



國立台灣大學海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

南海東北坡在過去四萬年間氣候變遷

沉積記錄與區域性變化

Sedimentation and regional variation in the Northeastern

South China Sea during the past 40000 years

鄭婉言

Wan-Yen Cheng

指導教授：林曉武 博士

Advisor: Saulwood Lin, Ph.D.

中華民國 104 年 8 月

August, 2015

## 致謝

本論文研究期間，承蒙恩師林曉武博士悉心的指導，承指導老師的寬容與關愛，在學生炸毛與理智斷線時能多多容忍，展現長者風範。感謝老師對學生的多方栽培，各種儀器或載具都願意花費時間與成本讓學生去學習、操作。感謝老師在各研究學者面前大力誇讚學生，讓學生有許多機會接觸各種不同專業的學者，使學生獲益良多。感謝老師於繁忙的工作中抽空與學生討論研究中所遭遇的各種難題，使本論文能順利的完成，心底的感激以非筆墨所能形容。

感謝國立中山大學林慧玲教授、本所王珮玲教授與溫良碩教授於百忙中抽空前來擔任學生的論文審查工作，並對本論文提供諸多寶貴意見，令學生受益良多。

感謝本所白書禎教授、魏慶琳教授、溫良碩教授及曾鈞懋教授於求學期間所授予的寶貴知識、課業上的指導及生活上的關懷，令學生銘感於心。

感謝實驗室裡的學長姐（裕程、迎瑩、介璋、怡萱、昱甫、景暘、旭濱）不遺餘力的指導相關的採樣與分析工作，並總是耐心聆聽，做我的情緒垃圾桶，開導我的處事態度與研究上的盲點，即使已經畢業了也常常藉由各種管道表達關心，讓我知道當我需要時他們都在，只要我回頭就可以找到援手。同學及學弟妹於本論文研究期間給予許多的幫助，也許相處時間不長，但仍十分感謝在採樣或分析時所給予的協助。另外，特別要感謝一之姊、國銘老大及各位助理，在研究期間的包容與協助。本論文能順利的完成，大家的幫忙功不可沒，在此致上萬分的謝意。

感謝我的家人容忍我的任性與肆意妄為，當我在做感興趣的事情時，常常會廢寢忘食，導致媽媽總是為了我的健康憂心忡忡，總是花大把的時間在實驗室，陪伴家人的時間總是被犧牲，感謝媽媽、外祖父、小阿姨、王爺爺的全力支持與包容，讓我十分感動與感謝。

感謝朋友胤飛，常常會為我排解情緒；大學同學德寧，雖然彼此都在生活的漩渦忙碌，但仍不忘關心打氣；大學同學仁宏，很抱歉沒能出席你的告別式，但我相信你一定有在天上保守我，我永遠記得你的笑容，下輩子要一起到老。

謹以此論文獻給所有支持、鼓勵及幫助過我的老師、學長姐、同學、學弟妹、朋友及家人，感謝主。

## 中文摘要



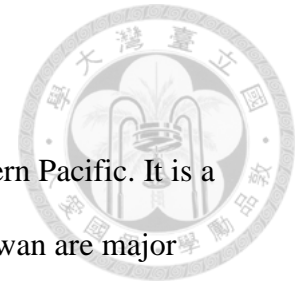
南海是西太平洋最大的邊緣海，東北坡周遭環繞台灣、中國大陸、菲律賓及許多小島，承接大量經由河川帶來之陸源物質懸浮顆粒，其中以台灣懸浮顆粒輸出量最為巨大。沉積物組成受到氣候、海平面升降和河川懸浮顆粒輸入通量改變，隨時序記錄不同沉積環境的特徵。本研究藉由沉積物中浮游性有孔蟲 C14 定年結果重建沉積年代，分析沉積物中有機物質碳氮比值、有機碳、碳酸鈣、生物矽濃度及粒徑大小分佈，探討此段時間內沉積物來源的變化及環境變遷影響機制。

研究結果發現，南海東北坡沉積物質受古氣候變遷影響，大致上可分成下列四種沉積環境狀態：冰期、過渡期、全新世與突發性事件(events)。全新世時期，深受台灣小河傳輸陸源物質所影響，全新世氣候較溫暖且降雨量大，河川懸浮顆粒輸出量大，大量陸源物質經由海底峽谷輸送至研究區域沉積。在過渡期期間，台灣端陸源輸出可能更為巨大，大量營養鹽輸入導致海洋基礎生產力在此時達到極大值，深水區的沉積物在此時沉積速率最快。冰期時，沉積物中陸源物質訊號比全新世時強，顯示此時陸源物質輸入不比全新世時少。全球性突發事件的發生，像是新仙女木事件、B/A 暖期、D-O events 與 Heinrichs events，均可在岩心中觀察到。另外，還發現許多強度不亞於全球性突發事件的區域性事件發生訊號，推測可能是颱風所造成。

在近台灣端之測站間冰期沉積速率為 160 cm/ka，過渡期沉積速率更高達 259 cm/ka。在距離台灣 200 公里遠的測站在間冰期有 20~30 cm/ka 的高沉積速率，過渡期沉積速率更高達 30~74 cm/ka。造成此結果的原因除了氣候變遷改變河川輸入量外，亦受海底峽谷地形影響，導致台灣懸浮顆粒傳輸更遠。

關鍵字：南海、沉積速率、古海洋、生物矽、小河、全新世、末次冰期

## Abstract



South China Sea (SCS) is the largest marginal sea of the Western Pacific. It is a semi-enclosed basin. Rivers from China, Vietnam, Philippine and Taiwan are major sources of terrigenous material entering the Northeastern South China Sea. (Dadson, 2003; Lin et al., 2009; Liu. et al., 2003), in addition to as well as those produced in the water column.

The objectives of this study are to understand spatial variations in sedimentation rates in the past 40000 year, to resolve temporal differences in sedimentation in the Northeastern South China Sea region, and to evaluate importance of small river particles to the marginal sea. A set of cores was collected in overlying water depth within 1600 – 3300 m for mutilsensor core logging of magnetic susceptibility, density, and porosity. Foraminifera (*G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *O. universa*) were picked and AMS C14 analyses for age determination. Grain size, organic carbon, carbonate and biogenic silica content were measured.

Sediment types were different during the LGM, transition period, Holocene and other events. We have found there were at least 5 types of events in the study region, i.e., YD, BA, DO, Heinrichs and some unknown but larger in scale if not similar local events (most likely typhoon) that were alternating sedimentation in the study region.

Superimposed on these events were the global scale climatic changes within the past 40k year, i.e., glaciation and deglaciation. Sedimentation rate and types of sediments were control primarily by the glaciation and deglaciation, which induce different scale of precipitation on land in delivering different amount/scale and types of sediments to the SCS. Events such as Heinrichs, BA and DO seemed able to control SCS region in altering rate of sediment deliver to the SCS. Local events, most likely typhoon, were

another type of mechanism in producing turbidite sedimentation to the region at various location at different time.



