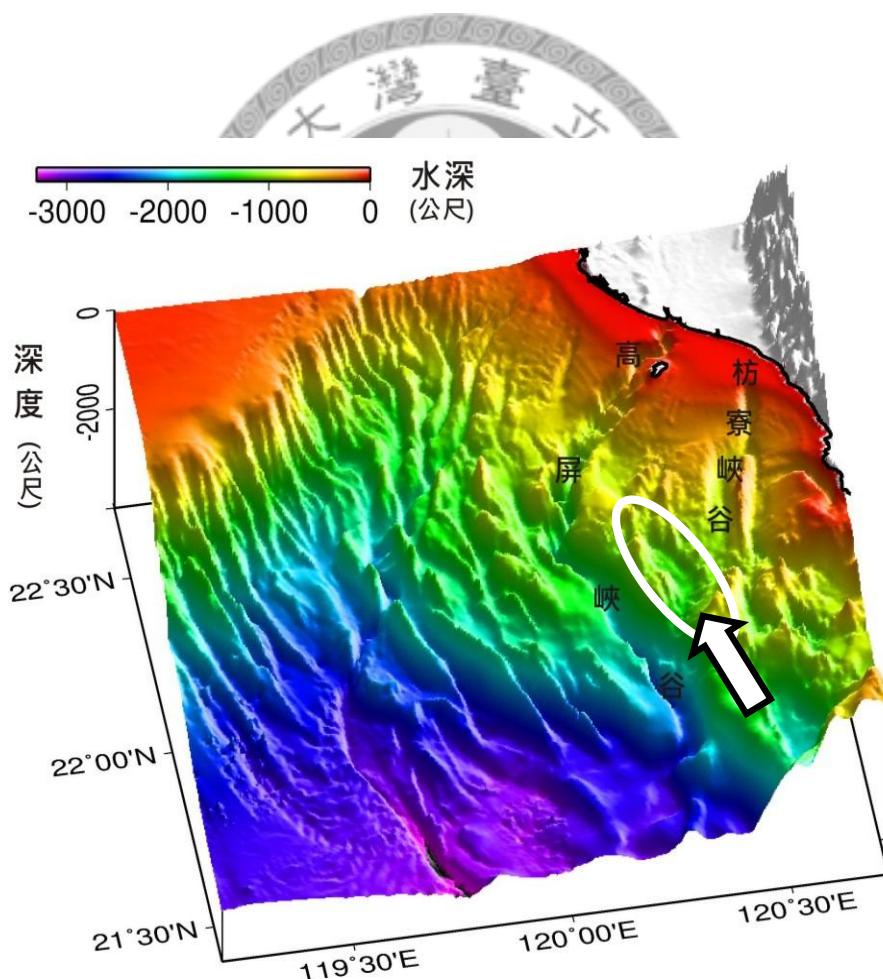


圖 1-3：台灣西南海域地形與下枋寮盆地位置圖。其中白色箭頭所指之西北—東南向地形低區為下枋寮盆地位置。圖上另標示兩海底峽谷位置，分別為高屏與枋寮峽谷。

1.3 研究動機與目的

由於位處於隱沒體系與碰撞體系的過渡帶，台灣西南海域常是針對大地構造與沉積盆地間演化的關係(Chiang et al., 2004)或是對於在此種地體架構下構造活動的分佈(Reed et al. 1992; Liu et al., 1997)進行討論，較少針對局部性的構造作用做討論。在對斜坡內盆地的研究方面，則常是利用區域性的地體架構針對同時描述多個斜坡內盆地成因及型態(Bouma et al., 1978；Bouma et al., 1998；Martin & Bouma, 1981；Prather, 1998；Pratson and Ryan, 1994；Yu and Huang, 2006)。相對而言，對於單一局部性斜坡內盆地研究，常因需要仰賴高解析度的三維震測資料或是鑽井資料而提高研究資料收集難度(Beaubouef and Friedmann, 2000；Hutchinson et al., 2008；Richardson et al., 2011)。

Yu and Huang (2006) 利用Prather et al. (1998)的震測相分析方法，對高屏陸坡區域的斜坡內盆地提出一組盆地填充模型(圖1-4)。盆地內沉積物的震測相特徵呈現一個向上變化的組合，斜坡內盆地由一組向上變化(聚合性底覆相-紊亂相-披覆相)的震測相組合形成。相對於墨西哥灣以鹽動力的角度討論所造成的盆地陷落，是讓盆地逐步形成沉積物納積空間的原因。而台灣西南海域的斜坡內盆地與其最大的差別在於所處的大陸邊緣性質不同，墨西哥灣處於被動性大陸邊緣，而台灣西南海域則是在擠壓應力的大地構造下形成泥貫入體發育。

在不同地體架構與沉積環境下，每一個斜坡內盆地都有其複雜而獨特的外在形貌與內部地層疊置模式，而台灣西南海域中的斜坡內盆地在此地質環境下是如何的表現？而此處泥貫入體的抬升作用如何形成斜坡內盆地？而在高屏陸坡處的斜坡內盆地內存在哪些沉積層序？如果盆地周圍高區是由貫入體形成，而這些貫入體是否會對斜坡盆地造成沉積上的影響？

因此，本論文的研究目的在於了解下枋寮盆地是如何形成，除此以外，下枋寮在發育生成的過程中又受到哪些沉積充填的影響。

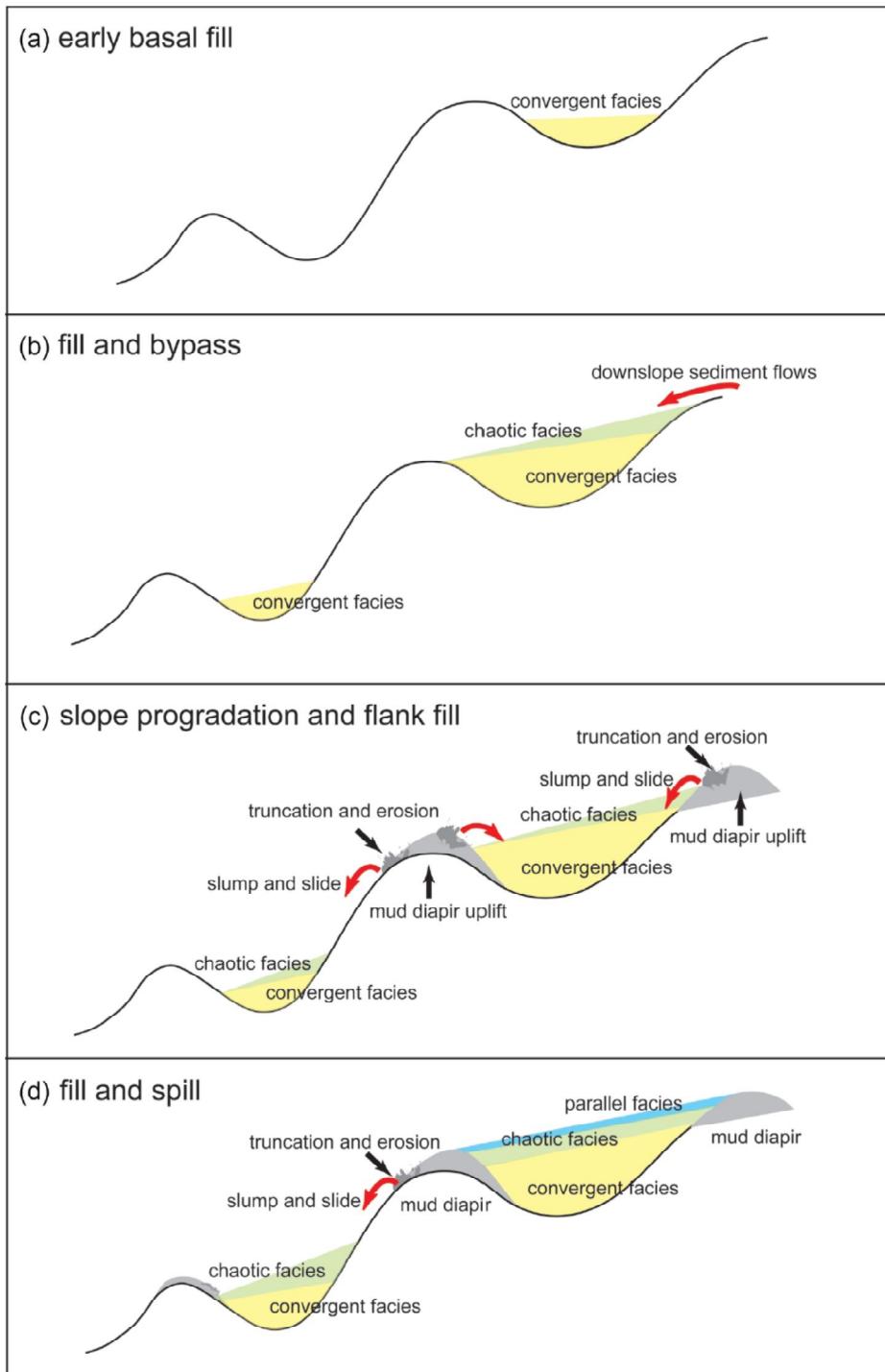


圖 1-4：高屏陸坡盆地沉積物堆積模式示意圖。 (a)早期盆地充填；(b)盆地充填與越過；(c)盆地容積增加與邊緣充填；(d)盆地充填與溢流。摘自 Yu and Huang (2006)。

第二章 研究區域地質背景

2.1 台灣西南海域地體構造

台灣是由菲律賓海板塊及歐亞板塊在聚合作用下產生弧陸碰撞所形成的島嶼 (Teng, 1990; Huang et al., 1997; Huang et al., 2006)。而台灣西南部海域處於板塊隱沒過渡到初期弧陸碰撞的位置 (Reed et al., 1991; Liu et al., 1997; Huang et al., 2006)，地形上主要以海溝 (馬尼拉海溝)、增積岩體 (恆春海脊)、島弧 (呂宋島弧) 為主，屬於呂宋弧溝系統 (Liu et al., 1998)。

Reed et al. (1992) 將台灣南部海域增積岩體分為三個構造區：上部斜坡區、下部斜坡區、背衝斷層區。上部斜坡區因受碰撞擠壓或隱沒板塊的沉積物在下部地殼增生而抬升；下部斜坡區雖為受到明顯抬升，但有大量的褶皺與向西逆衝的斷層，造成此區域在地形上形成一系列的山脊。其構造走向在西南海域南端，呈現北北西—南南東走向，向北則因受到南中國海大陸邊緣的阻擋而轉為北北東—南南西走向 (圖 2-1)。此外，因為呈東北—西南走向的南中國海大陸邊緣的阻擋，影響了南北向增積岩體的發育；而背衝斷層於弧前盆地 (北呂宋海槽) 西側發育，並於 $21^{\circ}15'$ 以北處出露海床。

台灣西南海域的上部陸坡區分布著廣泛的泥貫入體 (圖 2-2)。Sun and Liu (1993) 首先根據高屏陸棚與高屏陸坡一帶的震測剖面，辨識出近岸的地層中有許多泥貫入體的分布。上新世時，本區屬造山帶的前陸盆地 (Covey, 1984)，堆積了厚層深海泥質沈積物。後來的蓬萊造山運動擠壓厚層泥質沈積物，則觸發了泥貫入體形成 (Sun and Liu, 1993)；更新世時期再受到古水道對沈積層不均等的荷重，使許多泥貫入體構造沿著分水嶺而形成長條型的排列並持續成長。張成華 (1993) 認為屬於年輕期前陸盆地的台灣西南沿海及海域中，巨厚的上新世深海相沉積物為泥貫入體的泥源層，更新世時淺海相的沉積物構成蓋層，兩者形成封閉效應促

成高壓泥岩層的存在。而北港高區造成的板塊聚合速率不平衡，使其南側有東北向的橫移及正斷層活動，斷層切穿岩層後，泥質體沿裂隙上升形成泥貫入體。黃偉倫(1995)引用 Pan (1968)利用重力及反射震測資料結果所繪出的上新世岩層頂部等深線圖與海域資料做連結比對，發現海陸間構造的關連性，而此關連性也可顯示泥貫入體的發育受到大地應力的控制。近年來，莊惠如 (2006) 利用震測剖面中地層反映大地應力造成的斷層構造，說明泥貫入體發育的模式；而柯佳君(2010)則是透過地層層序接觸關係中的不整合面辨別出泥貫入體的階段性發育，其中上部陸坡區觀察到兩期不整合面，而下部陸坡區加入活動斷層對泥貫入體發育的影響，可觀察到三期不整合面(圖 2-3)。



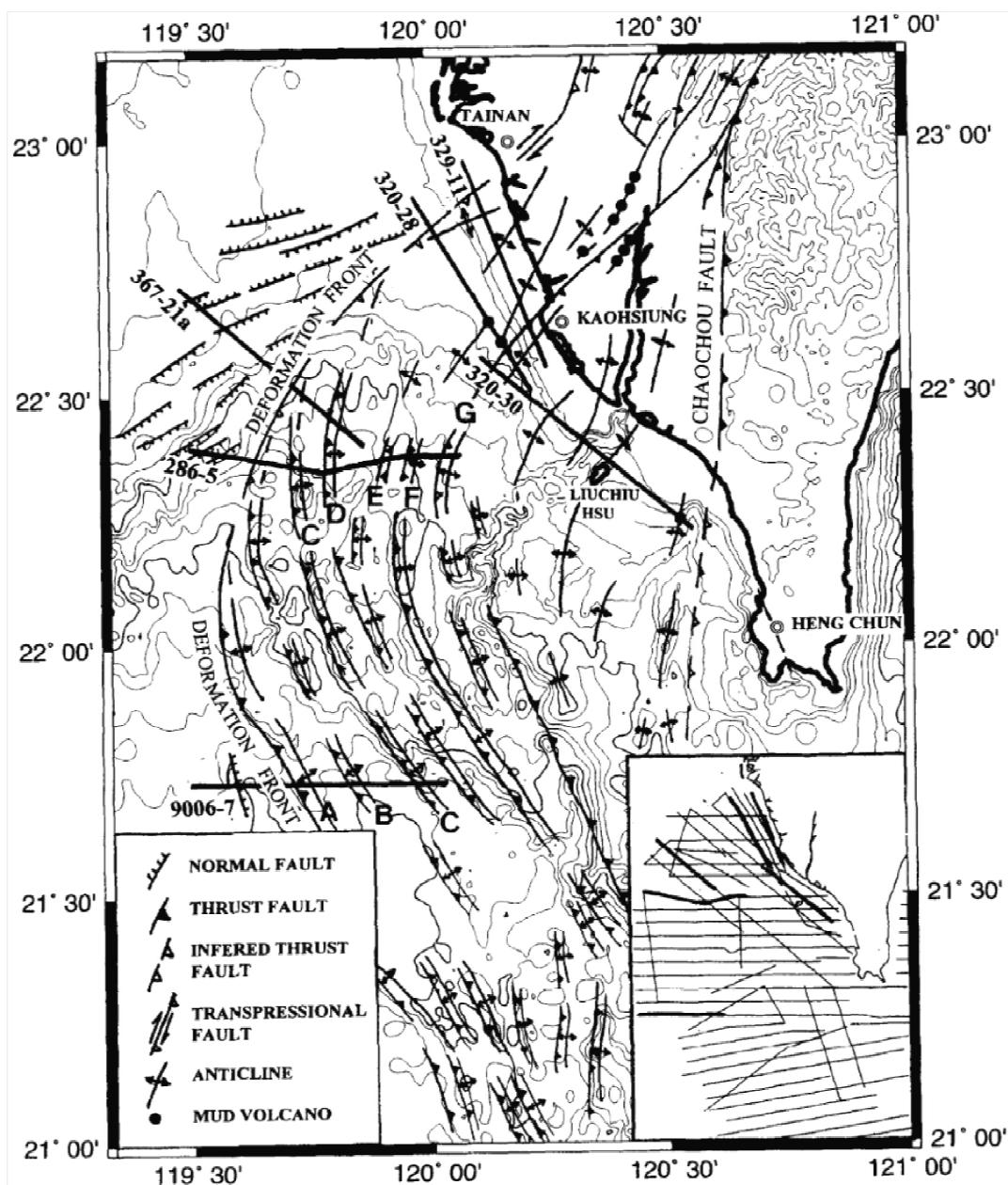


圖2-1：台灣西南海域的構造分布圖。各種構造型態如左下圖例，右下圖為使用震測測線的位置分佈。摘自Liu et al. (1997)。

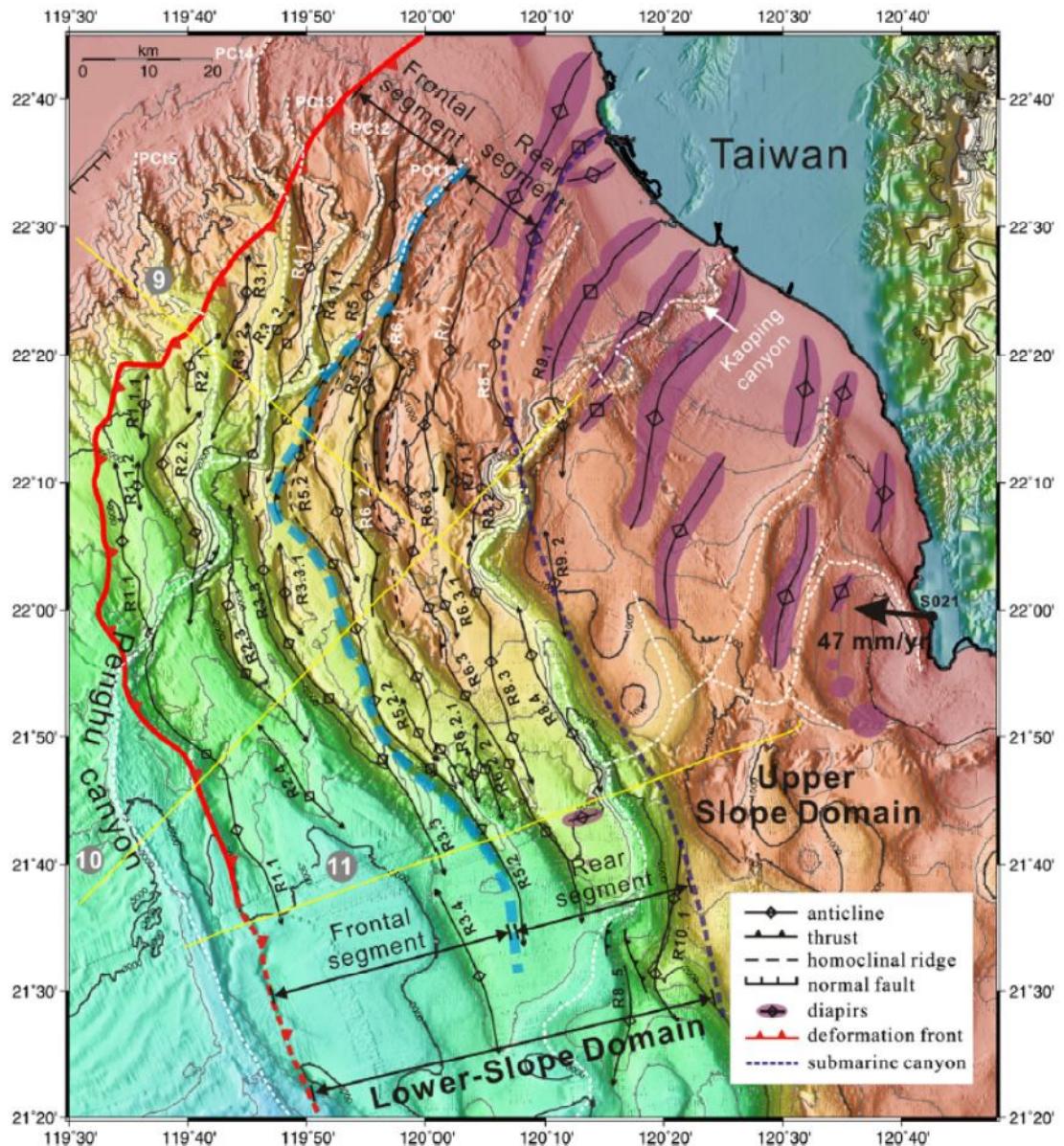


圖2-2：台灣西南海域上部陸坡與下部陸坡構造分佈圖。圖中紫色區塊處為泥貫入體分佈。摘自Lin et al. (2008)。

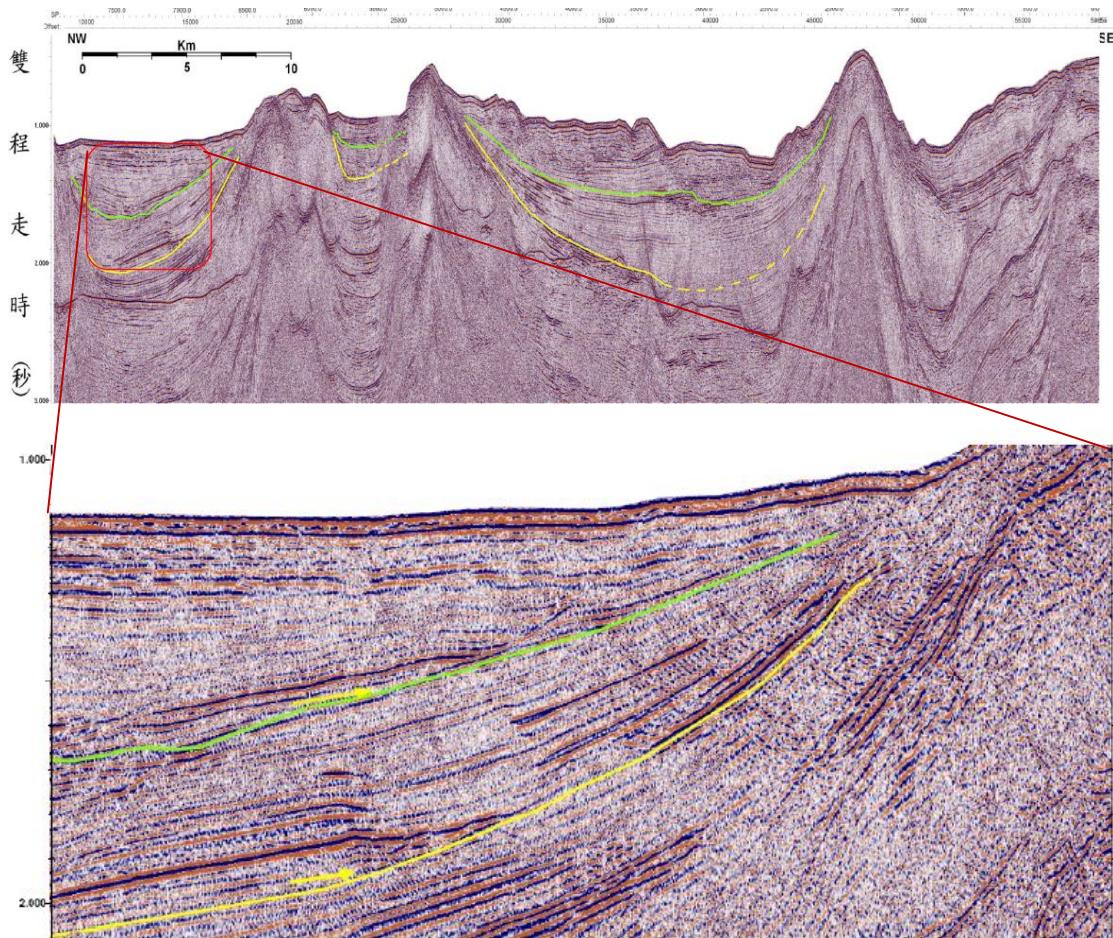


圖 2-3：震測地層層序所顯示之泥貫入體的階段性活動。下圖為上圖紅色方框處的放大示意圖。透過上方岩層在下方地層形成上覆的現象，因而可以將此形成不整合面的個數當做泥貫入體階段性活動的次數，從下圖中可觀察到有兩次進覆面，可以對應到該處泥貫入體的兩期發育。摘自 柯佳君 (2010)。

2.2 台灣西南海域地形特徵

台灣西南外海以狹窄的高屏陸棚以及地勢起伏多變的高屏陸坡為主(Yu and Wen, 1992 ; Yu and Chiang, 1997)，並分佈有多條東北-西南走向的海底峽谷(圖 2-5)。陸坡上的海底山脊是由許多逆衝斷層將地表抬升所產生的構造性背斜，從海底地形看來海脊方向與構造方向一致，大多是由北北東-南南西走向往南轉為北北西-南南東走向，向南傾沒並遭沉積物覆蓋 (Liu et al., 1997)。Yu & Wen (1992) 將高屏陸坡沿 1,000 公尺等深線分成上部與下部陸坡。高屏上部陸坡區的海底峽谷中，由西北到東南的沿岸方向分別為澎湖海底峽谷、壽山海底峽谷 (Yu & Huang, 1998；黃譯增，1998)、高雄海底峽谷(Yu & Wen, 1992； Yu et al., 1992)、高屏海底峽谷(Yu et al., 1991； Liu et al., 1993)、枋寮海底峽谷 (李忠台，1992)、紅柴海底峽谷。而本論文研究區域的下枋寮盆地位於高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷交匯處，因此以下就只對此兩峽谷稍做描述。

高屏海底峽谷源自高屏溪，由高屏溪出海口往西南延伸。高屏海底峽谷下切高屏陸棚，進入高屏陸坡之後沿著上部陸坡與下部陸坡交界處向南流，轉往西南逐漸變成曲流形貌，於北緯 21 度、東經 120 度附近匯入馬尼拉海溝，全程長達 240 公里 (Liu et al., 1993)。