Keywords: South China Sea, Sedimentation rate, Paleoceanography, Holocene, LGM, Henrichs events, Biogenic silica

# 目錄



口試委員會審定書.....	I
致謝.....	II
中文摘要.....	III
英文摘要.....	IV
第一章 緒論.....	1
1.1 南海環境背景.....	1
1.2 南海沉積現狀.....	1
1.3 氣候變遷的影響.....	2
1.4 研究目的.....	4
第二章 樣品採集與實驗方法.....	9
2.1 樣品採集.....	9
2.1.1 研究材料.....	9
2.1.2 採樣方式.....	9
2.2 多重感應元岩心記錄器測量.....	12
2.3 樣品前處理.....	15
2.4 分析方法與實驗流程.....	15
2.4.1 岩心數位照片拍攝及反射色分光測定.....	15
2.4.2 岩心定年分析.....	15
2.4.3 沉積物含水量、孔隙率、統體密度.....	16
2.4.4 沉積物顆粒大小.....	17
2.4.5 沉積物有機碳及碳酸鈣含量.....	17
2.4.6 沉積物有機碳/氮莫耳比值分析.....	18
2.4.7 沉積物生物矽含量分析.....	18

第三章 研究結果.....	21
3.1 碳酸鈣含量變化.....	21
3.2 生物矽含量變化.....	23
3.3 有機碳含量變化.....	24
3.4 有機氮含量變化.....	26
3.5 粒徑變化.....	27
3.6 $\gamma$ 密度、孔隙率、磁感率.....	30
3.7 年代與沉積速率.....	34
第四章 討論.....	44
4.1 年代模式.....	44
4.2 南海東北坡沉積速率在空間上的分佈與影響因素.....	44
4.3 沉積源變化.....	45
4.4 突發事件.....	48
第五章 結論.....	63
參考文獻.....	64



## 圖目錄



圖 1-1、南海海底地形圖.....	5
圖 1-2、台灣現今河川懸浮顆粒輸出通量.....	6
圖 1-3、現今河川輸出懸浮顆粒產量河川輸出懸浮顆粒產量與冰期時變化示意圖.....	7
圖 1-4、南海沉積物分佈來源.....	8
圖 2-1、研究測站位置圖.....	10
圖 2-2、多重感應記錄器岩心之系統示意圖.....	14
圖 2-3、樣品分析流程圖.....	20
圖 3-1、沉積物碳酸鈣含量變化.....	35
圖 3-2、沉積物生物矽含量變化.....	36
圖 3-3、沉積物有機碳含量變化.....	37
圖 3-4、沉積物有機氮含量變化.....	38
圖 3-5、沉積物顆粒組成變化.....	39
圖 3-6、沉積物 $\gamma$ 密度變化.....	40
圖 3-7、沉積物孔隙率變化.....	41
圖 3-8、沉積物磁感率變化.....	42
圖 3-9、沉積物有孔蟲碳十四定年結果.....	43
圖 4-1、研究區域中各測站的年代模式.....	50
圖 4-2、全新世時期 (0-10ka) 南海東北部沉積速率分佈圖.....	52
圖 4-3、過渡期 (10-20ka) 南海東北部沉積速率分佈圖.....	53
圖 4-4、各測站在不同時間的碳酸鹽含量變化.....	58
圖 4-5、各測站在不同時間的生物矽含量變化.....	59
圖 4-6、各測站在不同時間有機碳/氮莫耳比值的變化.....	60
圖 4-7、突發事件在沉積物中地化參數含量對應年代變化圖.....	61



圖 4-8、利用 $\gamma$ -Density 研究突發事件在沉積物中對應年代變化.....62



## 表目錄

表 2-1、採樣測站之站位名稱、經緯度、水深及岩心長度.....	11
表 4-1、各測站在不同時期沉積速率的改變.....	51
表 4-2、南海東北部其他鄰近測站沉積速率的比較.....	54
表 4-3、各測站在不同時期碳酸鈣濃度的改變.....	55
表 4-4、各測站在不同時期生物矽濃度的改變.....	56
表 4-5、各測站在不同時期有機碳/氮莫耳比值的改變.....	57

# 第一章 緒論



## 1.1 南海環境背景

南海介於北緯 5 度至 22 度，東經 110 度至 120 度之間(圖 1-1)，處於太平洋與亞洲大陸之間，是西太平洋最大的邊緣海，海域面積 3500000 平方公里，平均水深 1250 m，南海中心水深約 5000 m，僅藉由一些通道與其它大洋聯繫，北以台灣海峽連接東海，東北以呂宋海峽連接西太平洋，東以巴拉克海峽及明多羅海峽連接蘇祿海，南以卡里馬它海峽與馬六甲海峽分別連接爪哇海與東印度洋，南海與外界聯繫的通道除了呂宋海峽(水深約 2000 m)外均在 100 m 以內(Higginson *et al.*, 2003)。

## 1.2 南海沉積現狀

海洋沉積物組成受到周遭河川傳輸陸源物質所影響，在南海南、北部均擁有碳補償深度以上之廣大陸坡，碳酸鹽沉積物保存良好，沉積速率亦比大洋高出一個數量級，具有西太平洋古氣候記錄之放大效應，可提供古環境之高解析沉積記錄(汪等，1995)。

南海東北部沉積物來源豐富，包含台灣、中國大陸沿岸及菲律賓大小不同河川，根據 Milliman and Syvitski (1992) 的研究指出珠江與紅河每年各輸出 70~80 百萬噸與 130 百萬噸懸浮顆粒，而菲律賓兩條最大河川每年共輸出 8.2 百萬噸 (Lin *et al.*, 2009)，Dadson *et al.* (2003) 研究結果證明台灣每年輸出超過 360 百萬噸懸浮顆粒，僅台灣西南部的三條主要河川每年輸出就高達 104 百萬噸懸浮顆粒 (圖 1-2)。Hsu *et al.* (2014) 的研究指出，台灣西南部河川輸出之懸浮顆粒僅 12% 堆積在大陸邊緣，大部分的陸源懸浮顆粒沿著海底峽谷運送至深水區埋藏。Liu *et al.* (2013) 研究更指出，南海東北坡的沉積物質以台灣的小河輸出懸浮顆粒為最主要的陸源物質來源 (圖 1-4)。

南海位於東亞季風區，由於陸地與海洋之間比熱的差異，夏季，主要為太平洋和印度洋吹向亞洲大陸的西南季風；冬季，主要為亞洲大陸吹向海洋的東北季風 (Higginson *et al.*, 2003)。所以，南海在表水環流、湧升流、海洋初級生產力等均受東亞季風影響 (Higginson *et al.*, 2003; Tamburini *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2002;

Gao and Zhou, 2002; Kuo *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 1999; Wiesner *et al.*, 1996; Shaw *et al.*, 1996; Shaw and Chao *et al.*, 1994; Wyrski, 1961)。

根據台灣經濟部水利署 (2012) 的研究報告指出，過去 50 年來，台灣河川流量有明顯季節性差異，夏季(5~10 月)西南季風盛行時，河川逕流量為 49.9 km<sup>3</sup> 占全年 77%，冬季 (11 至翌年 4 月) 東北季風盛行時，河川逕流量為 15.0 km<sup>3</sup> 僅占全年 23%。台灣南部河川的季節性差異更為劇烈，夏季河川逕流量為 15.8 km<sup>3</sup> 可達全年 90%，輸砂量占全年 99% 以上，冬季河川逕流量為 1.8 km<sup>3</sup>。


沈與王 (2009) 指出大陸河川珠江流量亦受到季風影響有明顯季節性差異，夏季(4~9 月)西南季風盛行時，河川逕流量占全年 67.6% ~ 83.5%，輸砂量占全年 86.9% 以上。冬季 (10 至翌年 3 月) 東北季風盛行時，河川逕流量僅占全年 32.4% ~ 16.5%。

颱風為南海非常重要的特殊自然極端事件。台灣平均每年有 3.8 個颱風侵襲台灣，颱風可於短時間內使河川流量暴增，並夾帶大量物質進入河川 (Cheng and You, 2010)。賴 (2013) 指出颱風事件在 1~3 周內，總流量高達全年 55%，溶解性物質輸出量高達全年 35%。Liu *et al.* (2006) 研究顯示颱風事件發生時，有大量陸源粗顆粒物質輸出，導致 TOC 濃度下降、浮游性有孔蟲豐度增加，並有濁流現象產生。

### 1.3 氣候變遷的影響

南海古氣候變遷受到東亞季風控制，也是造成海洋沉積物組成改變的重要因素。Sun and Li (1999) 與 Sun *et al.* (2003) 利用花粉研究南海北端沉積物指出在間冰期氣候較為暖濕，冰期氣候較為乾冷。Tamburini *et al.* (2003) 從黏土礦物的研究也發現位於南海周邊之陸地地區，在間冰期化學風化作用較強，冰期化學風化較弱，藉由沉積物中化學組成的改變，可以解析古氣候與海洋環境間交互作用的結果。

冰期時海平面下降可超過 120 m (Fairbanks, 1989; Schönfeld and Kudrass, 1993)，造成南海東北部海域台灣海峽通道的封閉，大量陸棚露出使南海成為一半封閉海盆，僅呂宋海峽可與西太平洋的海水進行交換 (Higginson *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 1995; Wang and Wang, 1990)。南海陸棚露出增加南海周圍陸地面積，進而影



響陸源沉積物傳輸 (Wang *et al.*, 1999)。而且，海水面下降使南海中心距離河口的  
位置由遠變近，顆粒的搬運機制會從懸浮顆粒傳輸轉變為河流搬運作用為主，並  
伴隨著比較高的混合作用。當搬運能力較強使得沉積物的顆粒淘選度變差而有粒  
徑變粗的現象，因此從沉積物組成中顆粒大小之變化，可反映當時沉積環境的水  
流搬運能量，其受到河川搬運物質之影響的強弱。

Lin *et al.* (2014) 研究指出，冰期時南海表水溫度下降 2~3 °C。南海陸棚露出  
增加導致南海周圍陸地營養鹽等物質輸出供應 (Tamburini *et al.*, 2003; Wang *et al.*,  
1999)。海洋的基礎生產力的指標主要以碳酸鈣、矽質殼體為主，其含量及組成的  
改變則受控於海水溫度改變造成物種與豐度的改變、營養鹽物質的供應多寡、生  
物源物質的溶解與保存作用及陸源物質稀釋作用的影響 (Kennett, 1982; Jansen and  
van der Gaast, 1988; Verardo and McIntyre, 1994)。矽質殼體的主要來源是矽藻，是  
海洋中最常見的浮游植物之一，在營養鹽充足的海域可佔有約 75 % 的初級生產力  
(Siever, 1991)。矽質殼體在沉降過程中會大量溶解，只有部分沉積至海底 (DeMaster,  
1995)，但仍可代表海洋生產力的指標之一。施 (2011) 與蔡 (2014) 研究指出，冰  
期時海水溫度較冷，鈣質生物生產力下降，生物矽含量較高，間冰期時則呈現相  
反趨勢。

冰期時氣候偏向乾冷 (Sun and Li, 1999; Sun *et al.*, 2003)，陸地上化學風化程度  
較弱 (Tamburini *et al.*, 2003)，沉積物中陸海源物質混合比例程度會受到影響。利  
用 Redfield *et al.* (1963) 提出以  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4$  作為海洋生物體的化學式  
的理論，若沉積物組成大多以浮游生物殘骸為主的話，其有機碳/氮莫耳比值會比  
較接近大約 6.6 左右。Kendall *et al.* (2001) 陸地上的植物具有碳含量高、氮含量  
低的特性，從前人研究結果發現陸域植物的碳/氮莫耳比值為  $> 15$ 。當陸地上的土  
壤顆粒經由雨水沖刷，由河川挾帶具有陸源訊號之沉積物至海洋中，這些陸源物  
質經過風化傳輸進入到海洋中成為海洋沉積物時，其碳/氮莫耳比值範圍在約在 8  
至 15，因此，藉由沉積物中有機碳/氮之莫耳比值可以了解沉積物中陸海源物質混  
合程度是偏向陸源訊號或是海源訊號。Tamburini *et al.* (2003) 指出在冰期時，南海  
北部盆地會有碳/氮莫耳比值較高的訊號。近台灣端的陸坡是否也有相同現象亦是  
本研究的目地。



## 1.4 研究目的

本論文研究重點即探討古環境變遷對於南海東北部約四萬年內之沉積物組成之影響。本研究將藉由沉積物中沉積速率的差異與地化組成的改變，包括有機碳、碳酸鈣、生物矽與有機碳/有機氮莫爾比值的時序分布，區分不同時期沉積環境之空間上的差異。本研究將從陸海源物質比例改變，探討不同時期河川輸入物源物質對於南海東北部沉積物之影響。

在現今研究已知台灣小河輸出陸源物質對周遭海域沉積物的組成具有相當重要之影響，但南海東北坡深水區域沉積物歷經冰期-間冰期變化是否仍受到影響？冰期時，氣候條件改變，海平面位置下降，河川輸出量也與現今時期不同，小河輸出是否也會影響沉積物中陸源或海源物質的沉積？因此，本研究藉由 ORI-901、ORV-0036 航次採集位於南海東北坡之深海岩心與 MD-2914 長岩心，分析沉積物中浮游有孔蟲碳十四定年，以及顆粒粒徑大小、碳酸鈣、有機碳、生物矽、有機氮含量和有機碳/氮莫耳比值，來了解沉積物中各種組成在長時間尺度下之改變。本研究主要針對幾個項目來探討：

1. 沉積速率在時空上之分布差異及影響因素。
2. 沉積中各種物質隨時序變化之特徵。
3. 河川輸出陸源物質在過去及現在對於南海東北部沉積物之影響。
4. 極端事件對研究測站的影響。