枋寮峽谷靠近恆春半島，因源頭位於枋寮鄉的西南方而名(Yu & Wen, 1992)。由高屏陸棚向上部陸坡區發育 (Yu & Lu, 1995)，地形上分為兩部分：上部峽谷走向垂直陸棚，主要是以下坡侵蝕、崩移為主要地質營力；下部峽谷（深於 600 公尺）被泥貫入體所形成的山脊分為兩條支流。枋寮峽谷具有向上游侵蝕和向下游沉積而逐漸封閉的特性(盧俊臣，1994)。

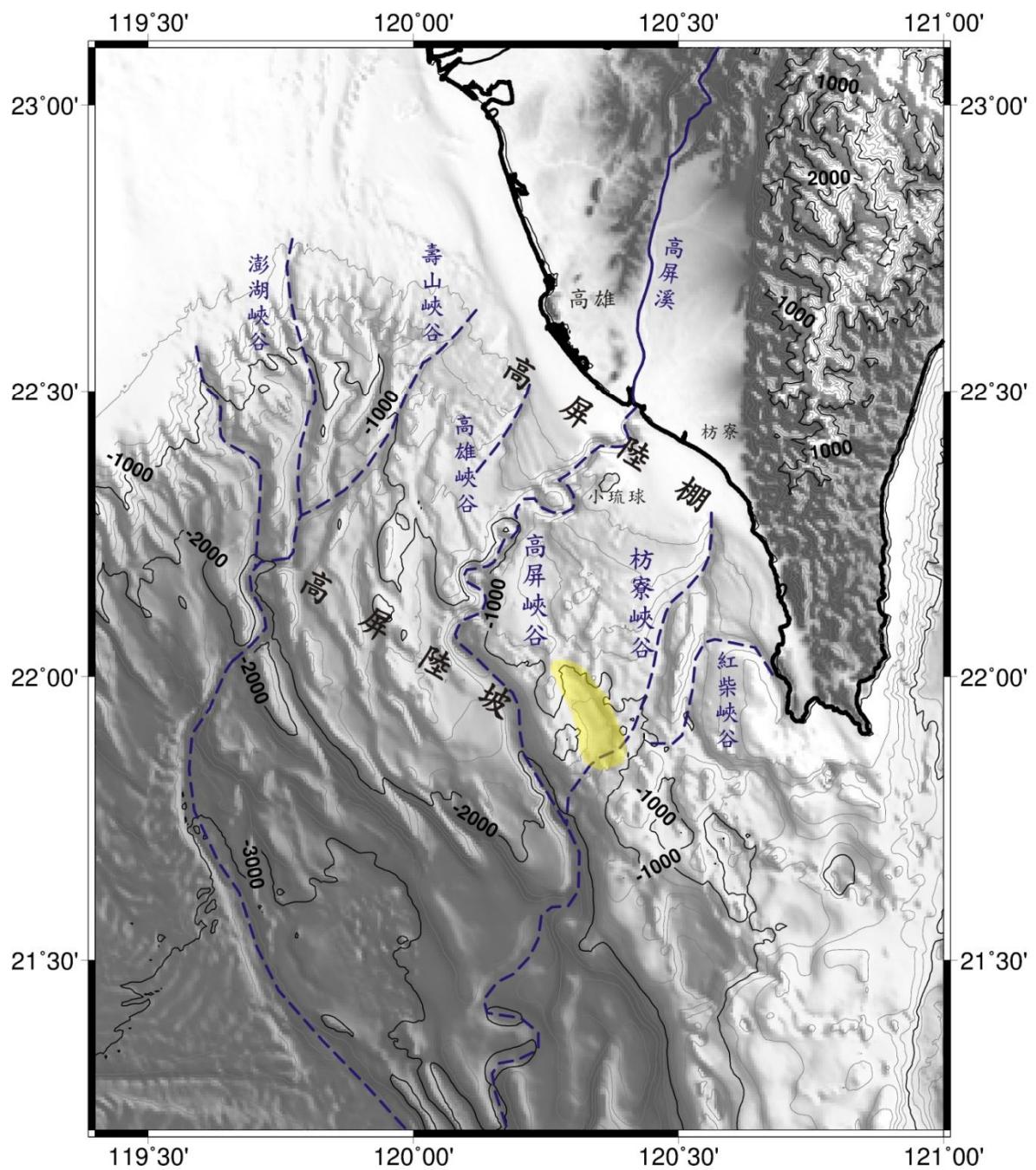


圖 2-5：高屏棚坡與峽谷位置示意圖。棚坡上有多條呈東北-西南走向的海底峽谷分佈，以藍色虛線表示。黃色區塊代表下枋寮盆地分佈區域。

2.3 台灣西南海域的沉積環境

陳儀清(1997)分析了台灣西南海域所採集的岩心，透過粒徑分析得知壽山、高屏峽谷為棚坡沈積物主要傳輸管道，而高屏陸坡上沈積物的搬運應以濁流為主。目前棚坡處的海床主要被大量的粉沙與泥質覆蓋（吳孟麟, 2004）。邱瑞焜(2009)透過海床迴聲特徵辨別出高屏上部陸坡區海床下有連續、平行的 chirp 聲納回聲訊號，這也代表著高屏上部陸坡處屬於穩定沉積作用區，淺層沉積環境屬濁流或半遠洋沉積物。Huh et al. (2009)利用 $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}/^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的斜率討論沉積物通量屬穩定沉降，認為沉積物透過高屏峽谷與其周圍水道傳輸至馬尼拉海溝。

台灣西南海域沉積物來源經岩心資料分析，海底峽谷是主要將陸源沉積物由河口向西南海域處傳輸的管道(Yen and Lundberg, 2006; Huh et al., 2009)。

而位處於高屏斜坡上的枋寮海底峽谷頭部附近並無大型河流提供沉積物注入峽谷，此種有限沉積物的沉積量對峽谷的發展造成影響，因為沉積物來源僅能依靠峽谷頭部附近沉積物不穩定崩移。盧俊臣(1994)透過沉積物粒徑分析發現枋寮峽谷表層沉積物以黏土質粉砂為主，表層沉積物成劣淘選，推測沉積物來自上游的崩塌物質。另外盧俊臣(1994)又透過岩心剖面、X 光剖面和顆粒分析指出枋寮峽谷表層濁流沉積構造屬粉砂質的低濃度濁流。枋寮峽谷末端嘴部區域沒有水道限制沉積物的傳輸且該處坡度減緩許多，沉積物失去動力容易於此堆積成海底扇，再加上枋寮峽谷上游沉積物的提供量有限，使枋寮峽谷發展至上部斜坡即產生堆積，因此枋寮峽谷的沉積物匯集於上部陸坡的小型海底扇。

在活動性大陸邊緣的沉積物傳輸途徑中，除了透過海底峽谷做為通道外，規模小且距離短的盆地間傳輸也是一個重要過程，有別於一般被動性大陸邊緣因坡度差異造成沉積物一路往下坡移動的過程。因此，斜坡內盆地間若相通性很好，沉積物透過填滿及溢出 (fill and spill) 過程有從近岸到遠岸的逐步填充(Yu & Huang, 2006；邱瑞焜，2009)。

陸源沉積物在高屏陸棚陸坡的大量且迅速的累積，沉積物厚度可達一公里以上(McDonnell et al., 2000)。除了透過上述的過程沉積外，還能透過重力作用而造成塊體的崩移、滑塌，台灣地區常見的颱風或地震對塊體運動(mass wasting)的觸發也是常見的啟動因素。例如 2006 年的屏東大地震造成鋪設在高屏峽谷及枋寮峽谷內部共 14 處海底電纜斷裂，Hsu 等人(2008)即指出這是受濁流(turbidity current)及海底崩移(submarine landslide)的影響。因此不定期且大量的塊體運動也是造成此處常見的沉積作用之一。



第三章 資料處理與研究方法

3.1 研究資料來源

本研究所使用的海底地形資料係由過去台大海洋研究所震測探勘實驗室所整編的水深資料，利用 GMT 繪圖軟體 (Wessel and Smith, 1998) 繪製而成台灣西南海域二維地形與三維地形圖。另外使用中央大學許樹坤老師提供的 100 公尺網格的精細水深資料繪製地形並當做海床局部特徵的依據。

本研究中使用多頻道反射震測資料類型有二，分別是多條二維反射震測資料以及一組三維的反射震測資料。二維震測資料中，MCS579、MCS793、MCS883、MCS914 皆是透過海研一號研究船從 2000 年以來收集到的多頻道反射震測資料；MGL0908 則是由美國研究船藍賽斯號(R/V, Marcus G. Langseth)於 2009 年台美國國際合作 TAIGER 計劃中所收集而來的長支距反射震測資料。三維的研究資料為台大海研所震測探勘研究室為執行中央地質調查所所委託的台灣西南海域天然氣水合物調查計劃，利用海研一號研究船於 2010 年的 937 航次中所收集之多頻道反射震測資料。該組三維資料測線總長度約為 1300 公里，測線間距為 50 公尺，沿測線方向 (In-line Direction) 測線共 104 條，三維方塊長寬分別為 12.5 公里與 5.2 公里。

圖 3-1 即是研究用的測線搭配海底地型繪製而成。表 3-1、表 3-2 為各震測航次資料參數，供以下資料處理時參考使用。

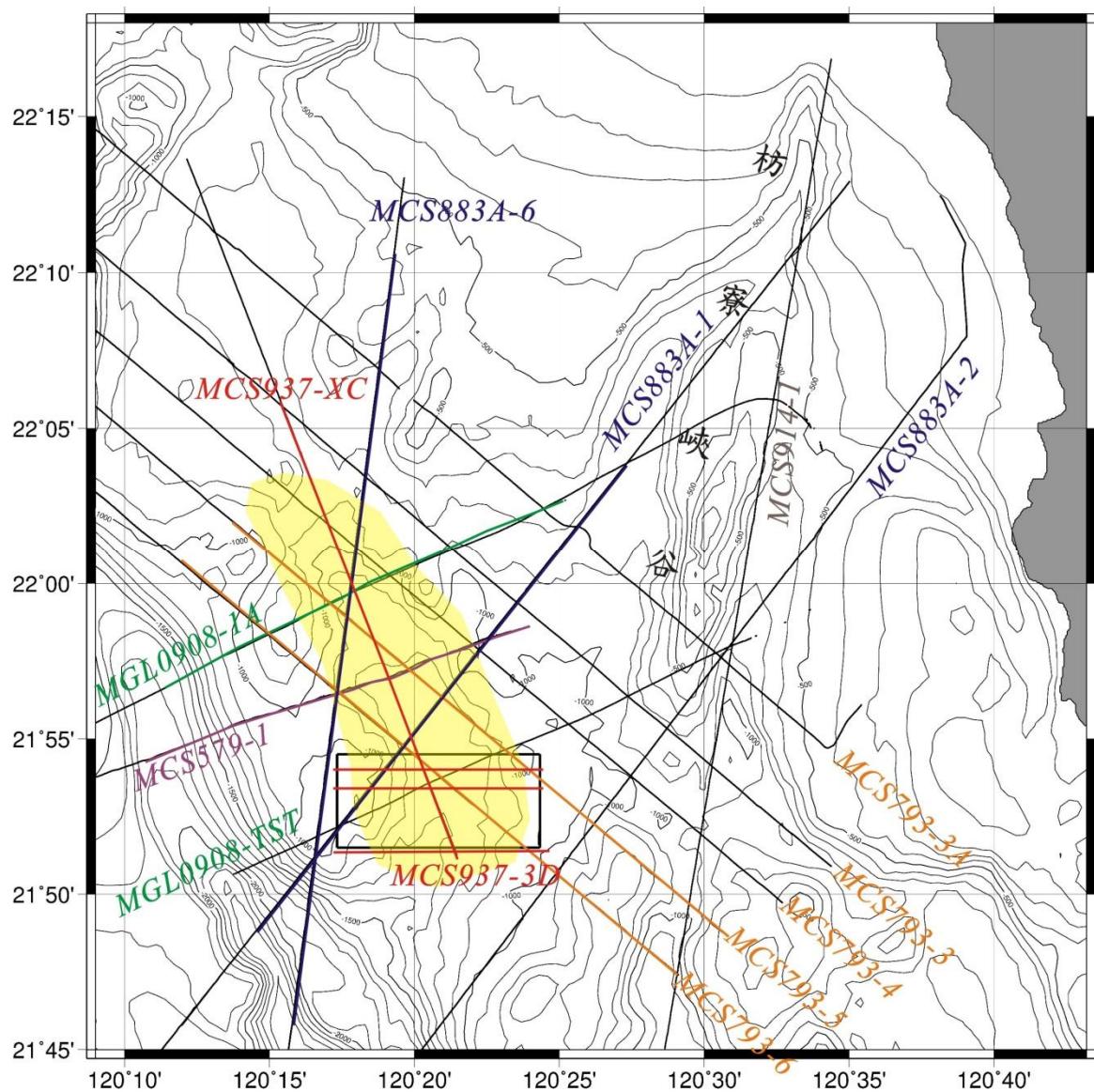


圖 3-1: 本研究所使用之震測測線分佈圖。等深線（細灰線）間距為一百公尺。黃色區塊處為下枋寮盆地位置示意。黑色方框處是三維震測 MCS937 資料分佈位置，其他震測資料利用不同顏色代表不同航次。紅、綠、橙、紫等彩色線段處代表下一章節中用來做二維震測剖面解釋展示的部分。

航次名稱	時間	聲源陣列 (in ³)	聲源深度 (m)	接收器 頻道數	頻道間距 (m)	接收浮標 深度 (m)	炸測時間 間距 (sec)
MCS579	2000	Airgun 5000+120+80	5	24	12.5	5	10
MCS793	2006	Airgun 275+150+120	3	24	12.5	3	10
MCS883a	2007	Airgun 500+275	6	60	12.5	6	20
MCS937	2010	Airgun 200+275/ 275+200+150	5	84	12.5	6	10
MGL0908	2009	Airgun 6600	9	284	12.5	9	10

表 3-1：本研究使用之二維測線參數表。剖面位置見圖 3-1。

航次名稱	頻道數	頻道間距	炸點間距	取樣率	沿測線數量	跨測線數量
MCS937	84	12.5 公尺	25/37.5 公尺	1 毫秒	104	1000



表 3-2：本研究使用之三維測線參數表。剖面位置見圖 3-1。

3.2 震測資料處理

震測剖面的原理主要是利用聲波在海床下各岩層間傳遞時，因岩層彼此之間的岩性等差異，造成聲波阻抗（Acoustic Impedance）產生變化，使得能量反射回來，經由接收器接收後，再經由資料處理軟體進行資料處理並做展示。

3.2.1 二維震測資料處理

在本研究區域中，透過剖面分佈的關係性挑選了多條通過此斜坡內盆地的震測剖面進行資料處理以提升資料品質。不同筆的震測資料都會因為每次航次的震測參數設定，而有不同的處理過程。主要利用 ProMAX 及 SIOSEIS 兩套處理震測資料軟體來進行處理，處理的主要過程說明如下（圖 3-2）：

資料讀取及展示

檢視原始的震測資料的初始方式主要有兩種：

- (1) 同炸點展示（shot gather display）：用來檢查一個炸點內各頻道所記錄到的資料狀況，以檢查是否有損壞或品質不良的訊號產生。
- (2) 近支距展示（near trace gather display）：用來檢視原始的震測剖面的品質與大致的地質狀況。

幾何定位（Geometry）

透過輸入二維海上幾何定位的時間、經緯度、炸測間距、接收間距、空氣槍與受波器的深度等，將這些參數資訊重新排列求出測線上每一筆資料在空間上的實際位置，以得到同中點集合（common depth point, CDP）的幾何排列，以做為後續資料處理上的重要空間依據。

濾波（Filter）

利用頻譜分析（spectral analysis）來為真實訊號以及雜訊之頻率範圍分佈進行分析，找出該震測資料中主要訊號分佈的情況，並決定濾波處理時所需要保留

頻率的範圍以消去不需要的雜訊。通常透過頻譜分析的結果，設定的帶通濾波 (bandpass filter) 參數。帶通濾波是指設計一個頻率範圍，切掉低頻與高頻雜訊，使高、低頻間的頻率訊號通過並保留，通常我們使用「低頻界線—2倍低頻界線—高頻界線—2倍高頻界線」的設定方式，這種設定方式使訊號在頻率域的分佈呈現梯型以避免濾波邊界造成模糊的現象 (Gibbs' phenomenon)。另外，高頻界線考慮到取樣率 (sample rate) 必須大於有效取樣頻率 (effective sampling frequency, 為兩倍 Nyquist frequency) 的要求，因此在高頻界線的設定需要設定在取樣頻率的一半，以防因取樣不足造成的映頻效應 (aliasing)。

真實振幅還原 (True Amplitude Recovery)

震波在傳遞過程中，震波能量會隨著距離增加而衰減，而振幅在非彈性介質影響下也會隨之衰減，這主要是因為球面擴散效應 (spherical divergence) 以及非彈性衰減 (inelastic attenuation)，因此我們必須識振幅的衰減情況，以真實振幅還原修正還原其振幅應有的大小以表示真實地下訊號，而不是因震波傳遞衰減造成的振幅變化。

解迴旋 (Deconvolution)

我們接收到的震波是震源訊號與地下構造採迴旋模式 (convolution model) 結合下的產物。

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t)$$

$x(t)$ ：收到的震測資料

$w(t)$ ：聲源訊號

$e(t)$ ：地下構造

$n(t)$ ：隨機雜訊

當聲源的訊號影響越小，我們可以得到越真實的地下構造。因此透過解迴旋將聲源的訊號影響去除。

雜訊分成週期性與非週期性，非週期性的雜訊通常呈隨機出現，不在我們迴旋的變因內；週期性的雜訊例如氣泡效應 (bubble effect)、複反射 (multiple) 等，會使得地下構造間的訊號變得更為複雜，因此我們透過解迴旋的方式消去這些存在於聲源訊號中的週期性的雜訊。

當我們對資料做自對比 (autocorrelation)，便可以挑出這些具有週期性的訊號的週期長度 (decon operator length)，做預測解迴旋的處理而得到接近實際地下構造的剖面。

垂直隔距時差修正 (Normal Moveout, 簡稱 NMO)

震源與受波器之間的支距不同，造成每個受波器接收到同一地層的到時有差異，透過垂直隔距時差修正，我們可以將各受波器接收到同一反射面信號都修正為垂直入射的來回走時。為了修正上述的時間差，我們必須知道震波在各地層中的傳遞速度，因此本研究透過速度頻譜法 (velocity spectrum)，從每條剖面的地


重合 (stack)

每一個同中點在經過垂直隔距時差修正後，會有多條描線存在，透過重合，我們可以將這些描線疊加成一條描線，用以增強真實訊號並減弱無規則的雜訊，提高垂直方向的解析度。

移位 (migration)

移位主要是用來修正傾斜層面、破裂層面造成的斜向入射或繞射的現象。經過移位處理後的剖面可以增加水平方向的解析度，更能反映地下構造在空間上的真實狀態。本研究主要是使用 F-K 移位 (Memory Stolt F-K migration) 進行，因為做移位處理時需要給予層面速度值，本研究中有些測線因重合數太低無法做速度分析者，例如 MCS579，則採用水層的速度 (1500m/s) 進行移位。

3.2.2 三維震測資料處理

本研究中所使用的 MCS937 三維震測資料是由台大海洋研究所震測探勘研究室的研究團隊所收集處理而成。三維震測資料是透過收集小範圍內的二維密集測線(圖 3-3)透過資料處理的方式整編而成。在三維資料處理的部分，除了先以二維的方式對沿測線方向(in-line direction)的資料做處理以外，另外還有三個別於二維資料的處理流程，分別是集合重定義 (Ensemble redefine)、描線檔頭改寫 (Trace header math)，以及三維幾何定位 (Geometry)。再透過移位的步驟完成整筆資料的處理(圖 3-4)，各做簡述如下。

集合重定義 (Ensemble redefine)

三維震測資料是透過二維震測資料重新整編而成，透過資料集合的重新定義步驟，得到接下來方便進行三維處理的資料排列方式。

描線檔頭改寫 (Trace header math)

三維震測資料是透過二維震測資料重新整編而成，而二維資料檔頭裡原本記錄的訊息不適用於三維資料，因此我們必須將整編好的定位資料寫進震測資料檔頭裡。將所有二維測線全部經過描線檔頭改寫後，依照順序合併成一個 SEG-Y 檔案。

三維幾何定位 (Geometry)

三維震測資料在經過三維的幾何定位之後，已被轉化為分佈在三維網格胞內的零支距描線資料，無法再像二維資料做重合時的速度分析以及 NMO 修正，因此在三維重合部分使用水速做簡單的重合動作，將落在同一網格胞描線做疊加以提高訊噪比。比較兩者在幾何定位方面差別，三維震測資料與二維震測資料處理的基本原則仍相當類似。在二維處理中，所有的描線會重新排序成同中點集合 (common-midpoint gather/CMP gather)最後對同中點的資料做重合，但在三維資料

處理中，描線則是被重新排序成同網格胞集合(common-cell gather/bins)並進行同網格胞內描線的重合。(圖 3-5)

雙徑移位 (Two Path Migration)

在震測資料處理的過程中，移位 (migration) 處理主要是在對非水平的地層以及具破裂面的地層等造成震波傳遞時因斜向入射或繞射的現象。二維震測資料屬實際空間的一切平面，移位能將切平面的震測訊號調整到最理想的位置。在三維移位的邏輯中，除了要將切平面上的訊號回歸到最理想位置外，也要考慮到切平面以外的訊號造成的影響，換句話說，在三維資料處理的移位過程中，空間上各方向的訊號都在考慮的範圍，這樣才能使資料修正到更正確的位置。

在移位處理的部分，因為考慮到側向採樣訊號不足可能造成過大的移位誤差，所以使用了 Gardner et al. (1978) 提出的雙徑移位法 (two-pass migration)，此移位法是分別在沿測線與跨測線方向分別進行一次移位。



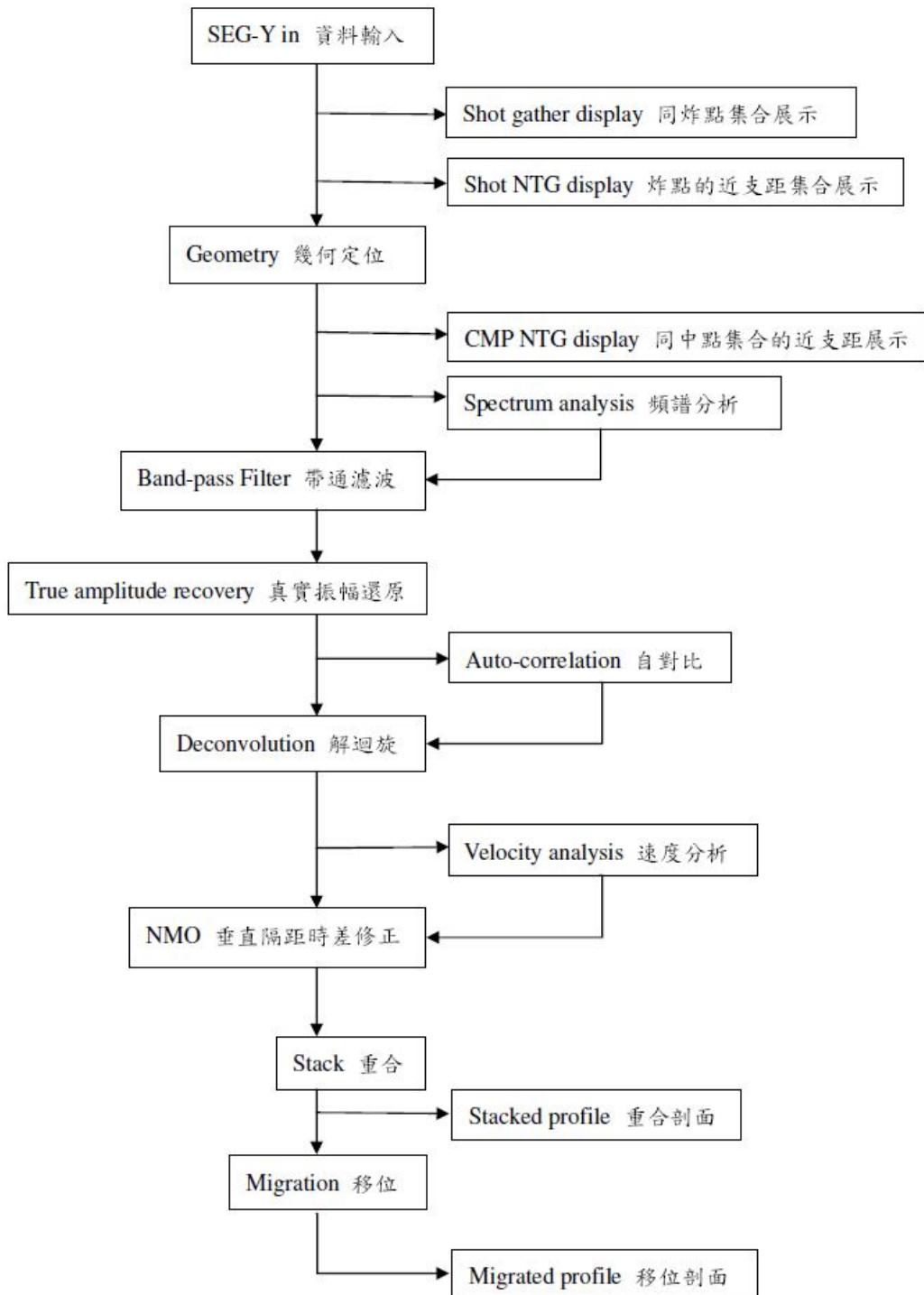


圖 3-2：二維震測測線之資料處理流程示意圖。中間是處理的主軸步驟，右側為輔助決定參數時的步驟。

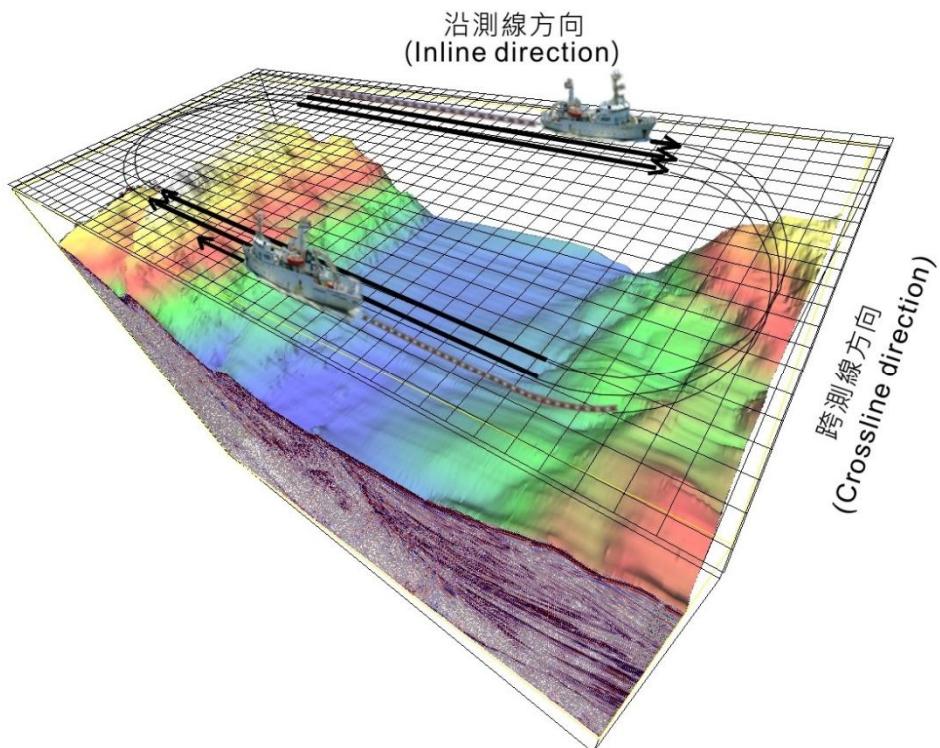


圖 3-3：海研一號 3 維震測探勘作業方式示意圖。摘自天然氣水合物 99 年期末報告。船行方向為沿測線方向，垂直沿測線方向為跨測線方向。大體上沿測線方向是以垂直構造方向為主，船隻是在一長方形探勘區域內來回炸測，以大量密集排列的 2 維測線來模擬多浮纜、多聲源之正規的 3 維反射震測探勘。圖示用資料即是本研究中使用的 MCS937。