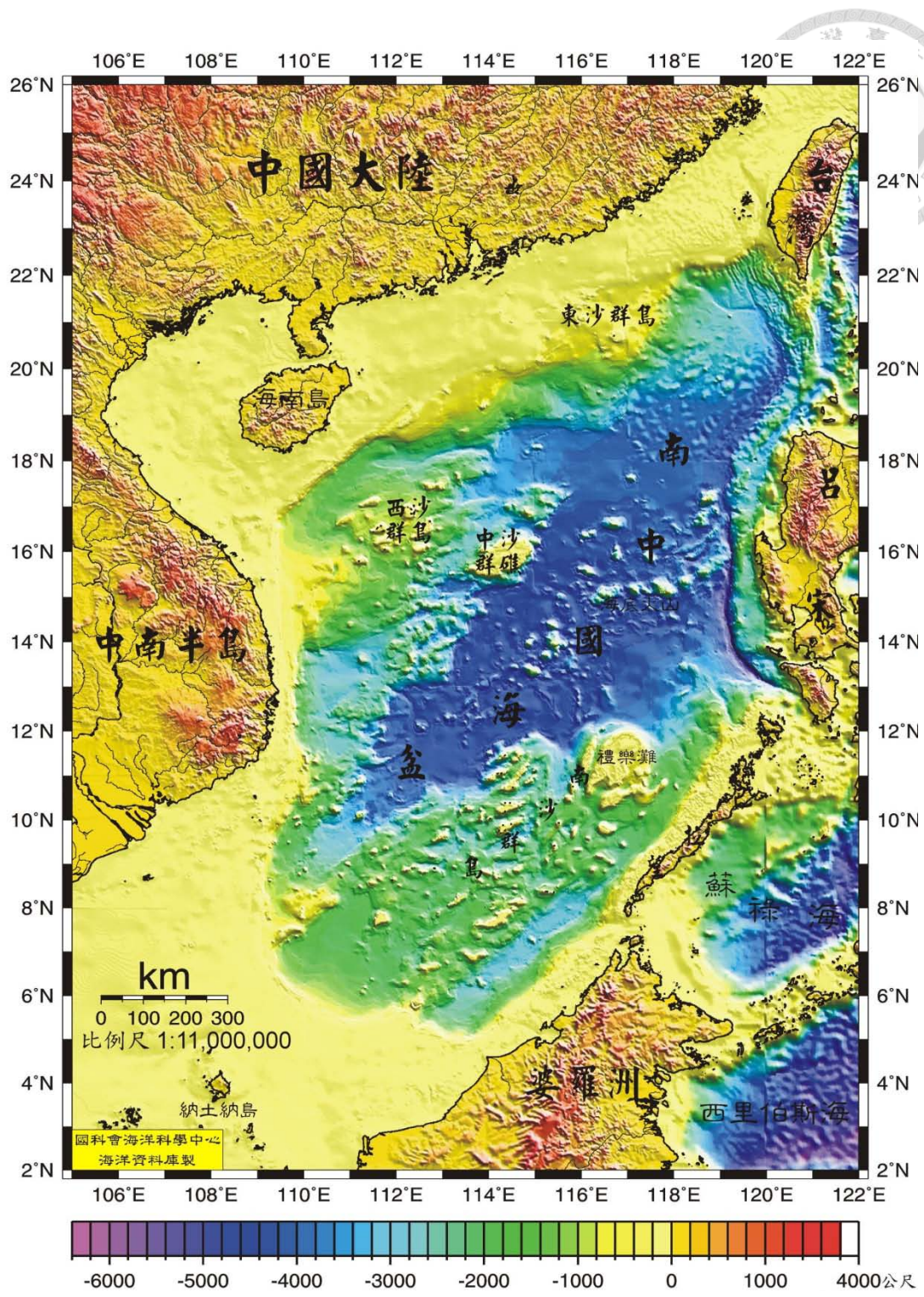


圖 1-1、南海海底地形圖(自國家海洋科學研究中心海洋資料庫, 1999 年繪製)

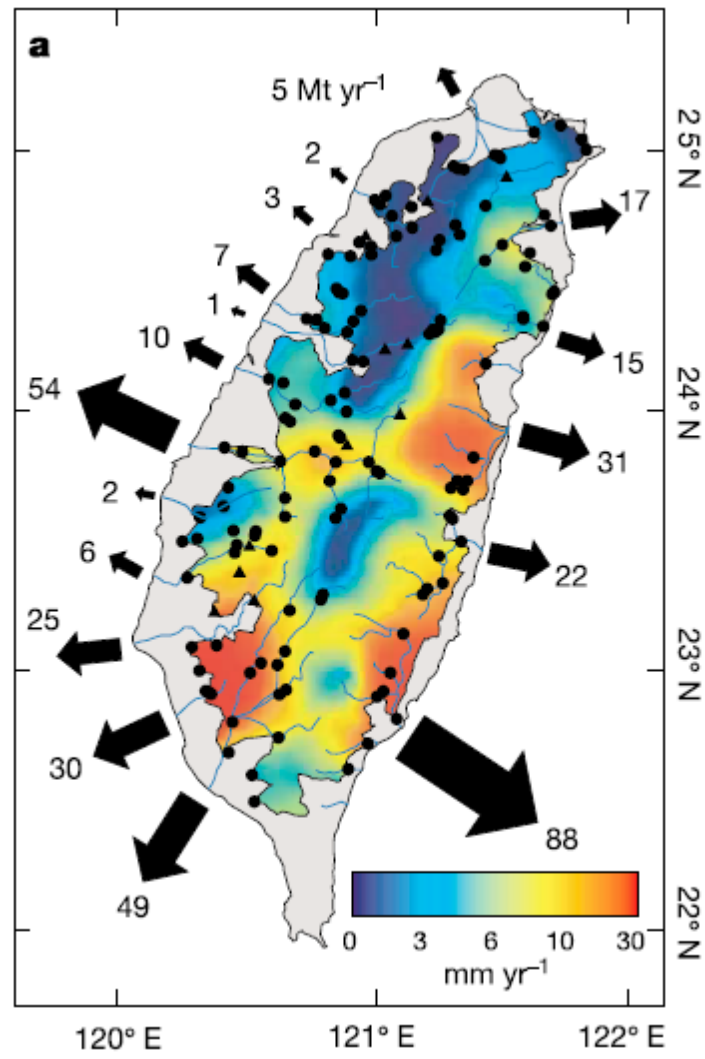


圖 1-2、台灣現今河川懸浮顆粒輸出通量 (Dadson *et al.*, 2003)



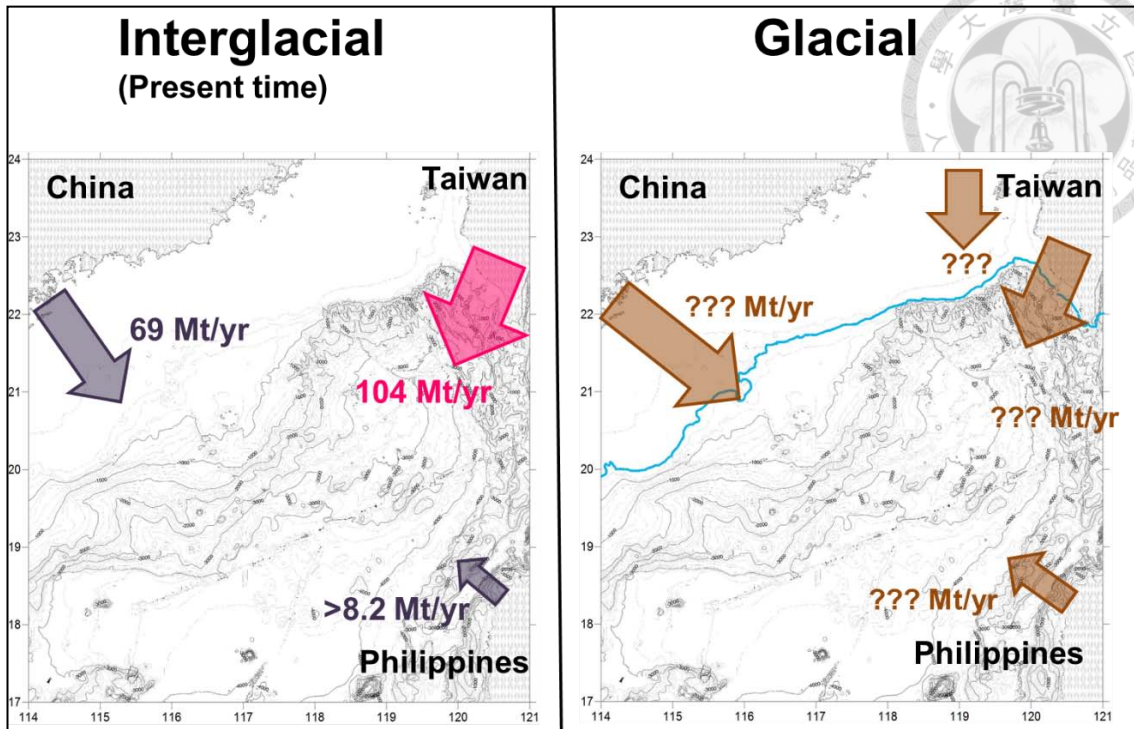


圖 1-3、現今河川輸出懸浮顆粒產量與冰期時期變化示意圖，藍線為冰期時海平面位置示意處。(Dadson *et al.*, 2003 ; Milliman and Meade, 1983 ; Liu *et al.*, 2009 ; Fairbanks, 1989)

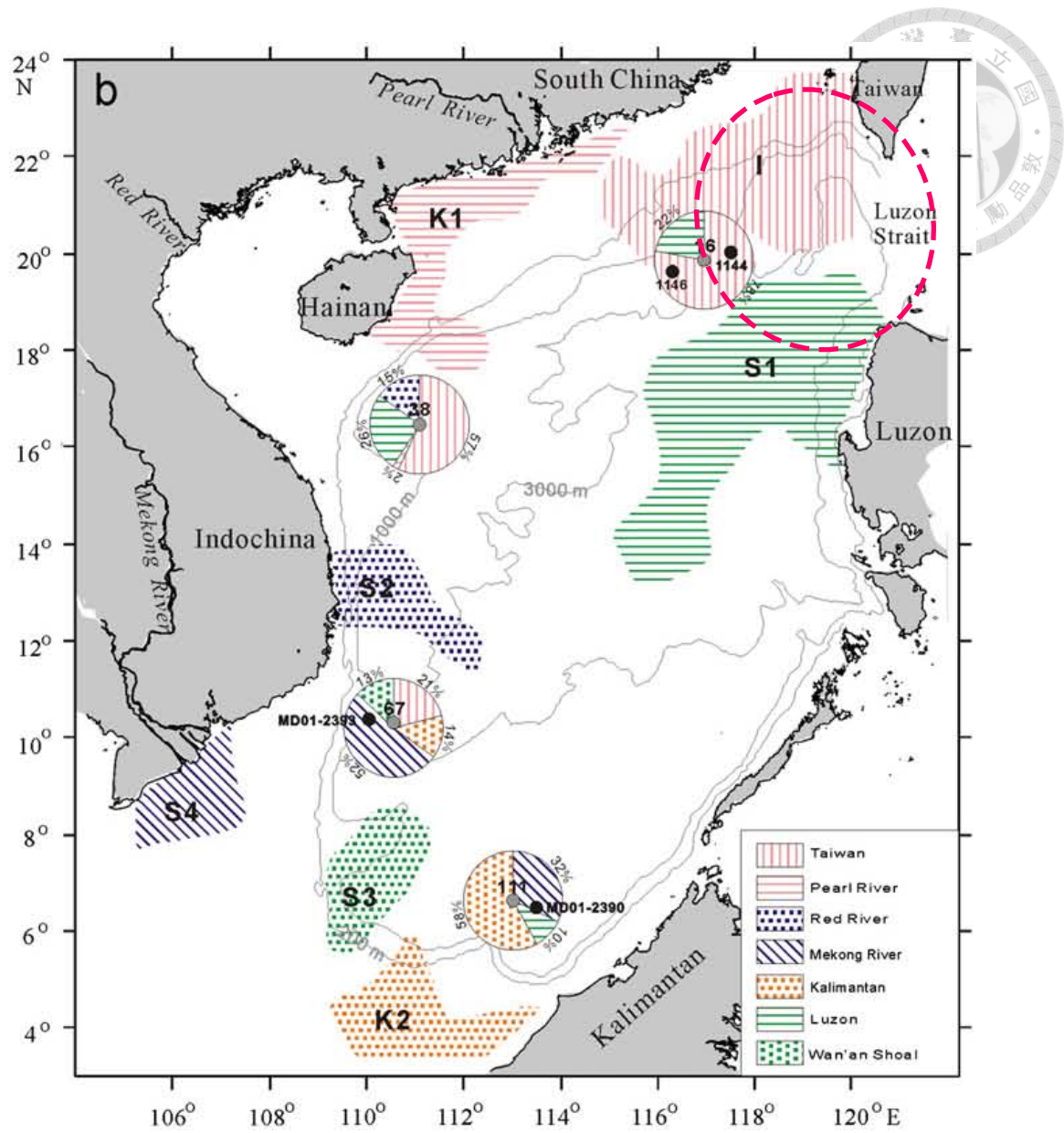


圖 1-4、南海沉積物分佈來源 (Liu *et al.*, 2013)

## 第二章 樣品採集與實驗方法



### 2.1 樣品採集

#### 2.1.1 研究材料

本研究使用國內之海研一號、海研五號研究船及法國 R/V Marion Dufresne 研究船於南海東北坡採集 8 個測站的沉積物樣品(圖 2-1)。本研究採樣可探討南海北坡東北-西南及西北-東南向兩方向之變化，用以研究及探討周遭陸地河川傳輸的陸源物質對於海洋沉積物之影響。各測站名稱及經緯度及水深等資料列於表 2-1。

#### 2.1.2 採樣方式

採樣方法均是使用活塞式沉積物採集器 (piston core)。本研究為更有效採集較長之海底沉積物岩心樣品，而改良採樣器的載重，因為沉積物岩心採樣長度主要受到岩心採樣器加載之重量所控制，當採樣器加載之重量越重，自由落下的下衝力量越強，採樣器能貫穿的沉積物深度越深。其中海研一號與海研五號 piston core 載重均為 1000 公斤，而 MD 之 piston core 載重為 10000 公斤。從採樣長度亦可看出 MD 之 piston core 最重，故可採集到最長岩心。