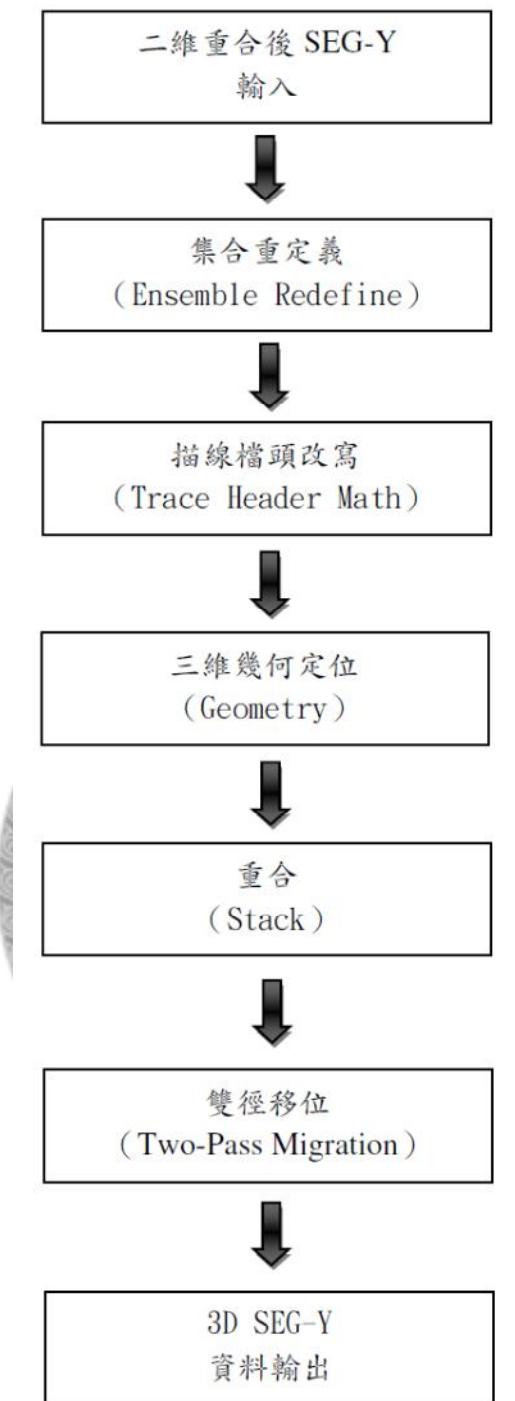


圖 3-4：三維震測資料之資料處理流程示意圖。

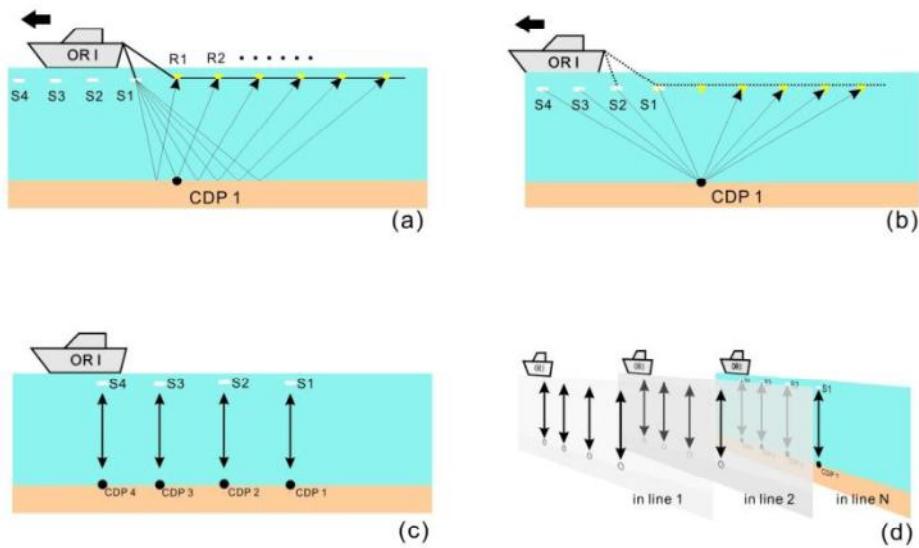


圖 3-5：三維震測幾何示意圖。(a)二維震測之同炸點集合。S1、S2 等代表聲源位置。(b)同中點集合。隨著炸點的前進，同一反射點可得到不同聲源-接受器組合之描線。(c)經過重合後之震測資料，每一個中點僅有一條描線。(d)將所有重合後之二維剖面依序併排，即可進行三維幾何定位。摘自廖士緯 (2010)。



3.2.3 Kirchhoff 疊前深度移位處理

本處理方法是透過 ProMAX 震測資料處理系統進行資料處理。在前處理中將二維測線透過傳統的資料處理方法(圖 3-2)後，透過速度頻譜法建立初始的速度模型。在進入疊前深度移位處理時，先將資料排列成同支距集合(common offset gathers, COGs)，利用前述的初始速度模型進行第一次的 Kirchhoff 疊前深度移位。

移位完成後的描線資料重新排列成同影像集合(common image gathers, CIGs)進行殘餘時差修正分析。透過同一 CIG 內的反射層表現的影像訊號決定對速度模型進行修正。理論上，當給定的速度值正確，反射層影像應呈水平排列；而修正過量或不足會使得同一 CIG 內的影像呈現上揚或下凹的現象。由於速度修正時是透過層剝法(layer stripping)的概念逐層由上往下更新速度值，是故在修正完一層速度後，即可進行下一次的 Kirchhoff 疊前深度移位，一層一層往下並重新檢視殘餘時差修正後的結果以更新速度值，直到各反射層的訊號呈水平排列為止。疊前深度移位處理的方析方法如下圖(圖 3-6)。



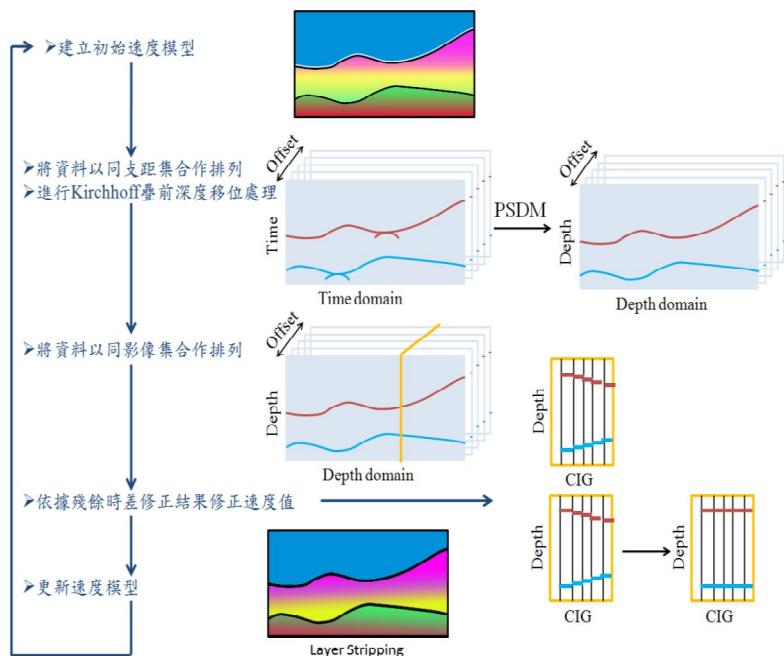


圖 3- 6：重合前深度移位處理與分析法流程圖。摘自塗書琳(2011)。



3.3 震測資料辨識

從震測資料剖面中藉由震測地層參數的變化，把同一震測層序中具有相似參數的地層單元連結起來，比較出震測相的特徵分布。通常震測相的特徵(Vail et al., 1977; Sangree and Widmier, 1979; 潘玉生等人, 1992; Weimer et al., 1998; Prather, 1998)可以利用震測相參數來表示，最常用的參數有三種：外部幾何形貌、內部反射結構、以及物理參數。外部幾何形貌是指具有某種反射結構的地震相單元在實際三維空間的分布狀況，可以提供有關沉積體幾何形貌、水動力、構造變化等訊息；內部反射結構是指震測剖面上層序內部之間的相互關係，反映出宏觀沉積作用的性質；物理參數是指震測剖面包括振幅、頻率、連續性三方面，振幅直接與波阻抗有關，波阻抗差越大，振幅越強；反之則越弱。振幅大面積穩定暗示上覆、下伏地層岩性穩定，連續性良好，反映低能沉積；大面積的穩定振幅反映上覆、下伏地層具有良好的連續性；振幅的快速變化，通常表示上覆和下伏地層岩性的快速變化。頻率反映反射介面之間的間距大小，在去除埋深和資料處理參數的影響後，一般也與岩性組合有關。連續性是指同相軸的振幅和頻率在橫向上的穩定程度，它直接反映了地層的連續性。通過分析這些參數在地震剖面上的特徵，進行地質解釋。由於本研究區域缺乏鑽井資料，因此無法判訂出各層序的年齡以及岩性，所以在進行分析時僅針對各層序與構造活動間的相對順序來做討論。

震測地層學是利用震波反射面的等時性加以分析，找出明顯的不整合面以界定地層層序的界面，以推論各層面中所代表的地質意義，透過區域內震測層序變化的研究，也可對其盆地構造演化有所了解。震測剖面所顯示的反射訊號強弱，可以反映地下地層的岩性差異。震測剖面上的反射層代表同一時間面(Vail et al., 1977)，由於同一時間可能於不同地方沉積不同的沉積相，故同一反射面的訊號強弱會隨區域變化。本研究於震測剖面上辨認出地層進覆(onlap)、退覆(offlap)、下覆(downlap)、上覆(toplap)和截切(truncation)等地層接觸關係圖，以界定層序界面

(Hubbard et al., 1985a)，並將其分成數個沉積層序。藉由觀查沉積層序的整體和接觸界面關係，藉由層序內細部震測相特性(振幅、頻率與連續性)推測其可能的岩相，並得出最合理的沉積體系解釋。一般而言，頁岩質地層，岩性差異小故反射震波特性為低振幅、低頻率；而砂頁護層因岩性變化大，反射震波特性為高頻率、高振幅之反射特性。藉由研究區域內數個層序及其沉積環境分佈(Hubbard et al., 1985b)，可推測其沉積物來源、沉積物傳播方向等，有助於解釋整體盆地演化。



3.4 資料的展示與使用方法

對下枋寮盆地的研究中，先透過二維震測剖面建立各反射層面的連續關係以及周邊各構造的位置關係，例如 4.1.2 或 4.2.1 中提到的盆地內部形貌等；再透過三維震測資料觀察反射層面與構造的交互關係，例如 4.2.2 提到沉積中心的遷移過程。除此之外，對於剖面細部的描述透過震測資料的疊前深度移位(PSDM)的方法得到較佳的速度或厚度資訊，如 4.3 中對古水道位置的速度佐證等。

在震測剖面的空間展示方面，本研究利用美國 SMT 公司 (Seismic Micro-Technology, Inc.) 在 Windows 作業系統上開發出的震測資料解釋系統 KINGDOM 來描繪、展示所觀察到的震測剖面與層序構造。此軟體可以結合震測資料、井測資料、屬性分析等，根據資料做層面、斷層等的繪製，並可以將自行繪製的解釋線輸出另做處理與應用。透過 KINGDOM 中的 Horizon Management 來描繪二維震測剖面的地層層面，再利用其中互動式的立體空間展示模組(VuPAK)透過各種切面在三維空間直接解釋震測層面(圖 3-6)。



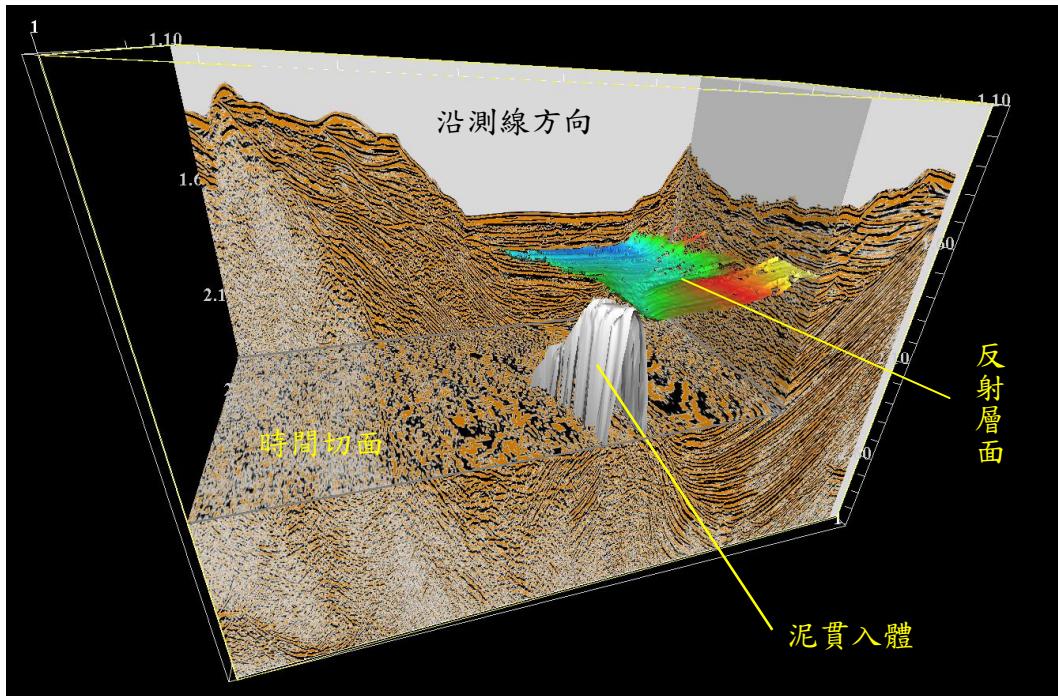


圖 3-6：KINGDOM 系統的互動式立體空間展示圖。將三維震測資料以 Horizon Management 挑出的層面以三維的立體方式展示。圖中分別為三維震測資料中辨識出的一水平地層(顏色部分，顏色代表深度變化)與貫入體(灰色拱狀部分)兩個圖層，將上述兩個圖層與三維震測資料並列展示，用以得到空間上相對關係。

第四章 研究結果與討論

由於斜坡內盆地是因為受構造活動造成其周邊地勢的抬升而形成的相對低區 (Bouma et al., 1998)。因此在討論斜坡內盆地前，需要先了解盆地大致結構，再釐清圈起盆地的周圍構造活動分別是哪些與如何形成，然後再討論填充盆地內的沉積層序型態。

4.1 下枋寮盆地的整體形貌

4.1.1 下枋寮盆地海床形貌

從海底地形圖來看，下枋寮盆地位處於高屏上部陸坡區的一個相對低區。盆地以東緊鄰枋寮峽谷下游沉積物暫時堆積的小型海底扇；以西由一縱列與盆地走向相同的高區阻隔盆地與其西側的高屏峽谷；往南的海床地形逐漸低下，並轉而向西南呈現匯入高屏峽谷的形貌。

下枋寮盆地軸部呈北北西—南南東走向；在北緯 $21^{\circ}54'$ 處，轉為北北東-南南西走向。縱向約長 20 公里，橫向約寬 5 公里；其分佈面積約為 100 餘平方公里。盆地的深度隨軸部向南南東方向變深，盆地分佈的水深範圍約從 1000 公尺深到 1200 公尺深，其分佈面積約為 150 餘平方公里。從盆地水深變化而言，盆地水深從北約 800 公尺深處往南變深為 1200 公尺深。

另外，100 公尺網格的精細水深表現中(圖 4-1)，從軸線東側的海床地貌上，有三處呈現出明顯的低區(水深較深，約水深 1200-1300 公尺)，以白色箭頭標示；而在軸線西側的白色虛線箭頭包圍處，是可直接辨識出的塊體運動區，中間落差水深可達四百公尺，此塊體的前進方向是從西北高區向軸線方向移動，在圖中以白色虛線框起處代表範圍與其移動的方向。

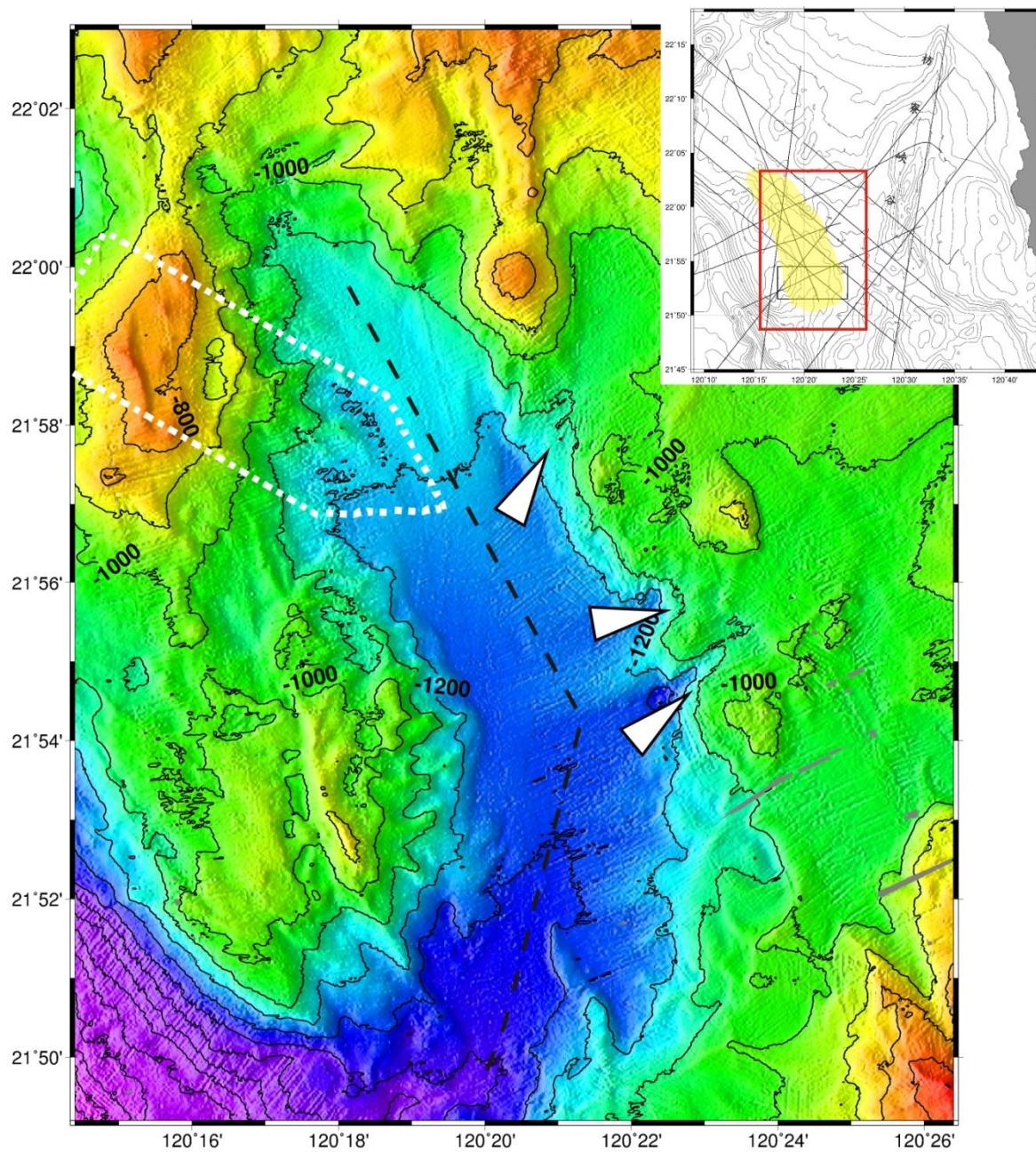


圖 4-1：斜坡內盆地水深圖與海床上特殊地貌。右上角附圖紅框標示處為精細水深資料範圍。主圖中的等深線間距為 100 公尺。盆地內黑虛線代表軸部位置。盆地北側軸部呈北北西—南南東向；在北緯 $21^{\circ}54'$ 處，轉為北北東-南南西走向。軸線東側三個白色箭頭代表水深圖表現出的低區；軸線西側的白色虛線框為海床上可見的塊體崩移區。

4.1.2 下枋寮盆地內部形貌

為了串連所有震測資料地層序列做對比以了解地層彼此間的相關性，本節透過震測特徵先定出各地層單元以做討論。

震測資料中，透過層序間的界面(Horizon)當做層序邊界分出 H1、H2、H3、H4、H4'、H5 共六個邊界；並透過震測特徵差異分出 Unit A、Unit B、Unit C、Unit D、Unit E、Unit F 共六個地層單元；除此之外，震測剖面中表現出內部震幅由強到弱、且高度雜亂不連續，部分區域反射震幅弱、甚至出現透明狀反射(transparent)的混亂相堆積為 MTD(mass transport deposits)，於後面章節做討論。構造辨識部分則是透過形貌成丘狀，內部成無反射訊號或渾沌相辨別為泥貫入體；內部有地層反射訊號者辨別為褶皺。斷層的辨識則是透過反射層的不連續、中斷、以及反射層的做辨別。各構造相對位置見**圖 4-2**。以下針對一些代表性剖面分別進行描述與解釋：

1. MCS793-06

此剖面(**圖 4-3**)為西北-東南走向，橫切盆地，本震測剖面能表現盆地內部所有提及的層序。剖面中可以從一清楚的侵蝕面 H4 為界，將剖面分上下兩部分。盆地最底部 Unit A 以強振幅、連續為其反射特徵，表示在較安靜的環境中沉積下來，層序內部呈現平行(parallel)的填充特徵，是本盆地中可辨識的最早沉積層序。Unit B 進覆(onlap)至 Unit A 之上，強到中振幅、連續平行以為其反射特徵。Unit C 與底下的 Unit A 呈整合接觸，以中振幅、平行以為其反射特徵。Unit D 整合披覆 Unit C 之上，但內部反射特徵成次平行至混沌，連續性較其下的 Units A、B、C 還要差許多。在剖面兩側可見各一缺乏反射訊號的泥貫入體，分別為 D1 及 D2，在兩貫入體間形成向斜地形，使得上述的三層層序單位受貫入作用抬升。由於三個層序單位中，每一層厚度差不多一致，因此可推測貫入作用發生在三個層序單位沉積之後。H4 發生侵蝕事件，下切至 Unit D。侵蝕面 H4 以東發育一個差不