操作時先將岩心採集器內裝入特殊塑膠管後下放至海水中，當採樣器接近海床時，重鎚會先碰觸到海床並觸動板機擊發釋放採樣器，採樣器以近乎自由落體方式貫穿海床，因採樣器內裝載活塞，可於採樣器貫穿海床的同時抽取沉積物，以利採集較長的沉積物岩心樣品。沉積物採集器回收後放在甲板上，將裝有沉積物的塑膠管取出，用蓋子封住兩端，之後將塑膠管以每 100 公分或 150 公分進行分段保存，封好後等待後續分析工作。

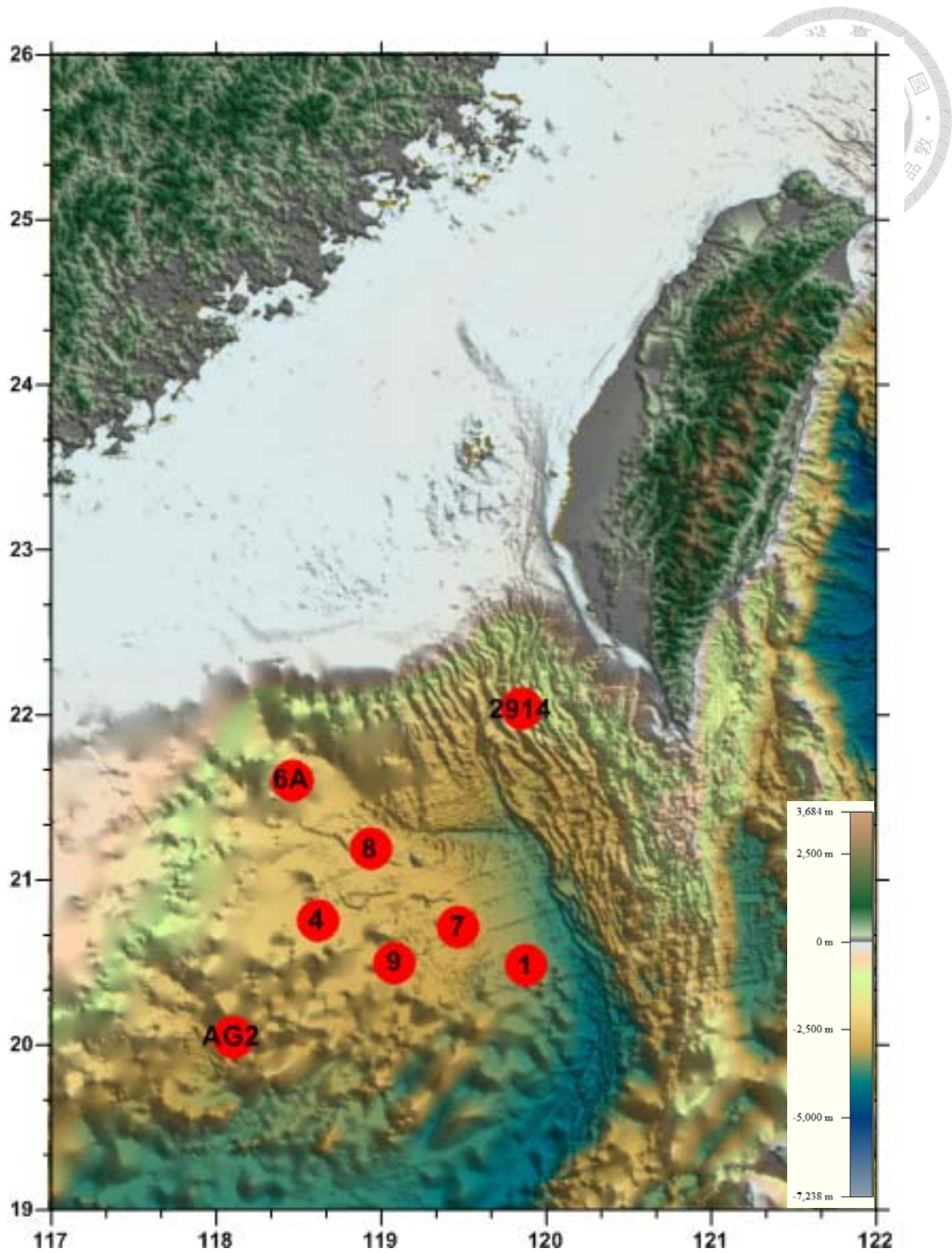
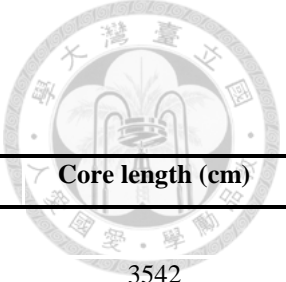


圖 2-1、研究測站位置圖

表 2-1、採樣測站之站位名稱、經緯度、水深及岩心長度



Cruise	Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Water Depth (m)	Core length (cm)
MD10-176	2914	22.033	119.850	1635	3542
OR5-0036	8	21.186	118.935	2652	310
OR1-901	4	20.756	118.612	2618	917
OR5-0036	AG2	20.050	118.097	2971	871
OR1-901	6A	21.607	118.461	1962	885
OR5-0036	7	20.716	119.471	2906	782
OR5-0036	9	20.502	119.085	2877	807
OR1-901	1	20.480	119.878	3294	1025

## 2.2 多重感應元岩心記錄器測量

本研究使用海軍官校所購置英國 GEOTEK 公司所製造的多重感應元岩心記錄器 (Geotek® Multi-Sensor Core Logger, MSCL)，如圖 2-2 所示。MSCL 是目前世界上結合岩心地球物理和化學性質而成之分析系統，目前廣泛使用於柱狀之海底沉積物、湖泊、或岩石樣品。其特性是量測過程全部自動化，因此不會擾動破壞沉積物之結構組織，又可進行多種參數同步測量。可測量參數包含下列十種 (P 波速度、伽瑪密度、電阻率、磁化率、彩色分光光度計、自然伽瑪射線、光學照相系統、XRF 元素濃度分布、遠紅外線溫度、X 射線三為立體成像等)，但在本研究中只取得伽瑪密度、電阻率、磁化率。

多重感應元岩心記錄器主要功能介紹及原理：

- (一)  $\gamma$  射線密度：主要使用  $^{137}\text{Cs}$  作為射源，經測量  $\gamma$  射線通過岩心後衰減量而得，經由測量換算可以得到岩心密度及孔隙率，精確度在  $\pm 1\%$  以內。
- (二) 磁感率：磁感率的感應系統有兩種，分別為環形磁感探頭和單點磁感探頭；環形探頭可用於全管或半管岩心，當環形探頭之直徑越接近岩心直徑，解析度越好；而單點探頭較適用於半管岩心，因操作上更貼近待測物品，解析度佳，但在實驗過程中應避免將磁性物質接近，精確度在  $\pm 5\%$  以內。
- (三) 電阻率：由於不同物質間的導電度不同，沉積物中之孔隙水導電度較好，礦物顆粒則為不良導電體，量測原理是利用一組非接觸感應線圈量測穿過線圈的岩心管阻抗，使用電阻率和密度資料結合，可推估孔隙率及粒徑大小，精確度在  $\pm 3\%$  以內。
- (四) 同步監看系統：利用監控系統連結至電腦，在進行測量過程可同步觀看結果，提供操作者快速辨識沉積物之物理性質的變化。