多與 H4 時期的貫入體 D4。Unit E 進覆到 H4，內部呈低至中振幅的連續沉積。

Unit F 雖然與 Unit E 成整合，但內部反射特徵成弱振幅且往東南進覆到 Unit D 上。

2. MCS793-05

此剖面(圖 4-4)位於 MCS793-06 的東北方，平行 MCS793-06，表現出盆地東半側至東北側的特徵。底部 Unit A 所處深度比 MCS793-06 深，造成 Unit A 減弱。Unit B 進覆至 Unit A 之上，強到中振幅、連續平行以為其反射特徵。Unit C 與底下的 Unit B 呈整合接觸，以中到弱振幅、平行以為其反射特徵。H4'是別於 H4 的侵蝕面，下切至 Unit C。Unit D 在此剖面無法辨識，取而代之的是剖面上標示 MTD 的沉積。H4'以上堆覆部分 MTD，在其上仍能可辨識堆覆部反射特徵成次平行、弱振幅的 Unit F。

盆地內的地層反射在深部傾斜角度較大，在淺部傾斜角度則較緩。整體分佈成發散狀(divergent)，這表示盆地內的沉積層隨著週邊貫入體或褶皺的連續活動而沉積下來，造成底部的發散狀。當背斜抬升時，沉積層隨之拱起，之後背斜停止活動後，沉積物水平堆積在背斜翼部，形成一次進覆不整合面(onlap unconformable surface)(圖 4-5)。當背斜再度抬升，上覆地層再被拱起使得角度變大，活動停止，沉積物持續加積形成一層水平沉積造成又一次的進覆不整合。這個過程中，透過進覆不整合面的個數可以大略推得背斜活動的階段性。

同樣的，利用原本盆地岩層呈整合狀，但地層會在貫入體處呈現聚合狀。後續沉積岩層與其下岩層間的不整合面，也可用來當做辨識貫入體階段性活動的依據(Stuart et al., 1977；黃偉倫，1995)。

3. MCS883A-01

此剖面(圖 4-6)與 MCS793-6(圖 4-4)呈垂直交角，可表現盆地西南側往東北方的盆地內容，各震測單元大致與 MCS793-06 同，但由於與 MCS793-06 呈走向垂直，可以看出盆地西側構造的時序性。從上一段敘述對背斜活動的階段性看此

剖面 Unit B、Unit D，皆與下覆地層形成進覆不整合面，因此可以推得 D3 至少經歷兩次抬昇活動。而從 Unit E、Unit F 反射層中沒有出現因構造抬升向上牽引(drag)的作用，又 D4 在 MCS793-06(圖 4-3)中刺穿上覆沉積 Unit A、Unit B、Unit C 且沒有造成地層呈現聚合狀，因此可以推測 D4 比 D3 還晚發育。另外，D4 的存在對來自東側的陸源、陸棚沉積物造成阻擋效應。

4. MCS883A-06

此剖面(圖 4-7)成北北東-南南西走向，斜切並跨越盆地北側，可用來表現出盆地北側至盆地東北方向的層序。反射層由 D5 的方向往下坡處的 D2 方向下傾，而 D8 的發育稍微拱起其上沉積層，因此推測 D8 的形成晚於 D5。但是 D8 若有持續發育的情況，會對沉積物的供給造成阻擋，造成上坡沉積物傳輸上的封閉。

5. MCS579-1

此剖面(圖 4-8)橫切盆地中間偏北處，恰位於盆地沉積層最厚處。剖面中 Unit A、Unit B、Unit C 皆被 D2 造成向上牽引作用而使盆地橫剖面部對稱傾斜(tilting)，而 D4 相對於 D2 可能經歷較長時間的不活動狀態。此處發育有 H4'，因此侵蝕面 H4'與 MCS793-05 的 H4'空間分佈上有關連，是故將其辨識為與 H4 不同的侵蝕面。

6. MGL0908-1A

此剖面是橫切盆地最北處的剖面(圖 4-9)，可辨識出有 Unit A、Unit B，Unit B 之上直接覆蓋厚層的 MTD，但 Unit A、Unit B 其上缺乏盆地南側的 Unit C、Unit D。

7. MCS937-XC

此剖面(圖 4-10)為盆地的縱向剖面，雖然大致與盆地走向一致，但較偏盆地西側。Units A、B、C、D 在剖面中大致可辨識出。Unit A 同樣是可辨識層序的最下層，泥貫入體 D6、D7 開始發育時期相差不多，但 D6 側的沉積層以下覆的方式與下層 Unit A 接觸再繼續發生 Unit B、Unit C 進覆，發生進覆即代表 D6 的發

育接續在 Unit B、Unit C 之後。而先下覆後進覆的過程可象徵剛開始貫入體 D6 造成的抬升速度快於沉積速度，但後期沉積速度快於抬升速度。而披覆北側貫入體的 Unit B、Unit C 厚度薄許多，可以推測 D7 的抬升過程沒有間斷且發育較 D6 快。從以上分析，D6 的發育早於 D7 發育。

MTD 的兩期發育也對下覆地層 Unit C 及部分 Unit B 有強烈的刮蝕作用，造成上界面與下界面的難以辨識。

8. 三維MCS937

三維震測資料 MCS937 位處盆地南緣，從三維震測資料 MCS937 由北到南各沿測線的變化情況，紀錄盆地南緣受泥貫入體 D3、D6 抬升造成盆地封閉的過程。從沿測線剖面 98(圖 4-11)中，盆地內部地層形貌與 MCS883A-01 非常相似。Unit B 與 Unit D 皆同樣進覆於其下的 Unit A、Unit C 之上，兩期的進覆不整合面同樣也代表 D3 的兩期發育，而侵蝕面 H4 下切到 Unit D。MTD 大約發生在 Unit C 沉積的過程中，相當於貫入體在第一期發育後，MTD 就隨後發育形成披覆在 D3 翼部。

隨著沿測線往南的沿測線剖面 61(圖 4-12)中，D4 的規模明顯減小許多，來自東側的沉積物能夠進入盆地中。而不同於沿測線剖面 98(圖 4-11)，Unit A、Unit B、Unit C 發育出一個背斜形貌，但只能辨識出一部分的 Unit C，H4 在此處的下切至 Unit C，下切作用較北部旺盛。

沿測線剖面 01(圖 4-13)在地層層序部分，此處 Unit A、Unit B、Unit C 受 D6 造成向上牽引作用，而呈現高頻強振幅的 Unit D 向東進覆到 Unit C 之上。

侵蝕面 H4 的形成是在 D1 及 D2 成型之後，兩側對沉積物舉升形成一個向斜，古水道流經此向斜低窪處並造成向下切蝕，盆地透過兩處水道接收來自枋寮峽谷的沉積物來源，等到 D4 逐步形成的過程中，南側水道被 D4 的發育截斷。

大致而言，下枋寮盆地內部的層序與貫入體形成順序大略可以簡化成以下過程。此盆地周圍各貫入體開始發育大抵皆是在 Unit A 沉積後；其中 D3、D6 發育

最早，且發育過程中 Unit B 逐漸沉積下來，其後在 D7 發育過程中而 D3 於後又再度發育，同時間內 Unit C 逐漸沉積，D2、D5 也在差不多同時期發育；MTD 隨著大量堆積，而 D3 發育中止後並同時沉積 Unit D 形成剖面中的進覆不整合面，接著 D1 發育後同時造成 Unit A、Unit B、Unit C、Unit D 地層傾斜，地層向四周抬起，最後 D4 形成，至此，斜坡內盆地被貫入體完整包圍。



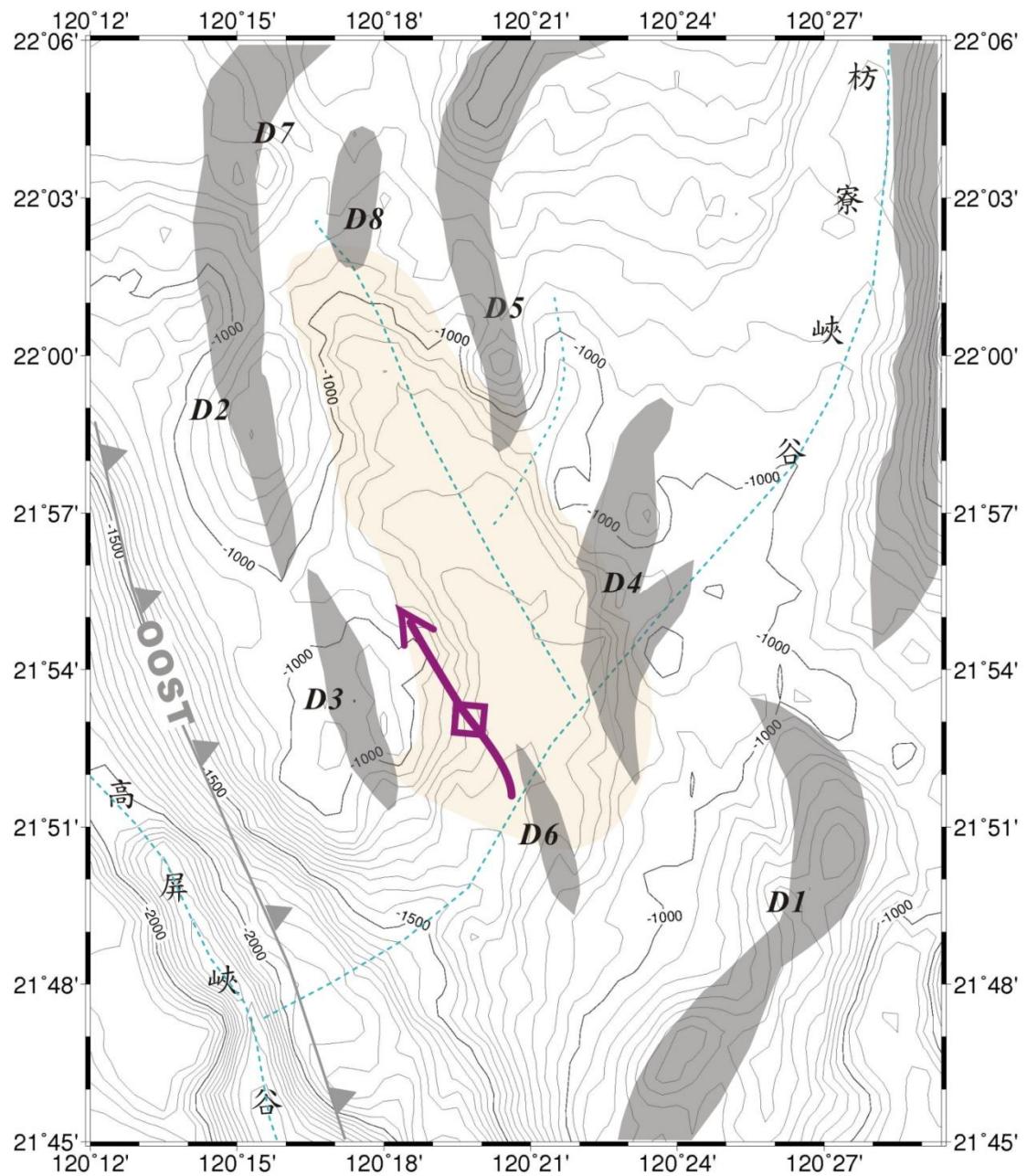


圖 4- 2：盆地周圍構造高區分佈圖。D1～D8 為泥貫入體；紫色箭頭為傾沒背斜。

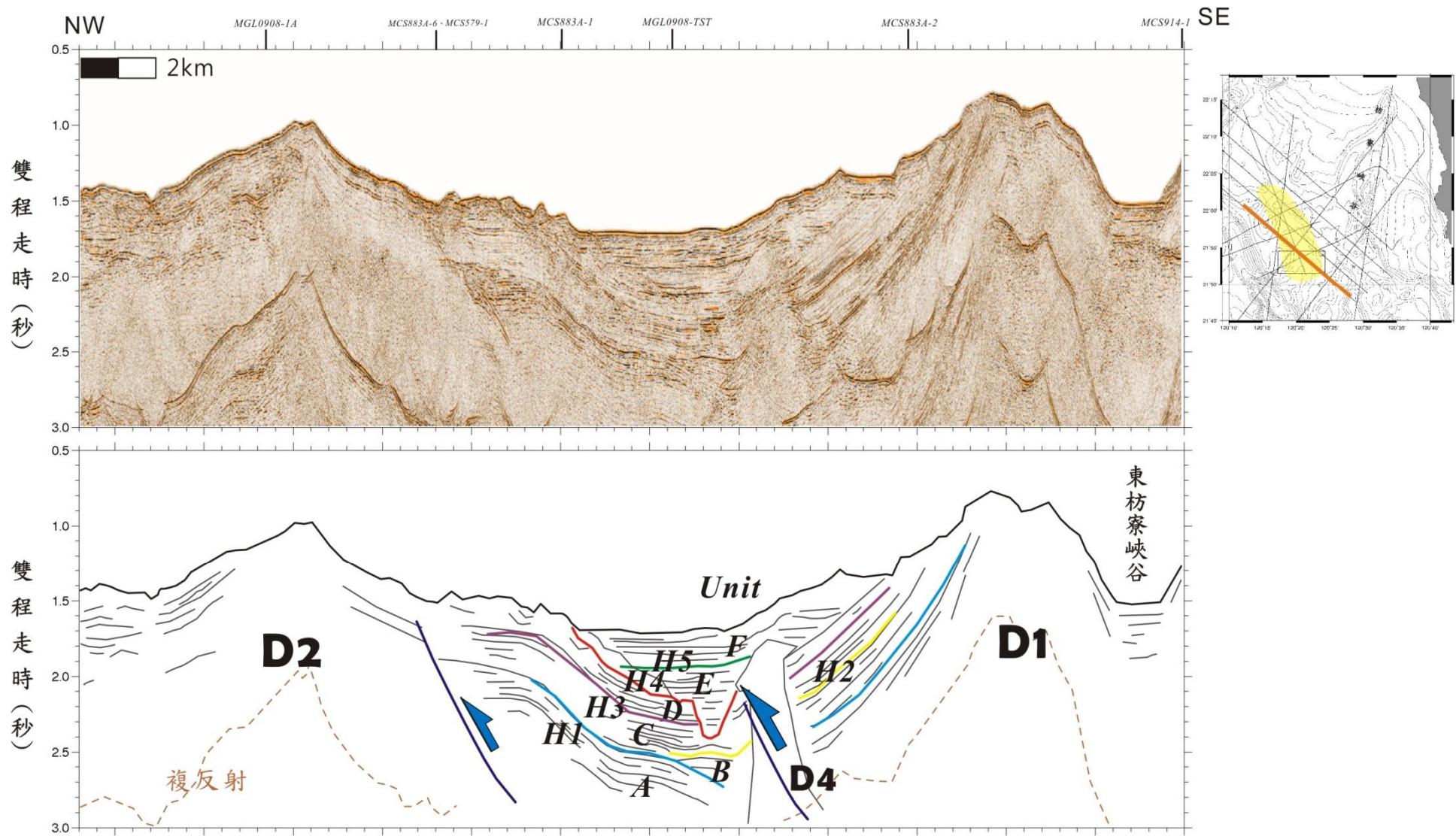


圖 4-3：MCS793-6 震測剖面。右上小圖為此測線位置。

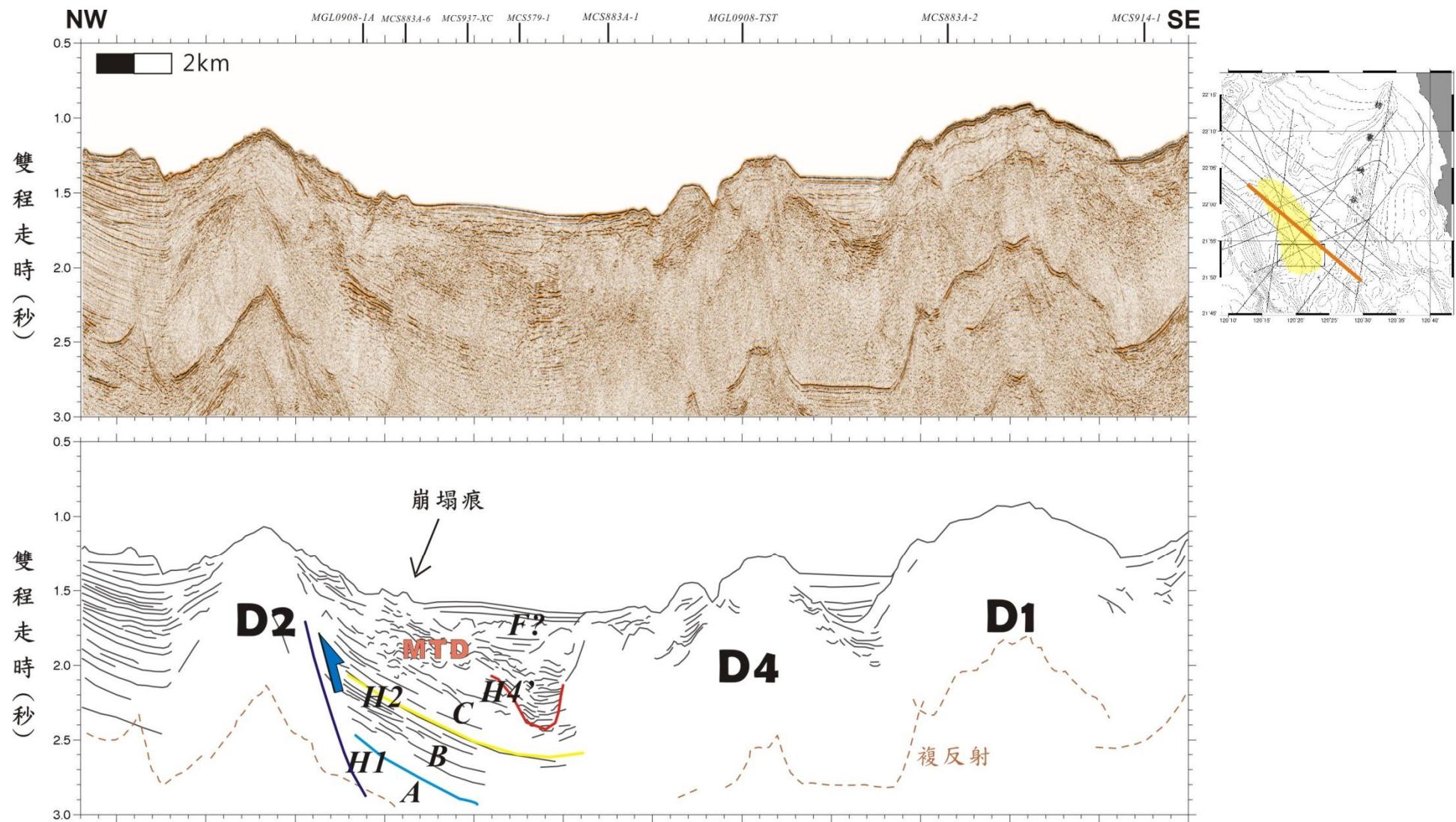


圖 4-4 : MCS793-5 震測剖面。右上小圖為此測線位置。

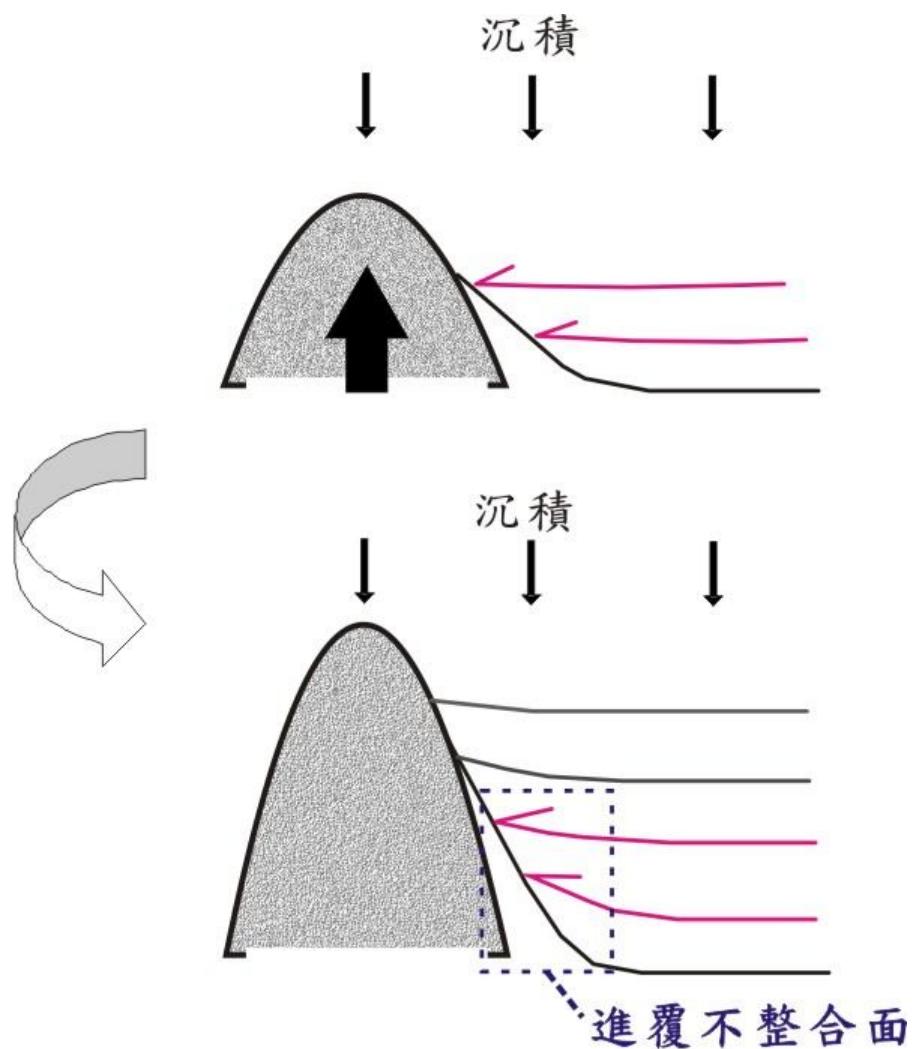


圖 4-5：進覆不整合面示意圖。貫入體階段性發育造成上覆地層的進覆，從進覆不整合面的個數可以推測貫入體形成過程中的發育次數。

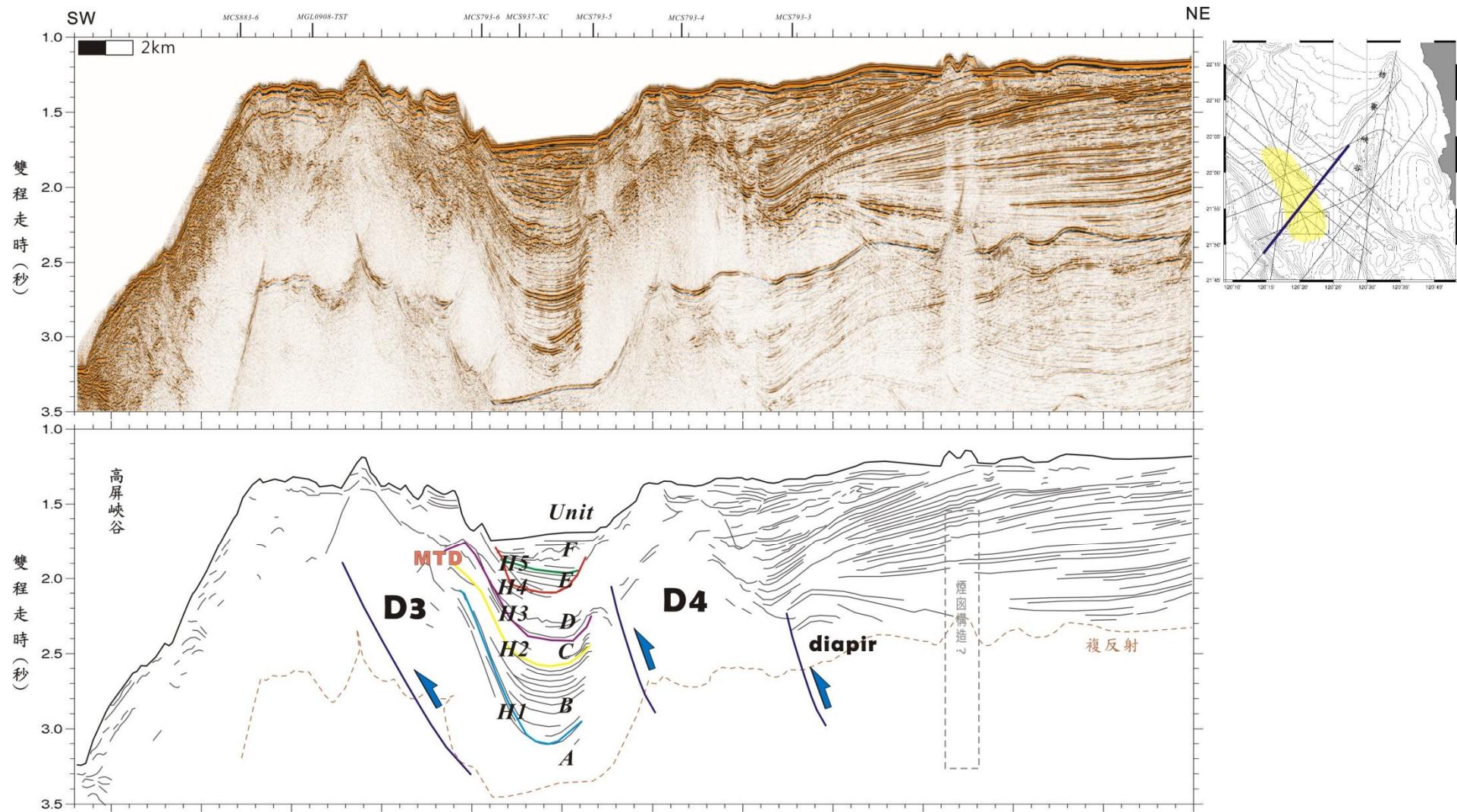


圖 4-6：MCS883A-1 震測剖面。右上小圖為此測線位置。

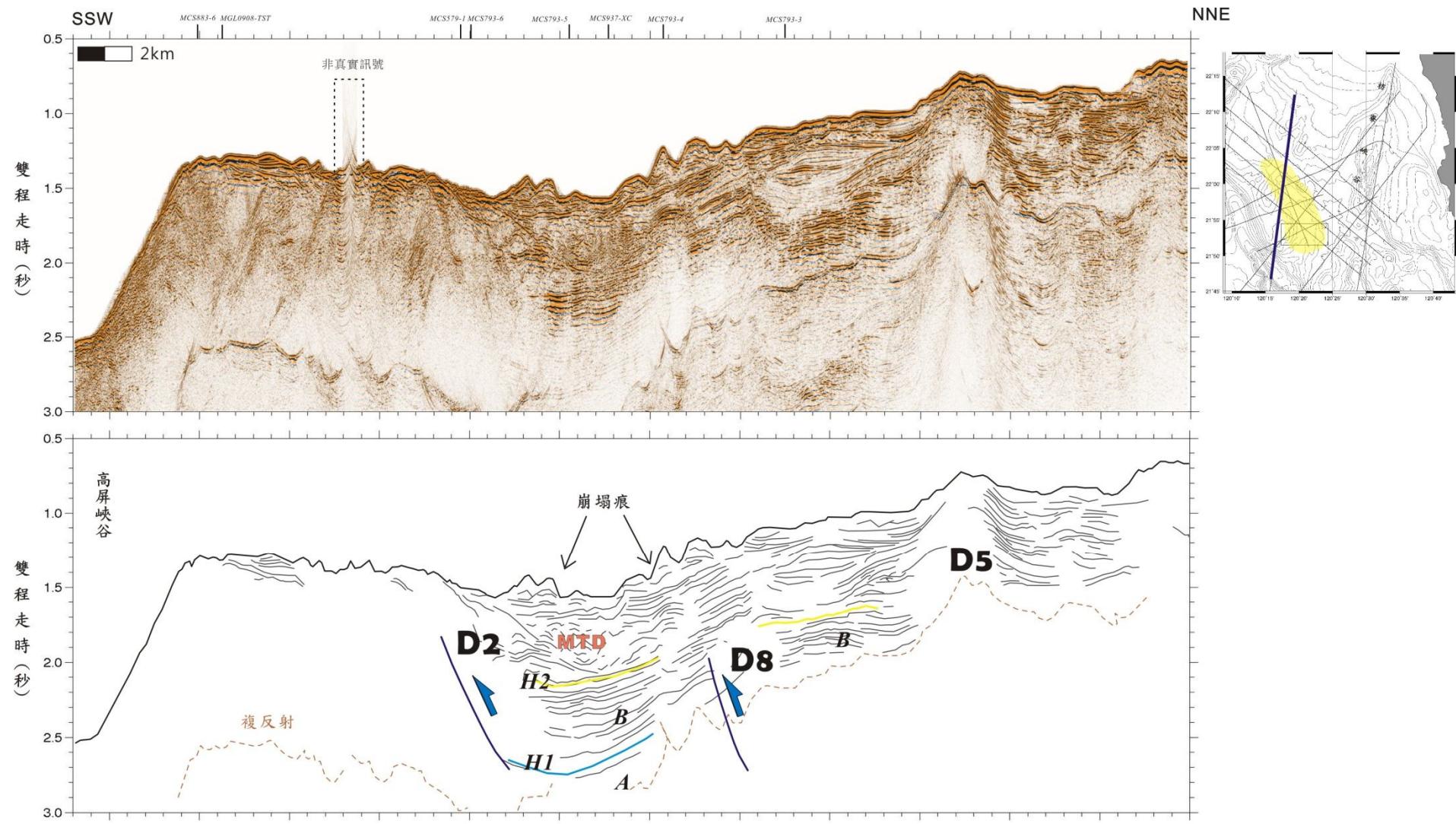


圖 4-7：MCS883A-6 震測剖面。右上小圖為此測線位置。

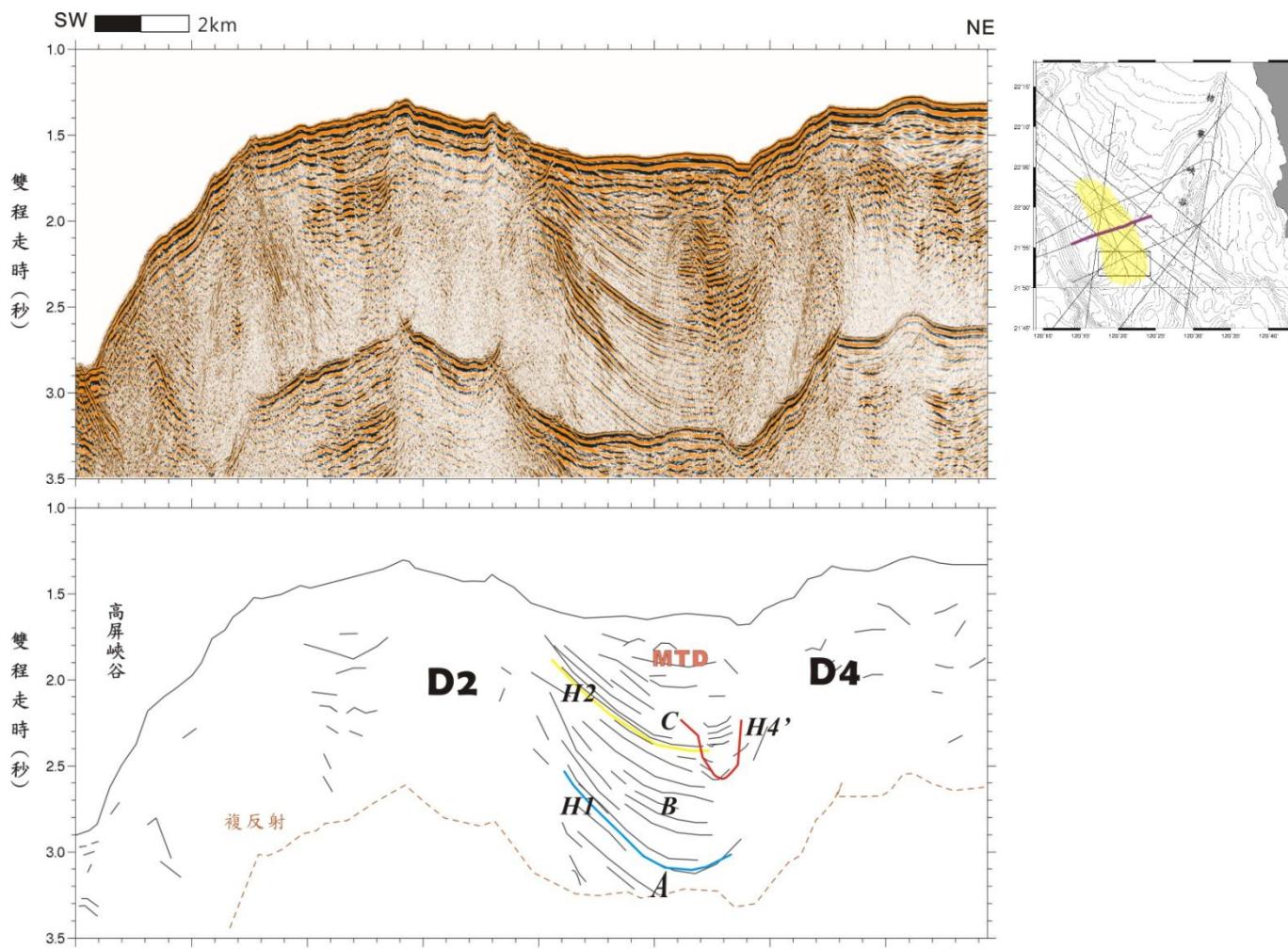


圖 4- 8：MCS579-1 震測剖面。右上小圖為此測線位置。

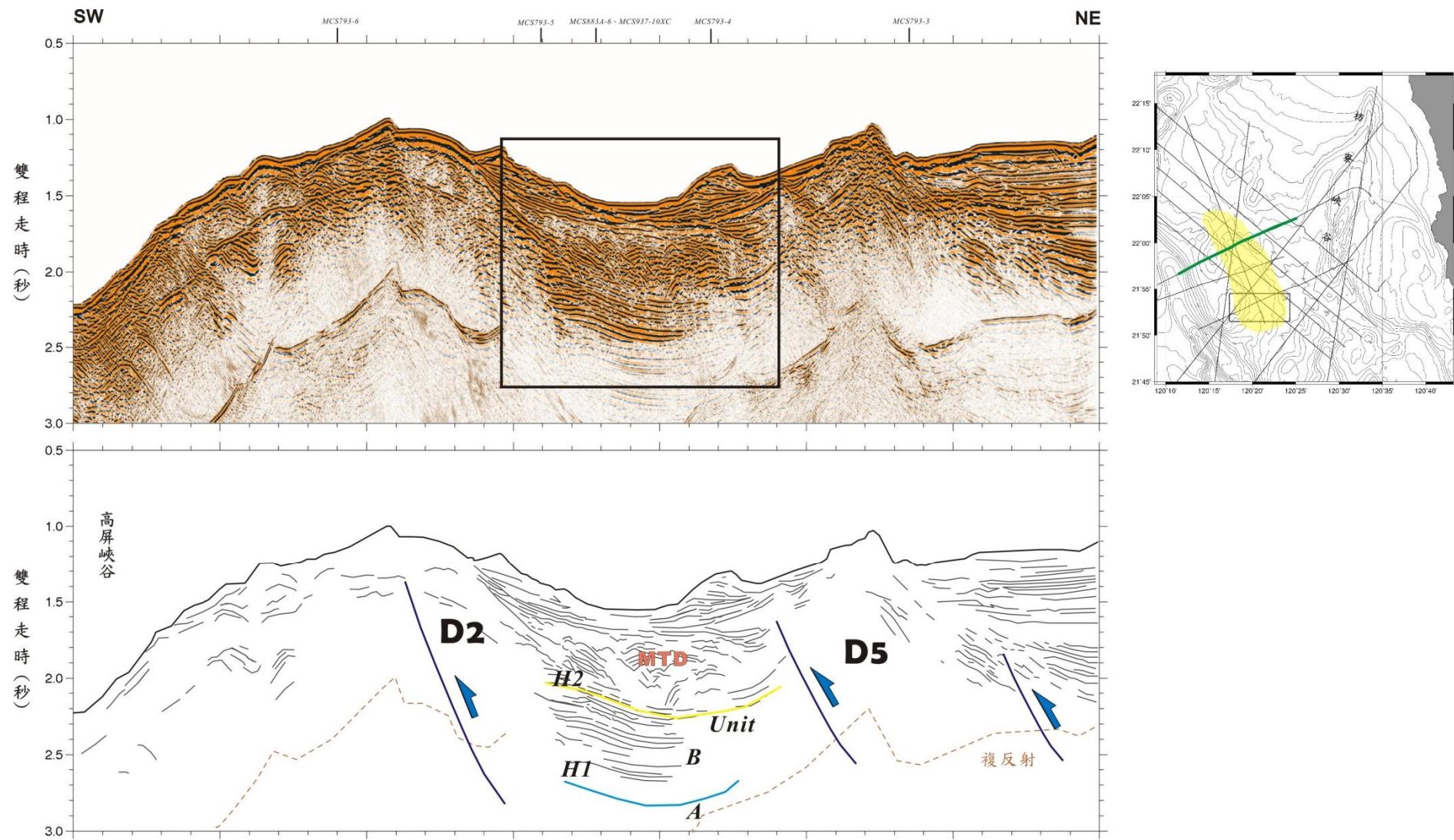


圖 4-9：MGL0908-1A 震測剖面。右上小圖為此測線位置。黑色方框處為圖 4-20(上圖)的範圍。

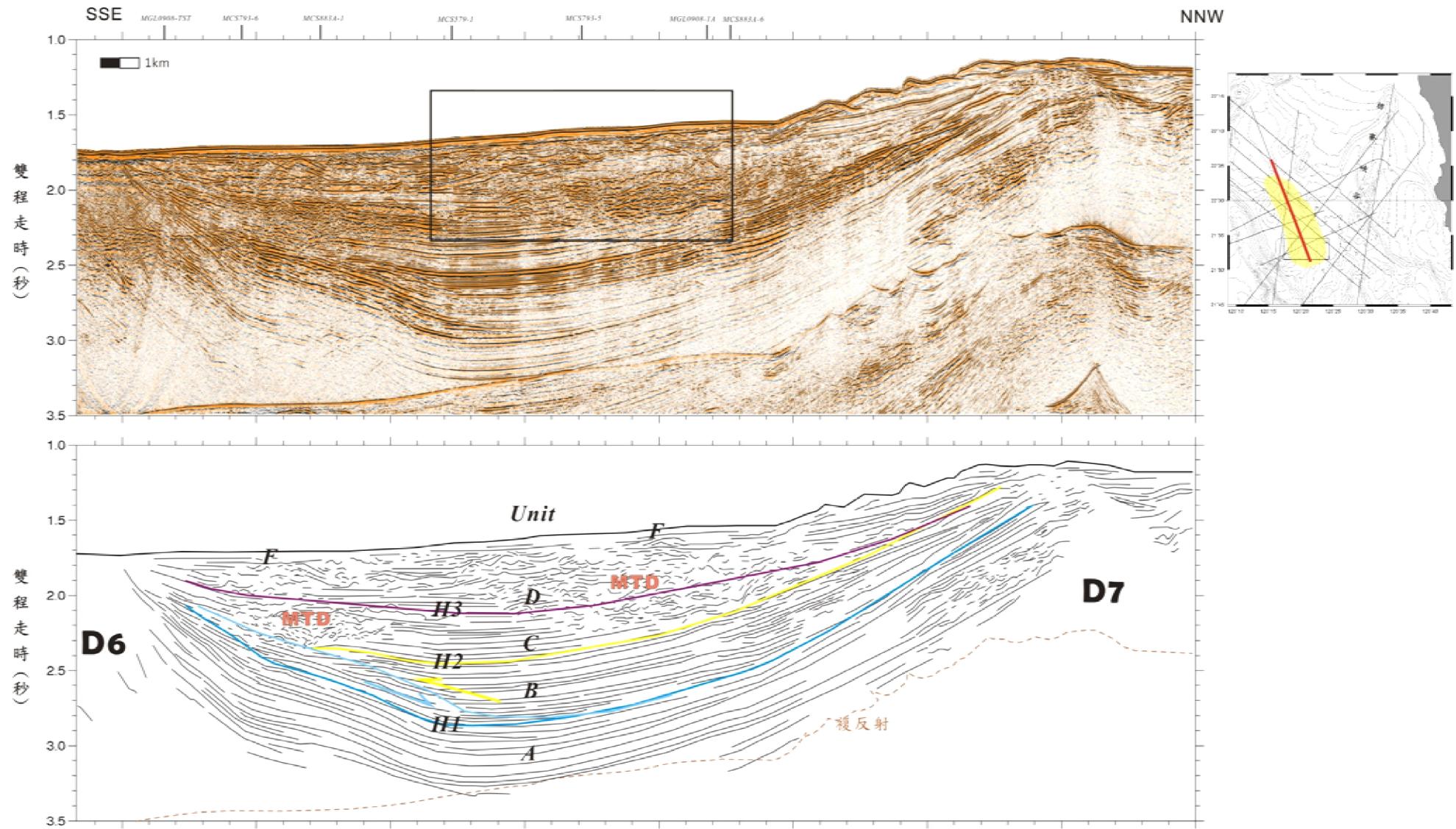


圖 4-10：MCS937-XC 震測剖面。右上小圖為此測線位置。黑色方框處為圖 4-20(下圖)的範圍。

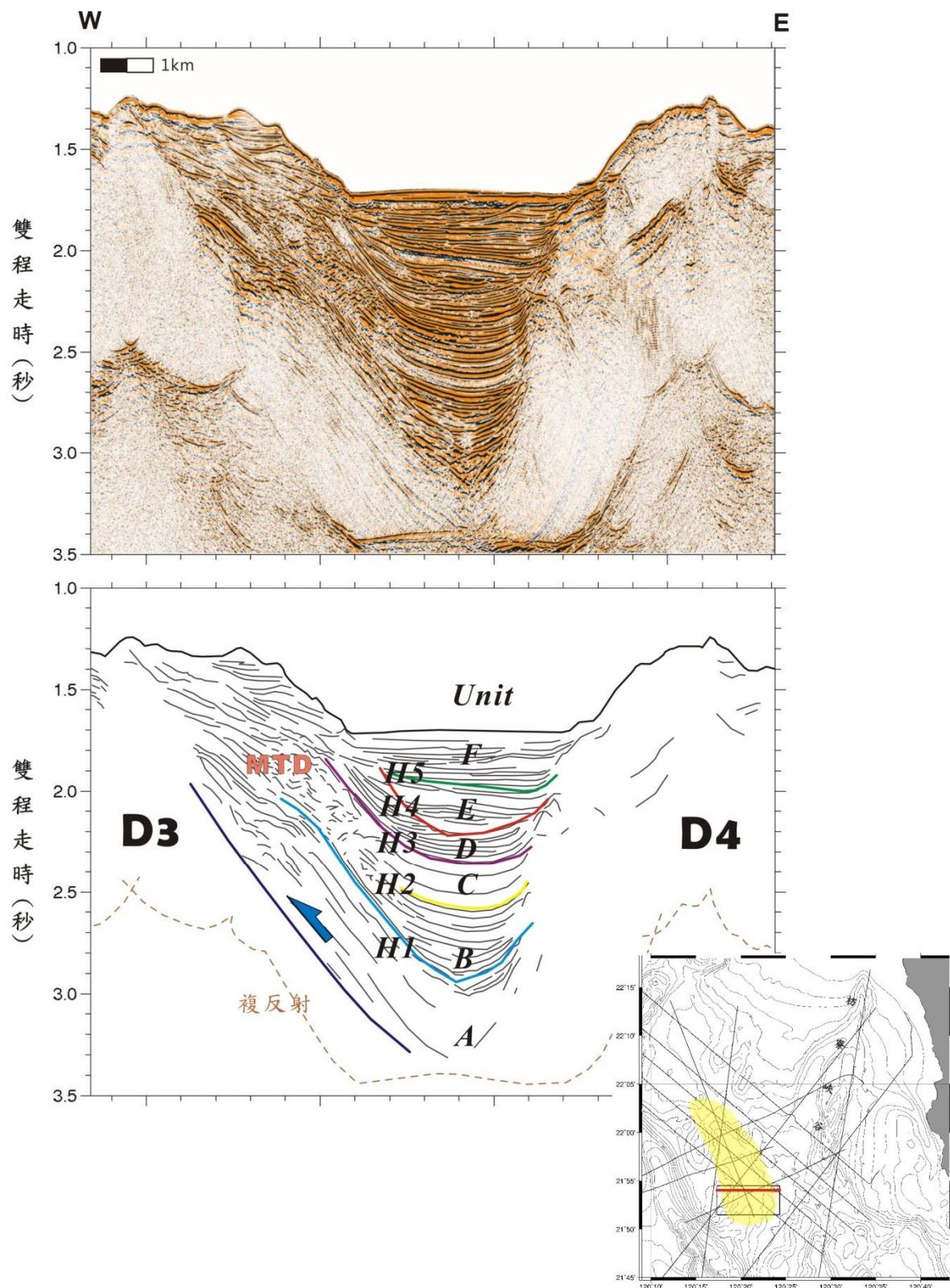


圖 4-11：MCS937-inline98 震測剖面。右上小圖為此測線位置。深藍色線為斷層。

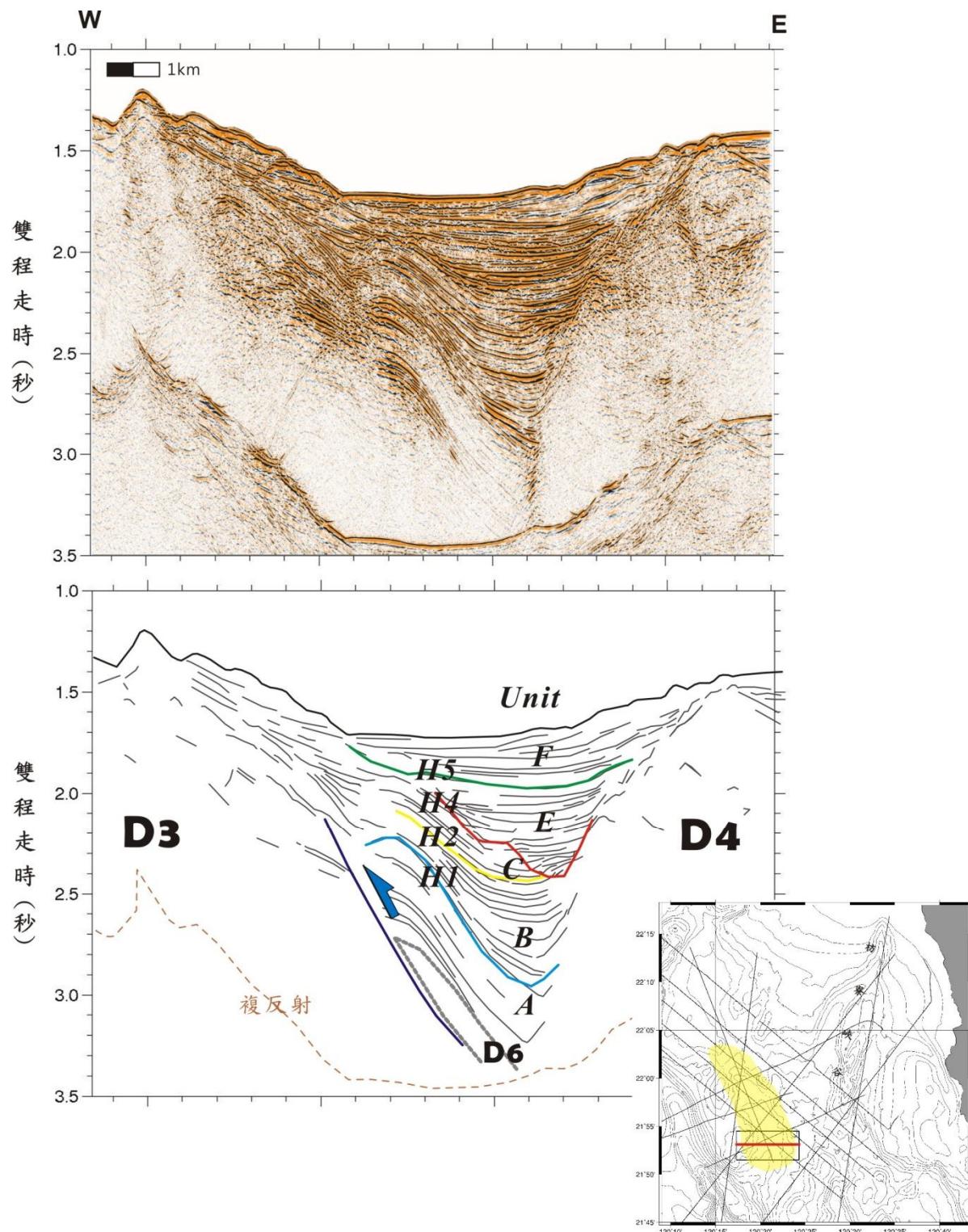


圖 4-12 : MCS937-inline61 震測剖面。右上小圖為此測線位置。深藍色線為斷層。

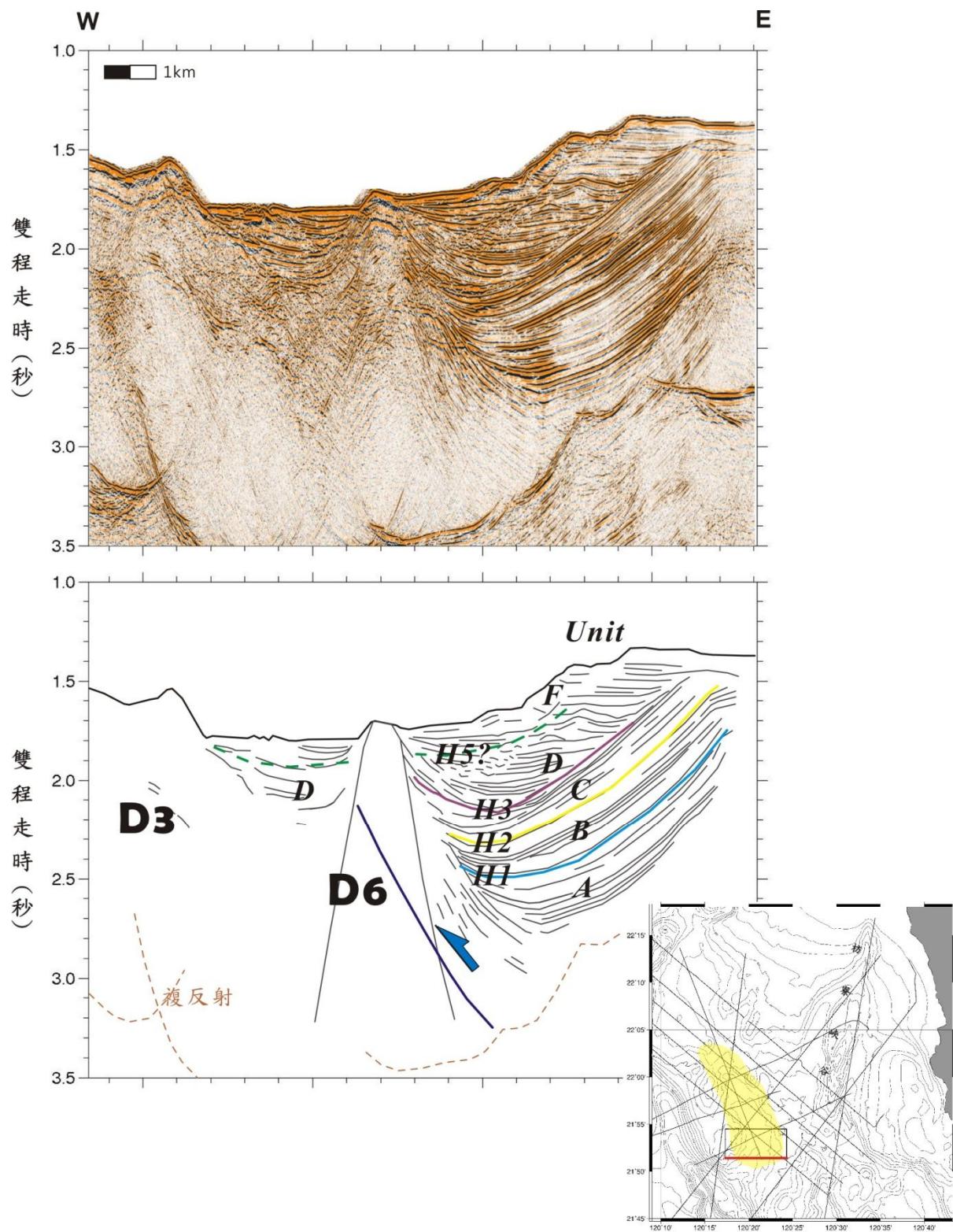


圖 4-13：MCS937-inlineS1 震測剖面。右上小圖為此測線位置。深藍色線為斷層。

4.2 盆地周圍構造高區的分佈成因與影響

4.2.1 構造分佈的成因

從各測線中辨識出盆地周圍共有八座泥貫入體，分別在圖上標記為 D1 至 D8。此八座貫入體中，由於 D1、D2、D4、D5、D7 分別在前人(莊惠如，2006；柯佳君，2010)對貫入體等構造研究時已出現並做討論，其中 D5 可以對應到莊惠如(2006)的泥貫入體 G、D7 可以對應莊惠如(2006)的泥貫入體 K；而 D1、D2、D4、D5、D7 皆在 Lin et al. (2009)繪製的台灣西南海域構造分佈中出現；D3 則出現在柯佳君 (2010)所繪製的泥貫入體分佈圖中。以下主要針對相關性極高的 D3、D6、以及傾沒背斜這三個造成盆地南側封閉的構造以及盆地東側的 D4 進行討論。