操作前先將岩心按照前公分數標記，確認每一段岩心之頂部及尾端，並去除岩心頂部多餘水分，再利用保麗龍固定岩心長度。測量時須依序測量，儀器以每 1 公分為間距，測得一組物理性質資料；本研究主要使用下列三種基本參數來進行研究及討論 ( $\gamma$ -密度、孔隙率及磁感率)，操作步驟是將多個感測器或探頭裝設於電子載台上，先使用岩心空管和特製鋁棒做為標準品校正後，設定電腦程式中之

基本參數及待測岩心資料，全程只用岩心自動推進器來控制岩心移動，以避免實驗過程中因人為影響所造成之誤差，各參數經應用軟體換算後可得。



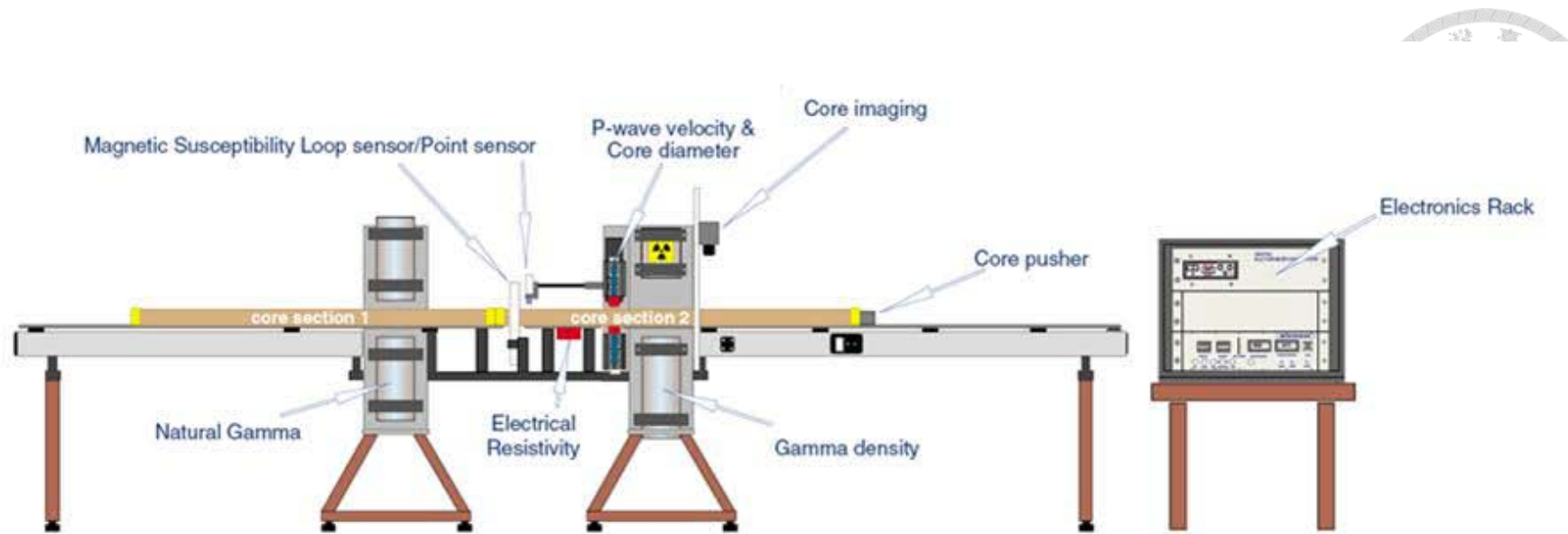


圖 2-2、多重感應岩心記錄器 (Multi-Sensor Core Logger, MSCL) 之系統示意圖



## 2.3 樣品前處理

海研一號與海研五號的樣品皆使用海洋岩心實驗室之牽引式岩心切割機將岩心等份對剖，分成「典藏剖半 (Archive Half)」與「工作剖半 (Working Half)」兩個部份，「典藏剖半 (Archive Half)」會先拍攝岩心之數位照片，最後貯存於冷藏庫暫時收藏。「工作剖半 (Working Half)」之岩心樣品將以每 0.5~2 公分為間隔進行沉積物分切，化學分析用之樣品保存於 50ml PE 離心管中，其餘部分則以夾鏈袋保存，所有樣品在進一步分析前均保存於冷藏庫中。樣品分析流程圖如 2-3 所示。

## 2.4 分析方法與實驗流程

### 2.4.1 岩心數位照片拍攝及反射色分光測定

目前使用海洋岩心資料庫所提供岩心數位影像系統來進行影像擷取之功能。操作過程中岩心在開封後，即立刻進行岩心照相記錄表面最原始的狀態，以避免岩心接觸空氣過久而造成氧化等變質，擷取影像後岩心再測量反射色分光。

本岩心數位影像系統是專門為拍攝、擷取和儲存岩心表面圖像之設備。本套系統涵蓋數位相機、岩心攝影工作平台、電腦軟體控制系統等三大部分，拍攝前可依照各種岩心尺寸，或是不同型態的岩心（例：半管岩心或岩心薄片...等）來設定不同拍攝範圍和焦距，最後再從軟體中可結合各片段之數位影像，最長拍攝範圍可達約 160 公分，所擷取之岩心相片解析度也比傳統拍攝方式更佳。

測量反射色時，將分光測色計垂直架設於岩心樣本表層上，避免過度施壓造成岩心毀損，其原理是向岩心樣本表面發射一定量波長之光束，接收測量岩心之反射率，並藉由經驗方程式之建立，而取得岩心中沉積物組成之變化。經由比對連續測量岩心沉積物表面顏色光譜，輸出各波段之反射率外，還可輸出亮度值。其測定波長範圍：360 ~ 740 nm（奈米）。

### 2.4.2 岩心定年分析

進行碳十四定年時，需先將沉積物樣本清洗過篩，檢視其中所含有孔蟲標本，或其他碳酸鹽質化石，確定非移置化石，並良好保存，未經再結晶、成岩作用或再礦化形成的沉澱碳酸鹽，此類有孔蟲標本方可使用。因沉積物化石質量有限，本研究將標本送到國外利用加速質譜儀進行碳十四定年之測定，分析結果扣除約

400 年之全球中低緯度海洋平均碳儲存年代 (reservoir age)，再利用 CALIB 5.0.2 程式 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>) 來修正成為日曆年代。

本研究使用岩心中浮游性有孔蟲為定年材料，主要使用 *Orbulina universa*、*Globigerinoides sacculifer* 及 *Globigerinoides conglobatus* 三種浮游有孔蟲。首先，使用去離子水 (Milli-Q, ~18Ω) 將約 10 ~ 20 克濕沉積物使用 63μm 篩網進行分離，反覆清洗後確認無黏土礦物殘留後，將大於 63μm 之樣本放入乾燥烘箱約 4-5 天，待樣品完全乾燥後，利用 300μm 之篩網進行乾篩，初步先去除體型過小、已破碎之生物殼體，接著利用顯微鏡檢視有孔蟲標本，取出保存完整的生物殼體約 300 隻以上，確認所取之殼體未經再結晶、岩化作用或後沈積作用後將岩心化石保存於 3ml 玻璃瓶中，隨後送紐西蘭拉福特實驗室 (Rafter Radiocarbon Laboratory, Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand) 或 BETA 實驗室進行加速質譜儀 (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) 的碳十四定年。本研究已對大部分研究測站進行標本定年。