從 MCS937 三維震測資料中三條剖面中(圖 4-14)，位於 MCS937 最南側的沿測線剖面 01(圖 4-13)，D3 規模較北側小，而 D4 一路從北向南減小，在此剖面中已經無法辨識。D6 的抬升取代沿測線剖面 98 中的背斜構造，透過三維展示可以看出背斜構造與 D6 的正比關係(圖 4-15)，此傾沒背斜隨著 D6 往西北相縮減而傾沒(圖 4-16)當褶皺的軸線不呈水平而呈傾斜，及造成此處發生傾沒背斜 (plunge fold)，此傾沒背斜的傾沒角約為 20° 及傾沒方向為西北方向、走向呈西北-東南走向，與泥貫入體走向一致。

從盆地周圍的整體貫入體走向呈北北西-南南東向而言，與近陸地的泥貫入體呈東北-西南向有很大的差別(Yu and Huang, 2006)。Barber et al.(1986)提出泥貫入體會順著斷層發生的弱帶生成；從莊惠如(2006)的研究中，泥貫入體順著因大地應力擠壓而形成的斷層裂隙向上流動發育生成，貫入體的發生與斷層位置有極高的相關性(圖 4-17)。由本研究的震測剖面中，在泥貫入體的周圍觀察到逆衝斷層的分佈，且此盆地周圍貫入體的走向也隨著大地構造走向(圖 2-2)成北北西-南南東而轉成北北西-南南東走向。因此，大地應力造成的逆衝斷層發育提供的通道是此區域造成泥貫入體形成的成因。

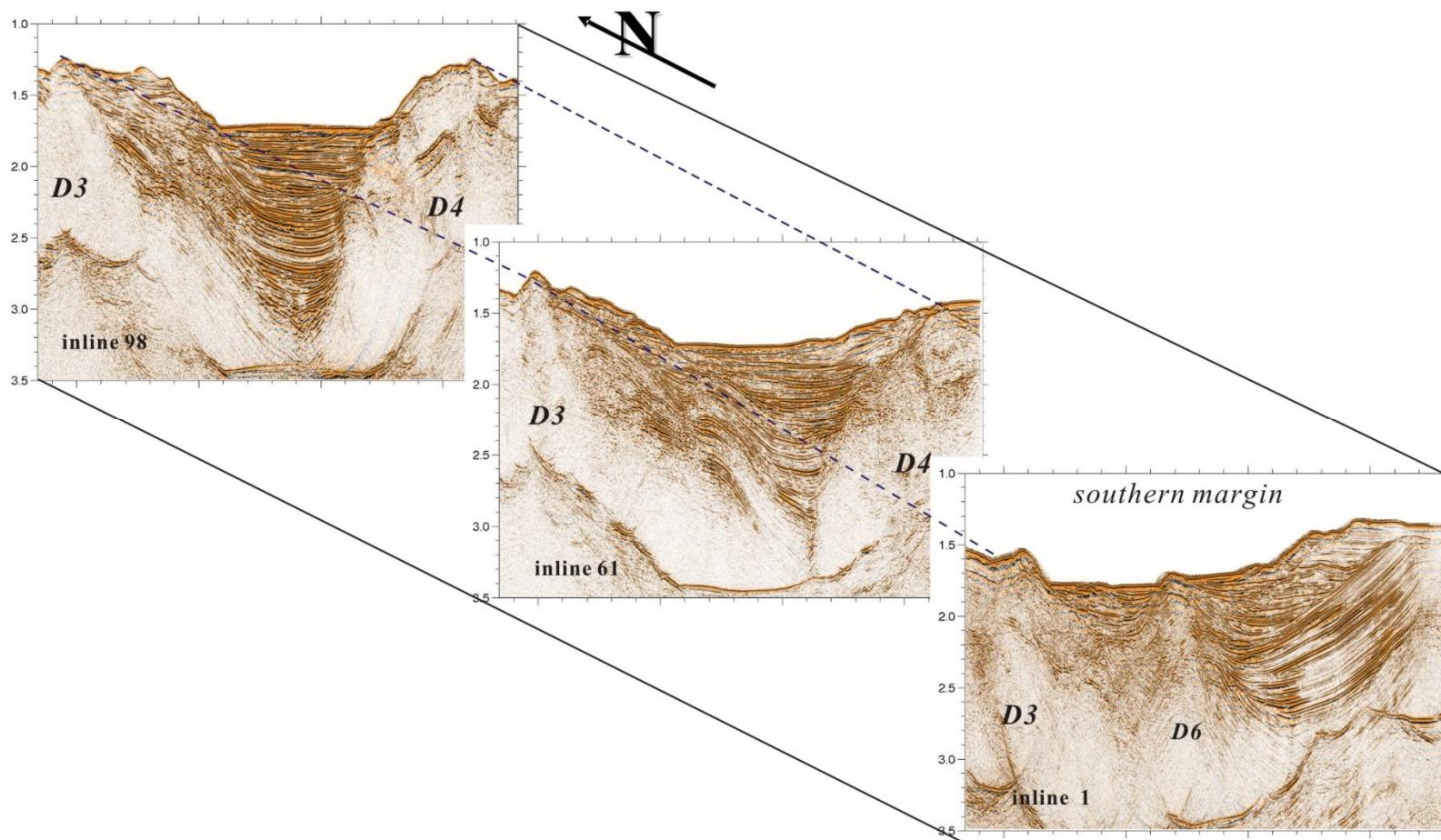


圖 4-14：三維震測資料 MCS937 沿測線剖面的南北變化。圖中西側泥貫入體 D3 往北方向地勢逐漸增高；東側泥貫入體 D4 同樣也是往北增高；盆地中央 D6 則往北消逝轉而由褶皺取代；而 D3 與 D4 間盆地沉積物往北漸厚。

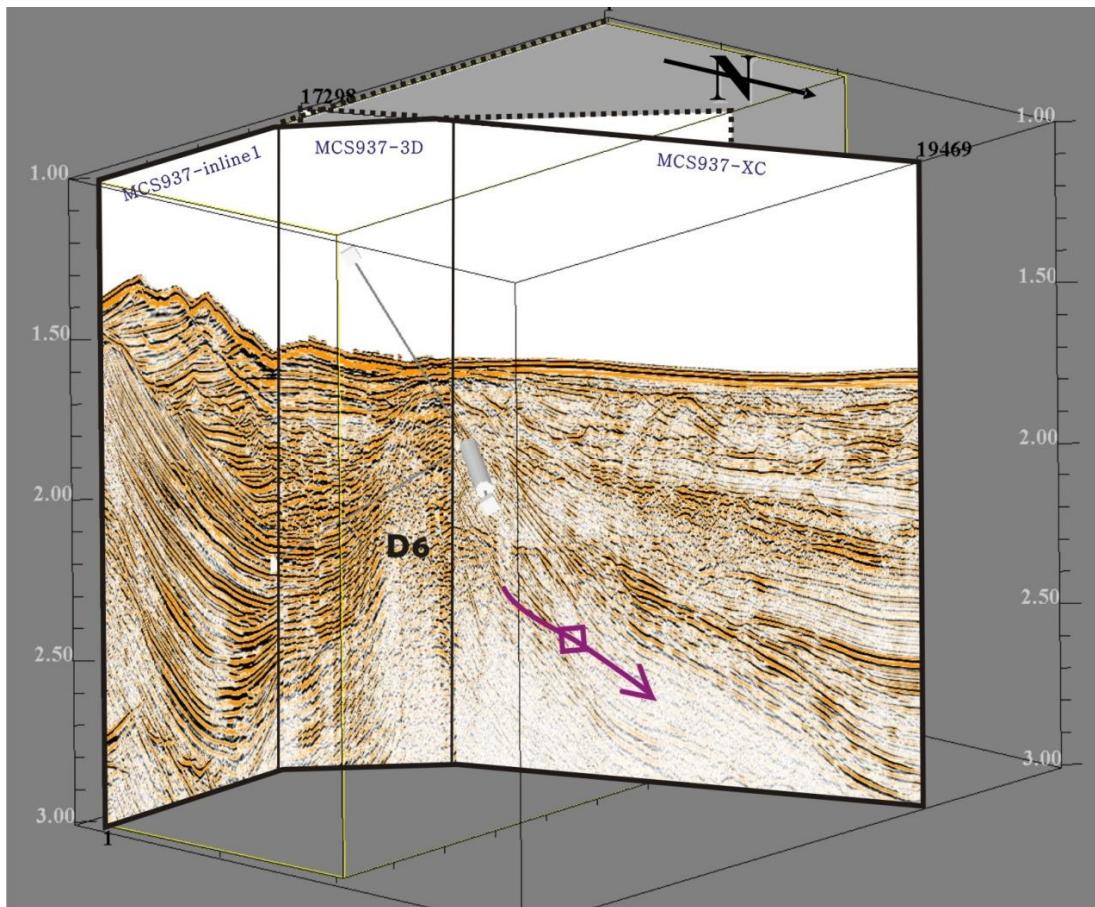


圖 4-15：從盆地東北對盆地方向側視圖。從本圖中，貫入體 D6 向東北方向減小其規模，而背斜也向之往東北向傾沒。

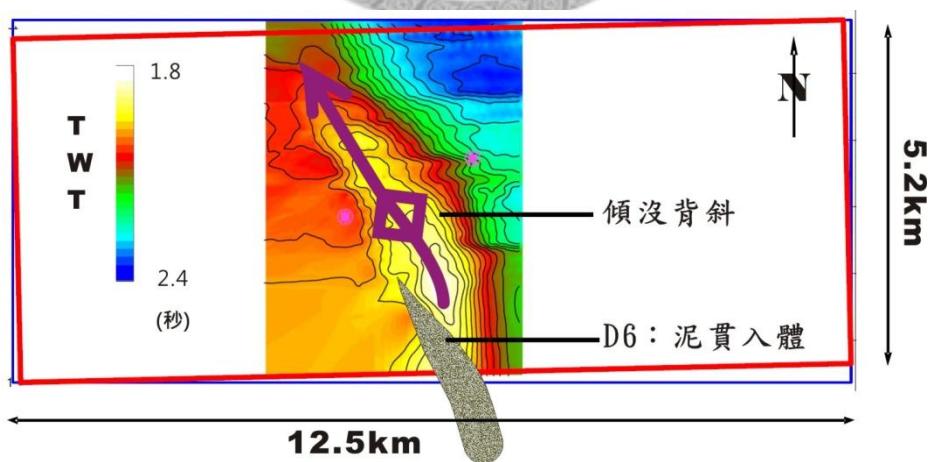


圖 4-16：分析三維資料所得傾沒背斜深度分佈圖。紅色方框處為 MCS937 的三維區域，等時線間距為 0.05 秒。該傾沒褶皺向西北方向傾沒、走向呈西北-東南走向，與泥貫入體走向一致。

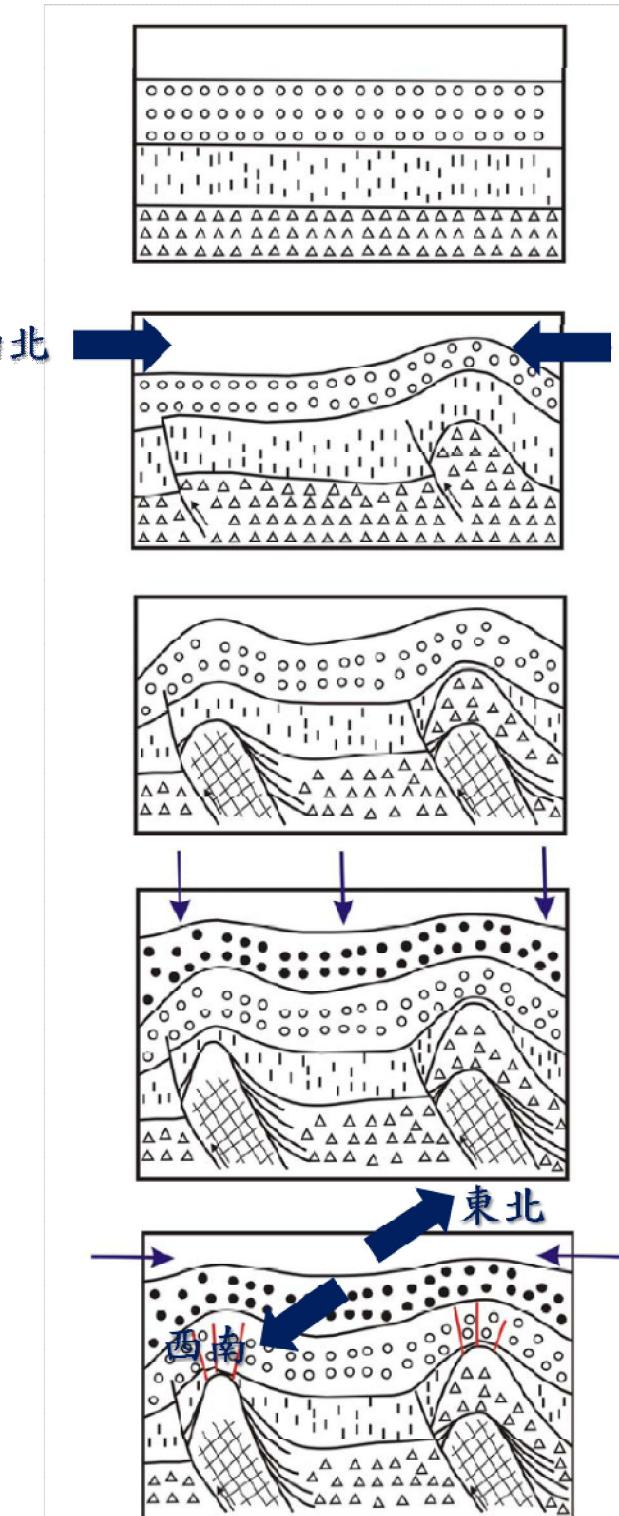


圖 4-17：泥貫入體演化示意圖。藍色粗箭頭為大地應力方向，紅線為正斷層，黑色箭頭為逆斷層移動方向。修改自 莊惠如(2006)。

4.2.2 沉積中心的遷移

泥貫入體的形成除了對盆地造成封閉外，由於在泥貫入體的逐步生成過程中，對於納積空間大小、形狀、位置等皆會造成直接的影響(Aschoff et al., 2005)。因此，透過 MCS937 的三維資料方塊分析中，將盆地由下至上的 Unit B、Unit B+C、Unit F 所計算繪製出的等厚度圖(圖 4-18)分別用做代表構造活動前後造成沉積中心移動的變化。

等厚度圖中，相對上最早生成的 Unit B(圖 4-18, D)的沉積中心位置至 Unit B+C (圖 4-18, C)的沉積中心位置大致上無明顯移動，皆呈北北西-南南東走向，這可用来表示 Unit B 與 Unit C 是在沉積後同時受到貫入體活動影響。而接續的 Unit F 沉積中心走向轉為北-南向，這代表對 Unit B 與 Unit C 作用的泥貫入體活動大抵停止，而 Unit F 的沉積(圖 4-18, B)是在侵蝕面 H4(古水道)之後，古水道的侵蝕面發生，對盆地的沉積物納積空間重新調整，而最近期的沉積上部 Unit F(圖 4-18, A)，沉積中心走向更轉而形成北北東-南南西向，推測在來自枋寮峽谷方向的古水道經填充造成水道廢棄後，來自盆地北北東方向的沉積物輸入可能是下枋寮盆地近期的來源；除此之外，發育自盆地西北方向因貫入體生成所引發的大規模 MTD(於 4.4 中做討論)堆積於盆地內，也可能造成後期盆地的沉積中心順時間轉向的原因之一。

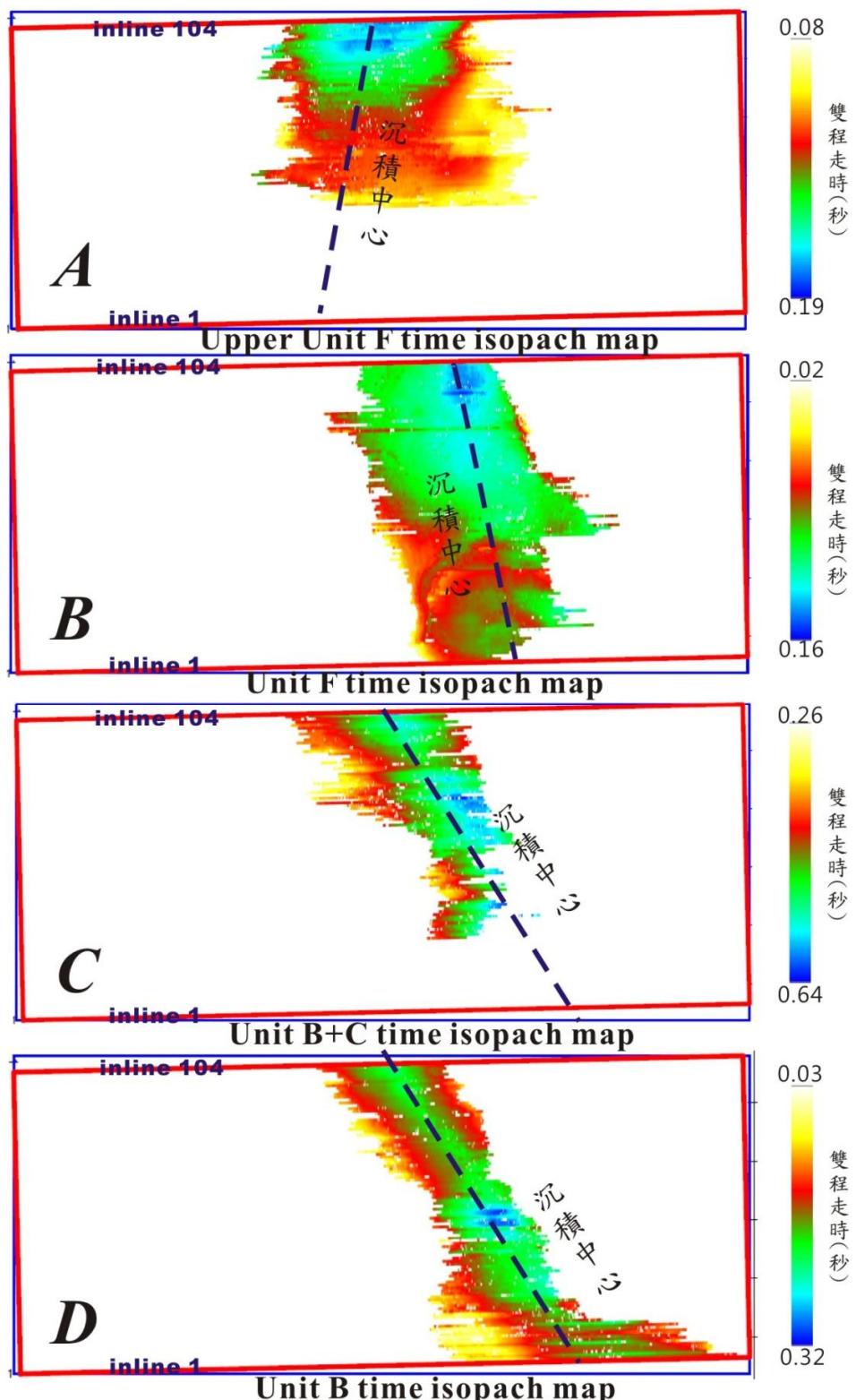


圖 4-18：泥貫入體發育造成沉積中心的移動。紅色方框代表三維震測資料範圍，右側圖標顯示厚度的變化，顏色顯示綠色至藍色處代表最厚處。A 圖代表盆地上層的上部 Unit F 的等厚度圖；B 圖、C 圖、D 圖分別代表盆地上層的 Unit F、Unit B+C、Unit B 的等厚度圖。

4.3 盆地內部沉積物疊置模式

Yu and Huang (2006)利用台灣西南海域的斜坡內盆地由一組向上變化(聚合性底覆相-紊亂相-平行與簾狀相)的震測相組合形成。由於台灣西南海域的斜坡內盆地是透過泥貫入體的逐步長成而形成低區，因此盆地最底下的地層一定會受到構造的抬升形成聚合相，可以對應到本研究中斜坡內盆地地層層序中的 Unit A、Unit B、Unit C(圖 4-3、圖 4-4、圖 4-6、圖 4-7、圖 4-8、圖 4-9、圖 4-10、圖 4-11、圖 4-12、圖 4-13)。

形成聚合相的 Unit A、Unit B、Unit C 地層可以追溯到泥貫入體 D4 以東(枋寮峽谷)(圖 4-8)，並遍布整個盆地底層，往北仍可追溯到泥貫入體 D5、D7 間(圖 4-9)，雖然往盆地東側因貫入體生成無法追蹤，但仍可猜測 Unit A、Unit B、Unit C 沉積時屬早期造山運動後帶來的沉積，可能是透過填滿及溢出 (fill and spill) 的過程而從近岸到遠岸的逐步填充(Yu & Huang, 2006；邱瑞焜，2009)。

震測相組合的最上層平行與簾狀相反映穩定沉積環境下的懸浮沉降或者是沉積物加積的堆積體(Prather et al., 1998；Yu and Huang, 2006)。但在本盆地中，H4 與 H4'代表的侵蝕面以及上覆呈平行與簾狀相的 Unit E、Unit F 代表的是古水道的侵蝕與填充作用。本研究利用對 H4 的挑選並做出空間分佈，圖 4-19 中彩色區塊自 H4 與 H4'代表的侵蝕面位置，圖中藍綠色處成東北-西南走向表現出 H4 與 H4'最深的位置，而此東北-西南走向位置也對應到目前海床上的地形低區。因此在圖 4-20 中以紅色線標示 H4 的位置代表古水道可能於此處造成切蝕以及後續的填充；除此之外，古水道切蝕填充位置在三維震測資料的時間切平面中呈現東北-西南走向的強震幅(圖 4-21)。另外將橫切過盆地的剖面 MGL0908-TST 透過疊前移位處理得到的速度資訊中，該剖面的下部 Unit E 顯示出 1880-1950 m/s 的高速值。水道的發育常是傳遞陸源砂或是濁流砂的管道(Lee et al., 1996；Twichell et al., 2000)，墨西哥灣中眾多斜坡盆地間靠著水道連接傳輸陸源沉積，而這也是斜坡內

盆地不用透過上坡至下坡的逐一填充方式(fill-spill)得到上坡方向沉積物的方法。

盧俊臣(1994)認為粉砂質的低濃度濁流是出現枋寮峽谷表層的沉積構造，由於枋寮峽谷下游的暫時海底扇接收來自峽谷的沉積，透過侵蝕的作用使得海底扇的沉積能夠進入斜坡盆地，因此推測 Unit E 主要是來自枋寮峽谷方向沉積填充。

來自枋寮峽谷的水道沉積物輸送是下枋寮盆地一個重要的盆地填充過程，而輸送沉積物進入盆地的古水道目前已被填充，且被泥貫入體 D4 截斷，目前從海床上觀察到的地形低區(圖 4-1，軸部以東的白色箭頭處)恰可以對應到下方的古水道位置(圖 4-19)。因此，本盆地過去發生過的水道侵蝕與填充也是下枋寮盆地沉積物填充的一重要過程。



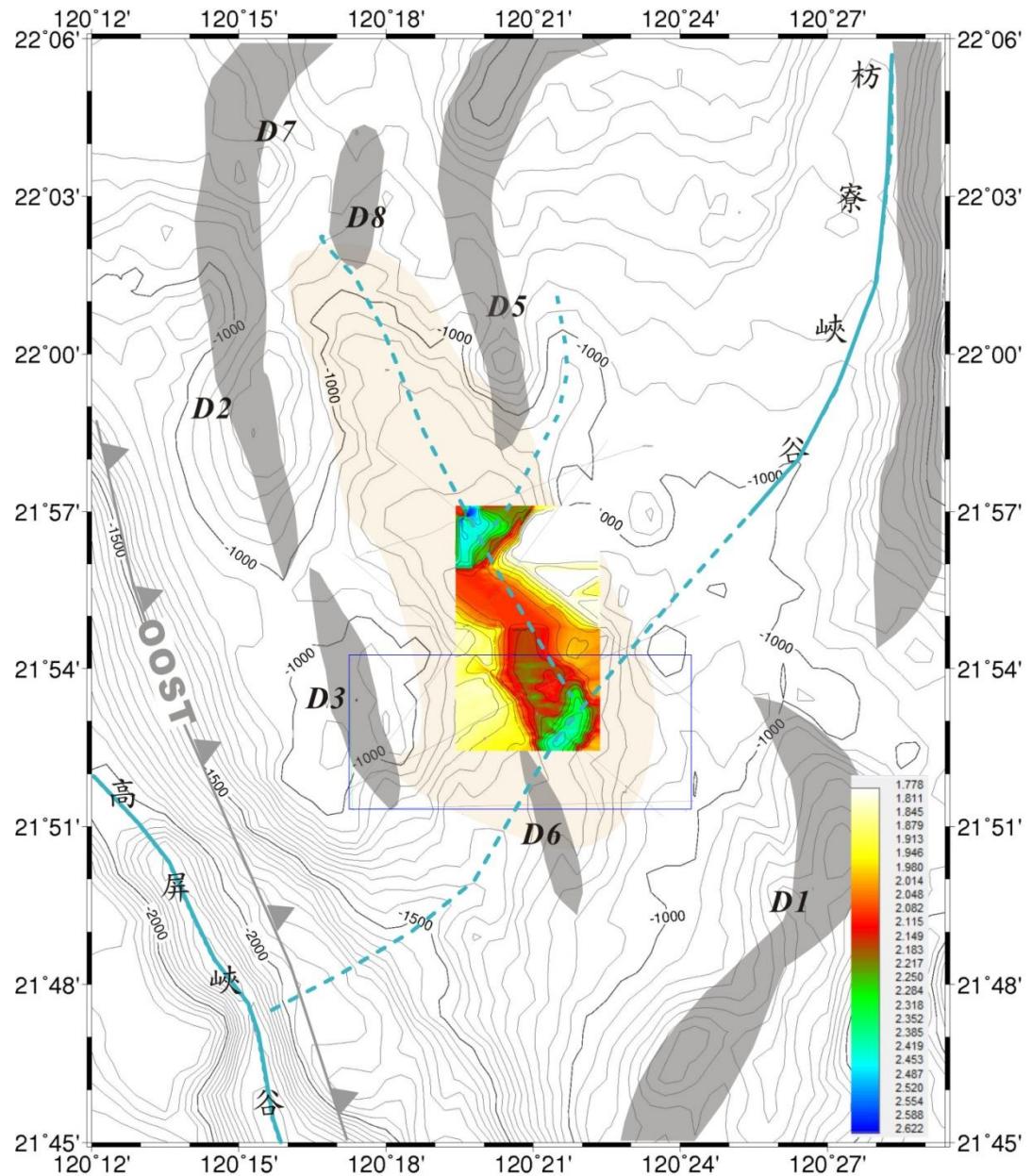


圖 4-19：H4 及 H4'（侵蝕面）的位置分佈圖（圖中彩色區塊處，等深線間距為 0.05 秒）。藍色虛線為推測古水道位置，藍色實線為峽谷。從圖中可以看出侵蝕面（水道）分佈偏盆地東側，且南北各有一支水道（成東北-西南走向的藍色虛線）向東北方向延伸。

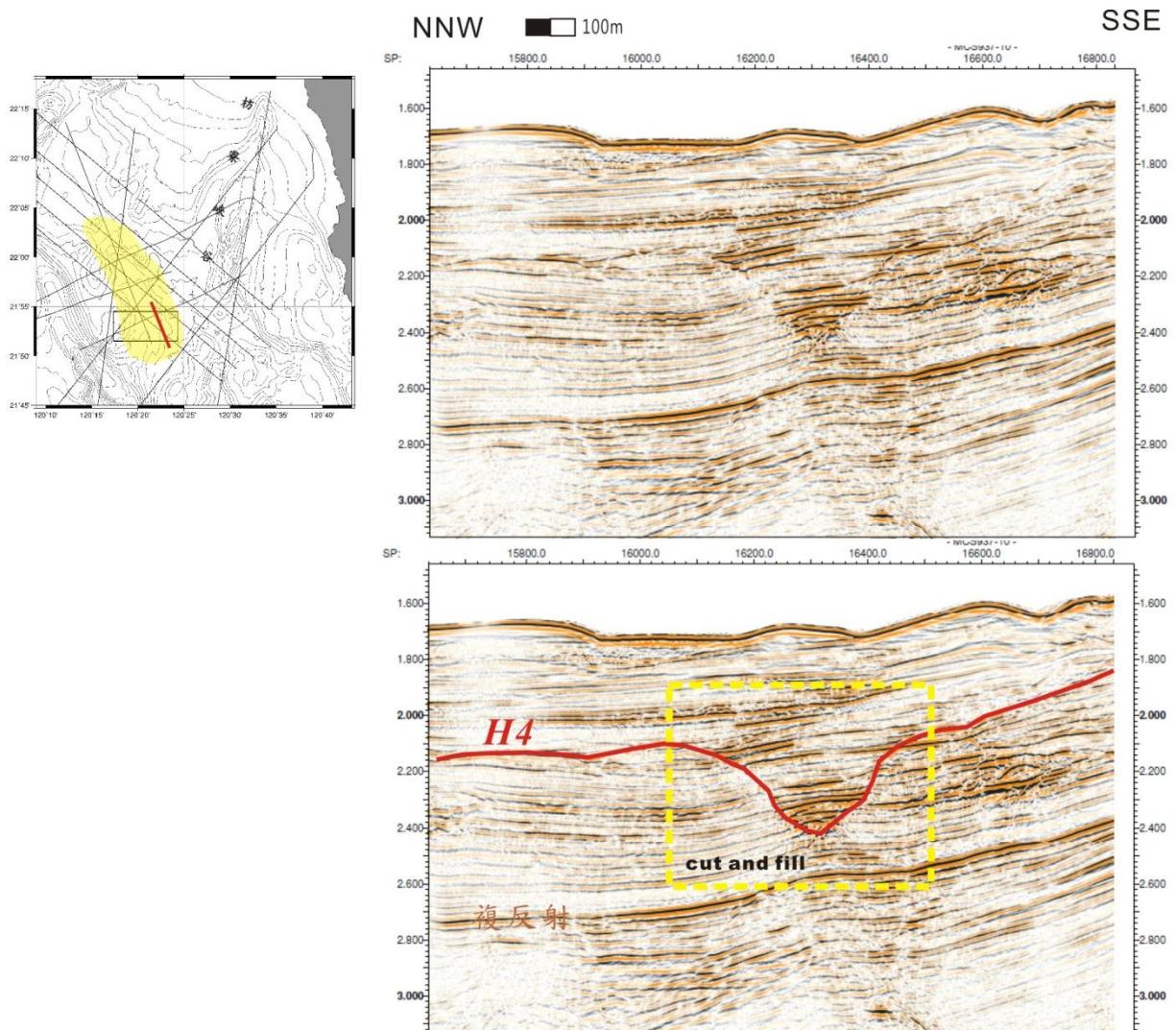


圖 4-20：H4 (侵蝕面)橫剖面與解釋圖。左上的小圖代表此震測剖面分佈位置；右上圖為震測剖面，右下圖為解釋圖。圖中黃色方框標示處表示古水道的切蝕與填充(cut and fill)；H4 標示處為同前面章節所提之層序編界。

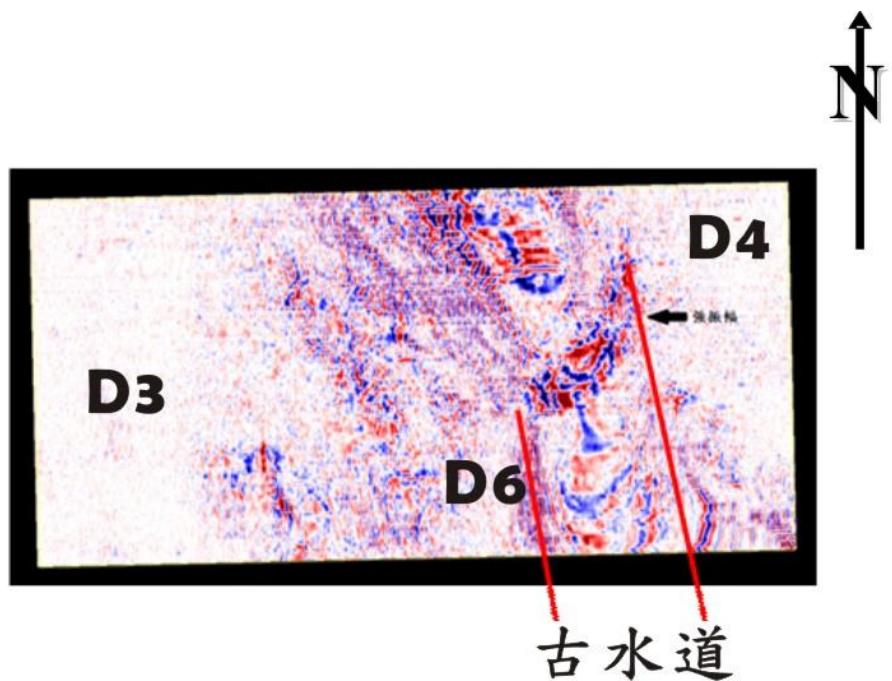


圖 4-21：時間切面上的強震幅示意圖。MCS937 的 3 維資料中在雙程走時 2.367 秒的時間切面，有一組強震幅訊號存在。相當於水道位置。圖中標示的 D3、D4、D6 分別代表盆地南緣的貫入體位置。



4.4 MTD 的分佈與發育

MTD 代表塊體因處不穩定環境所造成的運動，屬於重力流的一種(Moscardelli et al.,2008) (表 4-1)，是目前世界上各大陸邊緣最常見於深水地層層序的單元之一 (表 4-2) (Beaubouef & Friedmann, 2000 ; Moscardelli & Wood ,2008 ; Maslin et al., 2005 ; Gamboa et al., 2010 ; Richardson et al., 2011)。根據全世界對 MTD 發育成因的研究中，大抵可以歸為常見的幾類：低水位時造成的高沉積通量時期 (Beaubouef et al., 2000)；孔隙壓力改變，例如台灣西南海域非活動性大陸邊緣處的天然氣水合物解離(黃一剛，2008)；地震，例如亞馬遜河的大陸斜坡處(Maslin et al.,2005)等。除以上所列之外，當局部地區沉積層受到的剪應力 (shear stress) 大於或者等於該沉積層的抗剪強度 (shear strength)，MTD 的發生就容易出現。所以深水層序中最常見的發育原因主要來自邊坡不穩定，峽谷或水道兩側的陡壁、貫入體(Prather, 1998; Yu and Huang, 2006; Gamboa et al., 2010 ; Richardson et al., 2011)或褶皺生成後造成翼部變陡等。

在震測剖面中對 MTD 的辨識方法除了震測相的紊亂相以外，MTD 的內在特徵以及與周圍水平地層的關係也可當做判斷依據。透過整合研究文獻 (Beaubouef et al., 2000 ; Moscardelli & Wood ,2008 ; Maslin et al., 2005 ; Gamboa et al., 2010) ，本研究中利用震測資料辨別出 MTD 的依據，分別是：(1)底部存在大量非侵蝕作用造成刮蝕痕；(2)MTD 的主要兩種震測相，一種是呈現紊亂的波狀反射，半透明的弱震幅到強震幅；另一種是不連續的層狀反射；(3)擠壓脊及逆衝斷層；(4)底部形成強反射。由於震測相屬紊亂相的可能情況有多種，例如 Yu and Huang (2006)在做高屏陸坡的斜坡內盆地震測相組合時將貫入體也歸類在紊亂相，因此圖 4-22 中舉本研究兩震測剖面為 MTD 辨識例子的依據，圖中的四項內部特徵包括括蝕下覆地層、擠壓脊等都是用來當做 MTD 辨識的特徵依據，亦可用來當做辨識 MTD 移動方向的指標(Moscardelli & Wood ,2008 ; Maslin et al., 2005)。

從圖 4-23 中 MTD 的分佈範圍整理中，可以看出此斜坡盆地有廣泛 MTD 堆置。在 MTD 移動方向的辨識上，透過單一 MTD 最高出現位置與最低處出現位置等，另外，上一段提到的內部特徵也是辨別的憑藉，例如從剖面中正斷層與擠壓脊相對位置(圖 4-22，下圖)，即可辨識出該 MTD 的滑移方向是由西到東。從圖 4-23 中綠色箭頭的 MTD 移動方向，可推知 MTD 發育自盆地西側，相當於泥貫入體 D2、D3 的位置往沉積中心移動；另外北側的那支 MTD 位置恰可對應到海床上的塊體運動特徵(圖 4-1，白色虛線框起處)。MTD 在發育時間上恰好在 D2、D3 活動過後。因此從時間與方向性來看，推斷本盆地內兩期明顯的 MTD 貫入體的發育是導致此盆地中大規模 MTD 發生的主要原因。

由箭頭方向顯示兩 MTD 移動方向皆指向目前沉積中心。而這也表示 MTD 發生前，盆地南北兩側都已經被貫入體抬升所封閉。另外將 MGL0908-1A 做疊前移位處理(PSDM, Pre-Stack Depth Migration)將時間剖面轉為深度剖面(圖 4-24)，其厚度可達 350-400 公尺，約占該剖面的 1/2-1/3 厚，推估總體積約占本斜坡內盆地沉積層的 40%。而且從海床上的塊體運動特徵來看(圖 4-1，軸部以西的白色虛線框)，未來在下枋寮盆地的沉積物填充中，MTD 仍是一個主要的填充機制。

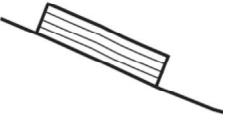
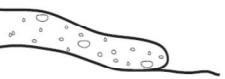
重力引起的沉積		來源性分類(運動機制)	描述性分類(沉積構造)	震測上的辨別特徵
MTD	滑移 (Slide)		剪切破壞作用沿著弱面下滑，其中內部僅受少量或完全沒有變形。	實際上呈未變形的連續層理。
	崩移 (Slump)		剪切破壞作用伴隨著旋轉沿著弱面下滑，其中呈現多種角度的內部變形。	塑性變形的作用特別會發生在趾部或底部。其中含犁狀構造、褶皺、張力作用斷層、節理、溝槽、旋轉塊體。
	碎屑流 (Debris flow)		剪力分佈在整個塊體中，粗碎屑靠泥質基質的內聚力及對粗顆粒的浮力所支撐(相當於高濃度的泥水將粗粒的碎屑載浮在泥流之上搬動)。	內部排列沒有固定順序，粗碎屑和基質的含量變化大，有時出現逆粒序層理或是流動構造。
T	濁流岩 (Turbidite)		碎屑靠流體的湍流所支持(Newtonian rheology)。	與底界有明顯的磨蝕面。沉積構造具有砂岩層、交錯層、平行紋理和粒級層等特徵。

表 4-1：重力驅動的沉積作用分類。(修改自 Moscardelli et al., 2008)

No.	Location and type	Age	Volume (km ³)	Reference
1	Angola Slides*	Miocene	20	Gee <i>et al.</i> (2006)
2	Niger MTCs†	Pliocene	—	Shanmugam <i>et al.</i> (1997) and Nissen <i>et al.</i> (1999)
3	Cape Verde Slides*	Pleistocene	—	Wynn <i>et al.</i> (2000)
4	Sahara Debris Flow†	Pleistocene	600–1100	Gee <i>et al.</i> (1999)
5	Canary Debris Flows†	Pleistocene	400	Masson <i>et al.</i> (1998)
6a	El Golfo Debris Avalanche†	Pleistocene	150–350	Wynn <i>et al.</i> (2000) and Gee <i>et al.</i> (2001)
6b	El Julian Debris Avalanche†	Pleistocene	130	Wynn <i>et al.</i> (2000) and Gee <i>et al.</i> (2001)
6c	Las Playas Debris Avalanche†	Pleistocene	30	Wynn <i>et al.</i> (2000) and Gee <i>et al.</i> (2001)
7	Orotava-Icod-Tino Avalanche†	Pleistocene	1000	Wynn <i>et al.</i> (2000)
8	Morocco MTCs*,†	Tertiary	—	Lee <i>et al.</i> , (2004a)
9	Nile MTCs*,†	Quaternary	670	Newton <i>et al.</i> (2004)
10	Israel Slump Complexes*,†	Quaternary	1000	Frey-Martinez <i>et al.</i> (2005)
11	Big 95' Debris Flow Ebro Spain†	Pleistocene	26	Lastras <i>et al.</i> (2005)
12	Peach Slide†	Pleistocene	135	Holmes <i>et al.</i> (1998) and Knutz <i>et al.</i> (2001)
13	Faeroe Slide*,†	Pleistocene	135	Van Weering <i>et al.</i> (1998)
14	Storegga Slide†	Holocene	2400–3500	Jansen <i>et al.</i> (1987), Evans <i>et al.</i> (1996), Bouriak <i>et al.</i> (2000), Haflidason <i>et al.</i> (2005)
15	Traenadjupet Slide†	Holocene	900	Laberg & Vorren (2000)
16	Andoya Slide†	Holocene	485	Laberg <i>et al.</i> (2000)
17	Baffin Bay Slide/Debris Flow*,†	Plio-Pleistocene	—	Aksu & Hiscott (1989)
18	Nova Scotia MTCs*,†	Eocene to Holocene	—	Campbell <i>et al.</i> (2004)
19	New Jersey MTCs†	Quaternary	1.7	McAdoo <i>et al.</i> (2000)
20	Baltimore Canyon Slide†	Holocene	200	Embley & Jacobi (1986)
21	Cape Fear Slide†	Pleistocene	1400	Popenoe <i>et al.</i> (1993)
22	Gulf of Mexico MTCs*,†	Tertiary	27.5	McAdoo <i>et al.</i> (2000)
23	Trinidad MTCs*,†	Plio-Pleistocene	11.3–2017	Moscadelli <i>et al.</i> (2006)
24	Amazon Fan MTCs*,†	Pleistocene	1500–2000	Piper <i>et al.</i> (1997)
25	Ranger Slide Baja California*	Pleistocene	20	Normark (1974)
26	Palos Verdes MTC–California†	Holocene	0.34–0.72	Lee <i>et al.</i> (2004b)
27	Santa Monica MTC–California†	Quaternary	0.0002	Lee <i>et al.</i> (2004b)
28	Goleta MTC–California†	Holocene	0.5	Lee <i>et al.</i> (2004b)
29	Gaviota MTC–California†	Holocene	0.01–0.02	Lee <i>et al.</i> (2004b)
30	Oregon MTC†	Quaternary	3.8	McAdoo <i>et al.</i> (2000)
31	Brunei MTC*,†	Quaternary	80	McGilvery <i>et al.</i> (2004)
32	Eastern Kalimantan MTC*,†	Pleistocene	—	Posamentier & Kolla (2003)

Numbers correspond to modern and ancient MTCs identified in offshore seismic. Letters correspond to ancient MTCs identified in outcrop.

*Buried MTCs.

†MTCs that have seafloor expression.

MTCs, mass transport complexes.

表 4-2：全球 MTD 的發生與分佈位置。摘自 Moscardelli & Wood (2008)

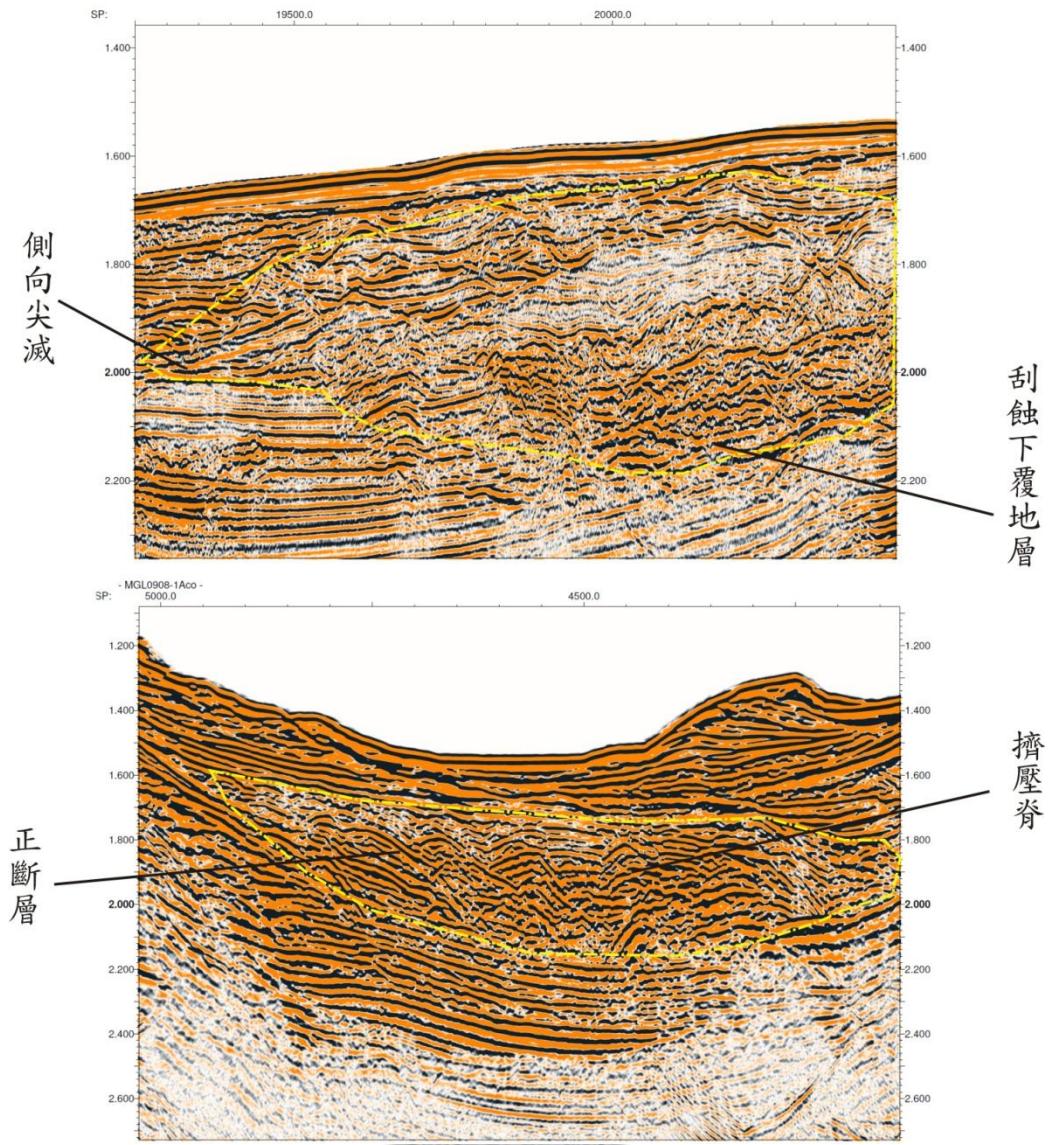


圖 4-22：MTD 內部特徵示意圖。上圖截自震測剖面 MCS937-XC(圖 4-10)黑色方框處；下圖截自震測剖面 MGL0908-1A(圖 4-9)黑色方框處。黃色虛線圈起處為辨識為 MTD 的範圍。

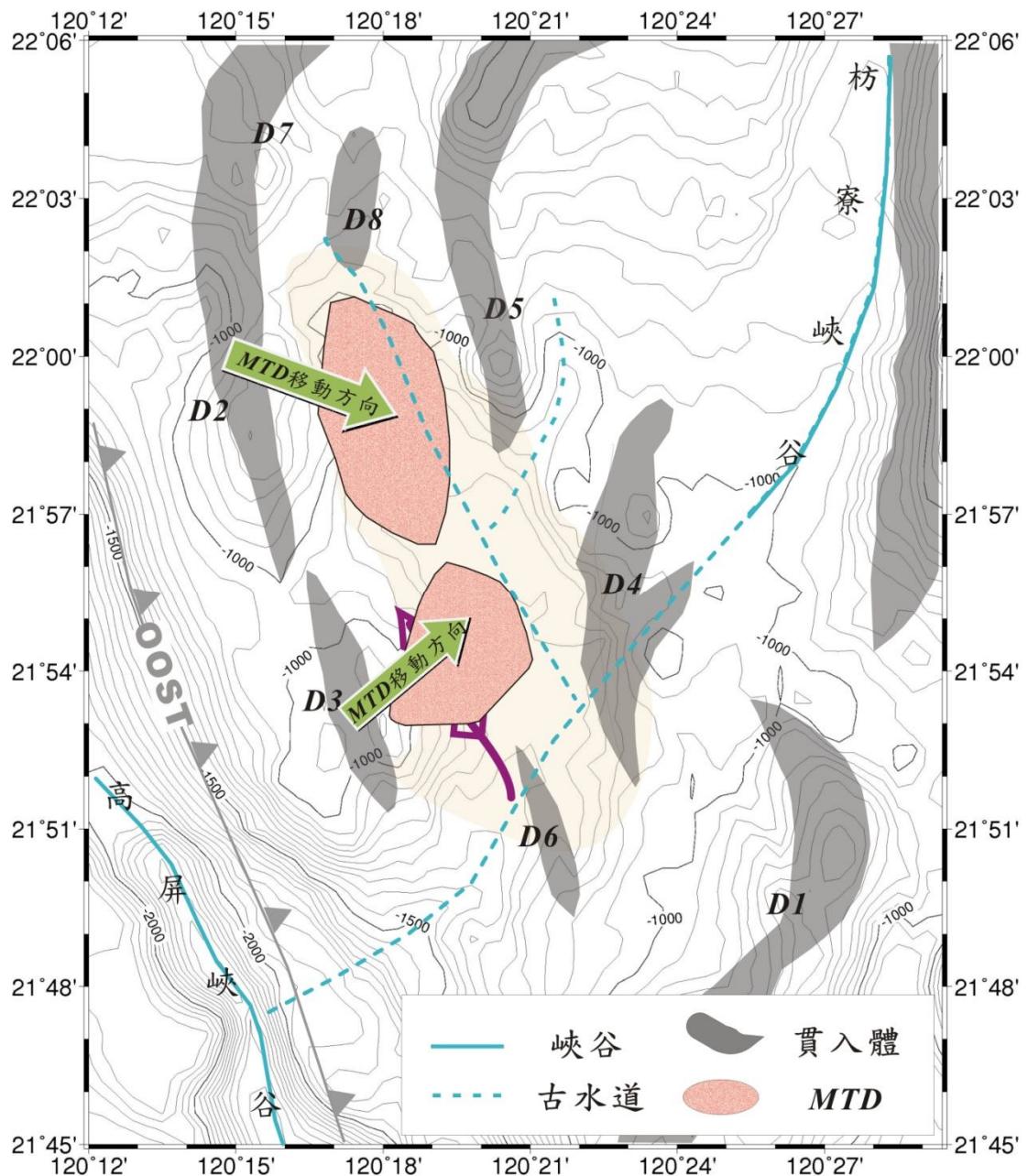


圖 4-23：兩期 MTD 位置分佈圖。兩期 MTD 延布於盆地內，藍色虛線為推測古水道的可能位置；綠色箭頭象徵南北兩期 MTD 的移動方向。

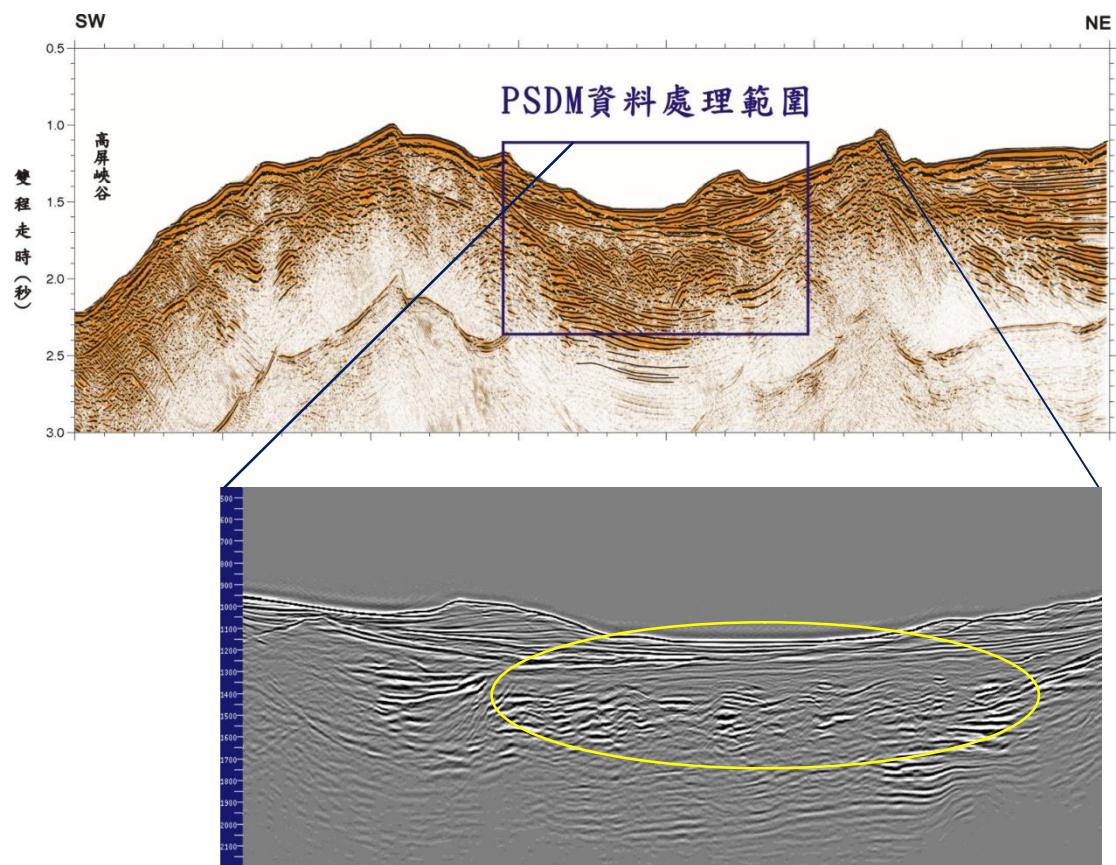


圖 4-24：MTD 厚度剖面圖。上圖為 MGL0908-1A 的時間剖面，方框表示擷取進行 PSDM 的處理後的深度剖面，下圖為 MGL0908-1A 的深度剖面，其中黃色圈起處的 MTD 厚度約達 350-400 公尺。

4.5 下枋寮盆地的發育過程

台灣西南海域的高屏陸坡區中，廣泛分佈的構造低區形成斜坡內盆地。斜坡內盆地反映了大地構造擠壓、泥貫入體抬升，以及沉積物堆積這三大作用。

有別於墨西哥灣的鹽動力過程，台灣西南海域的斜坡內盆地並非透過盆地的沉降作用造成其階段性的發育，相對的，受差異負重以及反映大地應力的斷層作用(Sun and Liu, 1993；張成華，1993；黃偉倫，1995；莊惠如，2006；柯佳君，2010)才是台灣西南海域泥貫入體作用的生成的主因，而泥貫入體彼此間存在階段性發育的差異影響著斜坡內盆地的納積空間範圍以及納積空間的形貌。除此之外，高屏陸坡上的海底峽谷或者是古峽谷(水道)造成切蝕與填充(cut and fill)過程(圖4-20)也對下枋寮盆地的沉積物填充占了重要的角色。

根據上述觀察，整理出下枋寮盆地的階段性發育過程(圖 4-25)。遠洋、半遠洋性沉積物覆蓋在原本就存在的低區，蓬萊造山運動造成台灣進入了活躍的碰撞隱沒時期，侵蝕作用攜帶大量的沉積物形成 Unit A 並覆蓋在原已存在的低區(圖 4-25，A)，大地應力造成逆斷層發育以及沉積差異負重的作用下，泥貫入體從盆地四周陸續發展。其中盆地南緣的斷層發育形成第一期褶皺(圖 4-25，B)，推測 D6 也是順著此逆斷層形成而在盆地南緣形成。接著斷層活動暫停，覆蓋沉積物 Unit B 於上，形成第一期進覆不整合面(圖 4-25，C)，第二期斷層發育時，同時沉積 Unit C 形成第二期進覆不整合面(圖 4-25，D)，貫入體發育造成的陡坡形成而引發第一次的 MTD 活動(圖 4-25，E)，其後，Unit D 沉積，水道從東側入侵，並填充水道沉積物 Unit E(圖 4-25，F)，由於盆地發育期間，盆地西緣的泥貫入體形成並增加坡度，造成 MTD 再度形成(圖 4-24，G)，最後，近代沉積的 Unit F 覆蓋在所有層序之上(圖 4-25，H)，形成目前所看到的下枋寮盆地沉積堆疊與構造分佈情況。

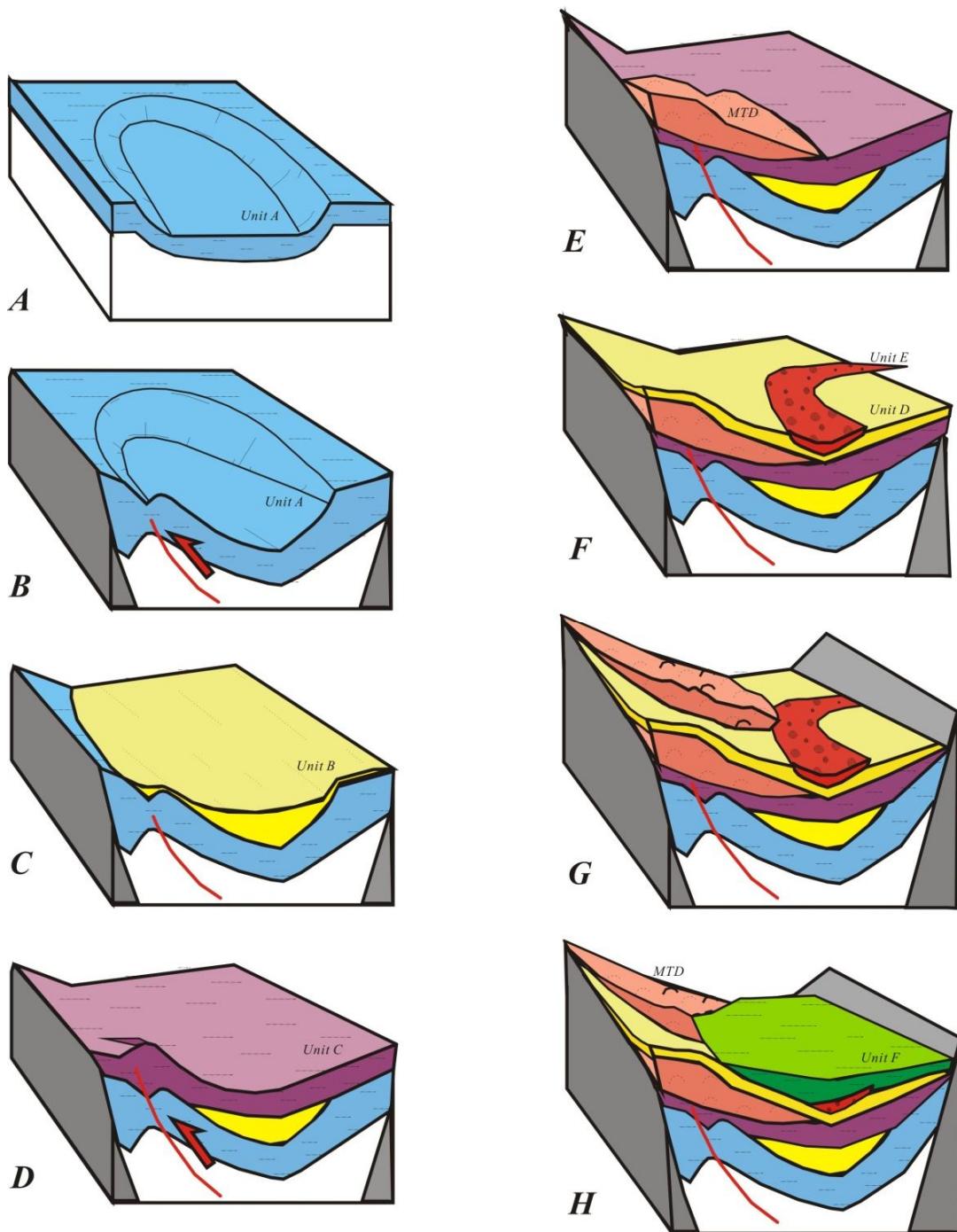


圖 4-25：下枋寮盆地發育過程示意圖。階段 A，Unit A 沉積；階段 B，逆衝斷層第一期發育造成 Unit A 拱起形成背斜；階段 C，Unit B 沉積；階段 D，逆衝斷層第二期發育同時 Unit C 沉積；階段 E，MTD 第一次發育；階段 F，水道造成侵蝕與填充；階段 G，MTD 第二次發育；階段 H，Unit F 沉積。

第五章 結論

下枋寮盆地位處於台灣西南海域高屏陸坡區域的枋寮峽谷下游處，是一由八座泥貫入體包圍所組成的斜坡內盆地。盆地整體呈呈北北西—南南東走向，與大地構造走向一致；在北緯 $21^{\circ}54'$ 處，轉為北北東-南南西走向。縱向約長 20 公里，橫向約寬 5 公里；其分佈面積約為 100 餘平方公里。盆地的深度隨軸部向南南東方向變深，盆地分佈的水深範圍約從 1000 公尺深到 1200 公尺深，其分佈面積約為 150 餘平方公里。從盆地水深變化而言，盆地水深從北約 800 公尺深處往南變深為 1200 公尺深。

本研究利用多條二維震測與一組三維震測資料下枋寮盆地，藉著串連所有震測資料的地層序列做對比以了解地層彼此間的相關性，在分析該下枋寮盆地內部層序與構造上的分佈與變化成因後，提出一個盆地發育模式說明下枋寮盆地的階段性發育過程，共分成八個階段。

在階段 A，Unit A 沉積；階段 B，逆衝斷層第一期發育造成 Unit A 拱起形成背斜；階段 C，Unit B 沉積；階段 D，逆衝斷層第二期發育同時 Unit C 沉積；階段 E，MTD 第一次發育；階段 F，水道造成侵蝕與填充；階段 G，MTD 第二次發育；階段 H，Unit F 沉積。除了盆地發育模型之外，發育過程的重點組成分述如下：

1. 台灣西南海域的斜坡內盆地反映了大地構造擠壓、泥貫入體抬升，以及沉積物堆積這三大作用。
2. 古水道切蝕與充填作用是下枋寮盆地沉積物疊置過程中重要來源，而從古水道的東北-西南走向與枋寮峽谷的相對位置關係，推測水道內的沉積物來源主要是來自枋寮峽谷。
3. 泥貫入體的發育圈合是造成下枋寮盆地生成的主因。其中盆地西南側的

D3 與 D6 呈兩階段伴隨斷層的發育，發育過程中並生成一傾沒背斜。構造演化的過程也造成沉積中心的移動，造成沉積空間也隨構造改變位置，另外，泥貫入體發育造成 MTD 的發育堆積於盆地內部，間接影響沉積中心的遷移。

4. 貫入體的發育造成 MTD 於地層的沉積作用。貫入體抬升作用的發生造成坡度增加，形成塊體運動。由於盆地目前因受 D4 阻擋而減少填滿-溢出的下坡充填過程，而目前海床仍可觀察到有 MTD 的發生，所以 MTD 未來仍是本斜坡內盆地重要的盆地填充沉積。從資料估計現階段盆地內部的 MTD 約占全斜坡內盆地體積的 40%。



參考文獻

中文部分

盧俊臣(1992) 檔察海底峽谷的形貌、震測特徵及其物理沉積作用。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 105 頁。

潘玉生、陳讚煌、鐘火盛、游銘銳(1992) 震測資料之認識與解釋。中國石油公司海域及海外石油探勘處、中國地球物理學會。

張成華(1993) 台灣西南部海域泥貫入體研究。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。

黃偉倫(1995) 台灣西南部海域泥貫入體之分佈與陸上諸背斜之關係及其對沉積環境之影響。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 68 頁。

陳儀清(1997) 台灣西南外海海床表層沉積物物理及聲學的性質與沉積物學之研究。國立台灣大學理學院海洋研究所博士論文。

蔣正興(1998) 高屏棚坡區之地體架構-楔形體上方堆積區。國立台灣大學理學院海洋研究所博士論文。共 130 頁。

吳孟麟(2004) 高屏海底峽谷與陸棚流場之研究。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 119 頁。

林哲銓 (2005) 台灣西南海域含天然氣水合物地層之構造架構與沉積特徵。國立中央大學地球科學院地球物理所碩士論文。共 152 頁。

莊惠如 (2006) 台灣西南海域泥貫入體分布與構造活動之關係。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 113 頁。

黃任億 (2006) 台灣西南海域高屏陸坡盆地及澎湖海底峽谷-水道系統的沉積作用及演化。國立台灣大學理學院海洋研究所博士論文。共 161 頁。

邱瑞焜 (2009) 以海床迴聲特徵探討台灣海峽及台灣西南海域之淺層沉積作用。

國立台灣大學理學院海洋研究所博士論文。共 136 頁。

曾靜宜 (2009) 台灣西南海域陸棚及峽谷內沉積物傳輸方式。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 85 頁。

柯佳君 (2010) 台灣西南海域泥貫入體的活動與演化。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 107 頁。

廖士瑋 (2010) 應用三維反射震測技術調查台灣西南海域天然氣水合物系統。國立台灣大學理學院海洋研究所碩士論文。共 84 頁。

陳松春、王詠綯、鐘三雄、陳柏淳(2011) 臺灣西南海域高屏上部斜坡逸氣通道分佈與天然氣水合物賦存探討。中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 100 年年會暨學術研討會。第 223 頁。

英文部分

Aschoff, J. L., and Giles, K. A. (2005) Salt diapir-influenced, shallow-marine sediment dispersal patterns: Insights from outcrop analogs. *AAPG Bulletin*, 4, 447-469.

Beaubouef, R. T., and Friedmann, S. J. (2000) High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intraslope basins, Western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs. *SEPM Gulf Coast Section Foundation 20th Annual Research Conference Deep-Water Reservoirs of the World*, 40-60.

Bouma, A. H., Smith, L. B., Sidner, B. R. ,and McKee, T. R. (1978) Intraslope basin in northwest Gulf of Mexico, *AAPG* , 7, 289–302.

Chiang, C. C., Yu, H. S.,and Chou, Y. W. (2004) Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system. *Basin Research*, 16, 65-78.

Covey (1984) Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio-Pleistocene western Taiwan foredeep. *Petrol. Geol. of Taiwan*, 20, 53-83.

- Gamboa, D., Alves, T., Cartwright, J., Terrinha, P. (2010) MTD distribution on a 'passive' continental margin: The Espírito Santo Basin (SE Brazil) during the Palaeogene. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1311-1324.
- Huang, C. Y., Wu, W. Y., Chang, C. P., Tsao, S., Yuan, P. B., Lin, C. W., and Xia, K. Y. (1997) Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan, *Tectonophysics*, 281, 31-51.
- Huang, C. Y., Yuan, P. B., and Tsao, S. J. (2006) Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis, *Geological Society of American Bulletin*, 118, 274-288.
- Hutchinson, D.R., Hart, P.E., Collett, T.S., Edwards, K.M., Twichell, D.C., and Snyder, F. (2008) Geologic framework of the 2005 Keathley canyon gas hydrate research well, northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 906-918.
- Hsu, S. K., Kuo, J., Lo, C.L., Tsai, C.H., Doo, W. B., Ku, C. Y., Sibuet, J. C. (2008) Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 19, 767-772.
- Lee, G. H., Watkins, J.S., and Bryant, W.R. (1996) Bryant canyon fan system: An unconfined, large riversourced system in the Northwestern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, V. 82, 340-358.
- Liu, C. S., Huang, I. L., and Teng, L. S. (1997) Structural features off southwestern Taiwan. *Mar. Geol.* 137, 305-319.
- Liu, C. S., Liu, S. Y., Lallemand, S. E., Lundberg, N., and Reed, D. (1998) Digital elevation model offshore Taiwan and its tectonic implications. *TAO*, 9(4), 705-738.
- Lin, A. T., Yao, B., Hsu, S. K., Liu, C. S., Huang, and C. Y. (2009). Tectonic features of the incipient arc-continent collision zone of Taiwan: Implications for seismicity. *Tectonophysics* 479, 28-42

- Lin, C. C., Lin, A.T. , Liu, C. S., Schnurle, P., Chen, G. Y., and Liao, W. Z. 2009. Geological controls on BSR occurrences in the incipient arc-continent collision zone offshore southwest Taiwan. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1118-1131
- Lundberg, N., Reed, D., Liu, C.-S., and Lieske J. Jr., (1992) Structural controls on orogenic sedimentation, submarine Taiwan collision. *Acta Geologica Taiwanica*, 30, 131-140.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., and Sangree, J. B. (1977) Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *AAPG Memoir* 26, 117-133.
- Martin, R. G., and Bouma, A. H. (1981) Active diapirism and slope steep- ening, northern Gulf of Mexico continental slope. *Marine Geo- technology* 5, 63-91.
- McDonnell, S. L., Max, M. D., Cherkis, N. Z., and Czarnecki, M. F. (2000) Tectono-sedimentary controls on the likelihood of gas hydrate occurrence near Taiwan. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 929-936.
- Moscardelli, L., and Wood, L. (2008) New classificationsystem for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research* 20, 73-98.
- Madof, A. S., Christie-Blick, N., Anders, M. H. (2009) Stratigraphic controls on a salt-withdrawal intraslope minibasin, north-central Green Canyon, Gulf of Mexico: Implications for misinterpreting sea level change. *AAPG Bulletin*, 93, 535-561.
- Reed, D. L., Lundberg, N., and Liu, C.-S. (1991) Transition between regions of subduction and collision in the Taiwan accretionary wedge. *EOS Trans.AGU*, 72, 432.
- Reed, D. L., Lundberg, N., Liu, C. S., and Kuo, B. Y. (1992) Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge; implication for accretion and crustal kinematics. *Acta Geologica Taiwanica*, 30, 105-122.
- Richardson, S. E. J., Davies, R. J., Allen, M. B., and Grant, S. F. (2011) Structure and

evolution of mass transport deposits in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Basin Research*, 10, 1-16.

Sangree, J. B. and Widmier, J. M. (1979) Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44, 131-160

Sun, S. C. and Liu, C. S. (1993) Mud diapirs and submarine channel deposits in offshore Kaohsiung-Hengchun, southwest Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 1-14.

Twichell, D. C., Nelson, H., and Damuth, J. E. (2000) Late-stage development of the Brant canyon turbidite pathway on the Louisiana continental slope. *Deep-Water Reservoirs of the World: Proceedings of the Gulf Coast Section SEPM*, 1032-1044.

Pratson, L.F., and Ryan, W.B.F. (1994) Pliocene to recent infilling and subsidence of intraslope basins offshore Louisiana. *AAPG Bulletin*, 78, 1483-1506.

Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S., and Craig, P.G. (1998) Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, Deep-Water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, 701-728.

Posamentier, H.W., and Kolla, V. (2003) Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*. 73, 367-388.

Weimer, P., Varnai, P., Budhijanto, F. M., Acosta, Z. M., Martinez, R. E., Navarro, A. F., Rowan, M. G., McBride, B. C., Villamil, T., Arango, C., Crews, J. R., and Pulham, A. J. (1998) Sequence stratigraphy of Pliocene and Pleistocene turbidite systems, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, 918-960.

Yang, K. M., Ting, H. H., and Yuan, J. (1991) Structural styles and tectonic modes of Neogene extensional tectonics in southwestern Taiwan: implications for hydrocarbon exploration. *Petrol. Geol. Taiwan*, 26, 1-31.

- Yu, H. S., Huang, C.S. and Kuo, J. W. (1991) Morphology possible origin of the Kaoping submarine canyon head off southwest Taiwan . *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 27 , 40-50.
- Yu, H. S., Liu, C.S. and Lee, J. T. (1992) The Kaohsiung submarine canyon: A modern aborted canyon and its morphology and echo character. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 28 , 19-30.
- Yu, H.S., and Wen, Y.H. (1992) Morphology and echo characters of Fangliao submarine canyon off southwest Taiwan. *ACTA Oceanographica Taiwanica*, 26, 1-12.
- Yu, H.S., and Wen, Y.H. (1992) Physiographic characteristics of the continental margin off southwestern Taiwan. *Jour. Geol. Soc. China.*, 36, 337-351.
- Yu, H.S.,and Lu, J.C. (1995) Development of the shale diapir-controlled Fangliao Canyon on the continental slope off southwestern Taiwan. *Jour. SE Asian Earth Sci.*, 11, 265-276.
- Yu, H.S.,and Chiang, C.S. (1996) Seismic and morphological characteristics of the Kaohsiung Submarine Canyon, southwestern Taiwan. *Jour. of Geol. Soc. of China*, 39, 73-86.
- Yu, H. S., and Huang, Z. Y. (2006) Intraslope basin, seismic facies and sedimentary processes in the Kaoping slope, offshore southwestern Taiwan . *Terr. Atmos. Ocean . Sci.* , 17 , 659-677.
- Yen, J. Y., and Lundberg, N. (2006) Sediment compositions in offshore southern Taiwan and their relations to the source rocks in modern arc-continent collision zone. *Marine Geology*, 225, 247-263.