#### 2.4.3 沉積物含水量、孔隙率、統體密度

將分裝於 PE 離心管的沉積物樣品，先稱取沉積物濕重及記錄濕體積，再以冷凍乾燥機 (Labconco Freeze-dryer) 乾燥 7 天，去除水份後秤量其乾重。

含水量、孔隙率、統體密度之計算公式如下：

$$\text{Water Content (\%)} : \text{含水量} = \frac{\text{濕重} - \text{乾重}}{\text{濕重}} \times 100$$

$$\text{Porosity (\%)} : \text{孔隙率} = \frac{\text{孔隙體積}}{\text{濕體積}} \times 100, \text{孔隙體積} = \text{水體積}$$

$$\text{Wet Density (Bulk Density) (g/cm}^3\text{)} : \text{濕密度(統體密度)} = \frac{\text{濕重}}{\text{濕體積}}$$

岩心樣本的原始濕重除以樣本濕體積，稱為統體密度 (bulk density，單位為 g/cm<sup>3</sup>)；岩心樣本中孔隙的總體積除以樣本濕體積，稱為孔隙率 (Porosity，單位為%)；而統體密度可以反映沉積物的壓密程度，與沉積物的孔隙率 (porosity) 和含水量 (water content) 呈負相關，是沉積作用的物理參數之一。



#### 2.4.4 沉積物顆粒大小

沉積物的外型及顆粒大小，受到沉積物來源、搬運距離以及搬運營力之影響，因此可以藉由分析沉積物粒徑型態推估沉積搬運模式，並進行沉積物質的分類、來源和沉積環境之判斷等。使用少量濕沉積物樣品則以 Coulter LS230 型雷射顆粒度分析儀進行沉積物粒徑大小之測定，分析範圍為 0.375-2000 $\mu\text{m}$ 。雷射顆粒度分析儀的分析原理是以雷射光散色原理測量顆粒直徑。本研究是以波長 750 nm 的鎢-鹵素 (Tungsten-Halogen) 雷射光繞射原理測量顆粒直徑。由於光線在前進路線中碰到障礙物時，光波將在障礙物邊緣轉向形成繞射現象 (diffraction)。平行之雷射光經透鏡聚焦投射在含有樣品顆粒之懸浮液時，將在環形感受器上產生繞射圖樣，藉由環形感受器所量測到的光線強度可推導出樣品之粒徑分布百分比。

將混合均勻之濕沉積物，取微量放入雷射顆粒度分析儀之樣品水槽內，以超音波震盪 300 秒使沉積物顆粒分散且均勻懸浮於樣品水槽內，隨後將樣品懸浮液送進儀器之光槽內測量之，並重複測定三次，其再現性須在 95% 以內，以確保其分析結果之可信度。

#### 2.4.5 沉積物有機碳及碳酸鈣含量

沉積物總碳及有機碳含量之測定是以 LECO SC-632 碳硫分析儀來進行測定。碳硫分析儀為一陶製管狀恆溫電阻式燃燒爐，利用電阻產生熱能，最高溫度可高達 1500 $^{\circ}\text{C}$ ，可針對不同需求設定燃燒溫度，而其偵測器為非色散紅外光光度計 (Non-dispersive infrared, NDIR)。不同氣體對紅外光有不同的吸收波長，當燃燒所產生的二氧化碳氣體通過偵測器會吸收特定波長的光源，經計算器以 LECO 碳標準品校正定量即可求得樣品中碳之重量百分比。

總碳之測定是將約 0.25 克已乾燥研磨之沉積物置入陶製燃燒船後，放入燃燒爐中以純氧在高溫 1350 $^{\circ}\text{C}$  燃燒，產生之二氧化碳以紅外線偵測器測定分析。有機碳含量之測定是先將約 2 克已乾燥研磨之沉積物置入 PE 離心管中，加入 50 毫升鹽酸 (濃度為 2N) 浸泡 8 小時後，使用離心機以每分鐘 4000 轉持續離心 20 分鐘，去除上層酸液，再加入 50 毫升去離子水反覆離心清洗 3 次，將酸液完全去除。酸洗及水洗後之沉積物樣品以冷凍乾燥機乾燥後，再利用總碳之測定方法分析之。碳酸鈣含量為總碳含量與有機碳含量之差，經換算可得，即

$$\% \text{碳酸鈣} = \frac{(\% \text{總碳} - \% \text{有機碳}) \times 100}{12}$$



#### 2.4.6 沉積物有機碳/氮莫耳比值分析

本研究之有機碳、有機氮的含量分析係以碳氮全自動分析儀(Flash EA2000 Automatic Elemental Analyzer) 進行分析工作。碳氮全自動元素分析儀的分析方法是利用垂直式石英燃燒管，取約 25 毫克，已去除碳酸鈣之沉積物樣品放入錫囊中，需緊密包裹後，再依序將樣品放入自動進樣的投擲容器中，燃燒管溫度設定需設定為 950 度。樣品完全燃燒後所產生的氣體經過銅還原處理，產生 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O 之混合氣體，再經過 GC 分離後，利用熱傳導偵檢器(Thermal Conductivity Detector，簡稱 TCD)分別測定其含量，經標準品 (%C=1.26%，%N=0.12%)校正定年後，即可得樣品中有機碳、有機氮含量。每分析 10 個樣品後執行一個碳氮標準品的測量，其誤差在 5% 以內，確保檢量線的準確性。

#### 2.4.7 沉積物生物矽含量分析

本研究的生物矽含量測定是依據化學萃取法及矽鉬酸呈色法(蔡, 2014; 廖, 2002; Grasshoff *et al.*, 2009; DeMaster, 1981; Grasshoff, 1964)，分析過程總共分成三個部分，前處理、萃取與呈色，其各別步驟如下：

##### 前處理：

將約 30 mg 已乾燥研磨之沉積物樣品置入 50 ml PE 離心管，加入 5 ml 濃度為 1M 的鹽酸並使用超音波震盪 30 min 後，利用離心機以每分鐘 4000 轉持續離心 20 min 後去除上層酸液；接著，加入 5 ml 濃度為 10% 的過氧化氫溶液並使用超音波震盪 30 min 後，利用離心機以每分鐘 4000 轉持續離心 20 min 後去除上清液；最後，加入 50 ml 去離子水並使用離心機以每分鐘 4000 轉持續離心 5 min 後去除上清液，以去離子水反覆清洗三次後進行冷凍乾燥。

##### 萃取：

將完成前處理之樣品加入 40 ml 濃度為 2M 的碳酸鈉溶液，混合均勻後置入 85°C 之恆溫水浴震盪槽中進行萃取，分別於第 1、2、3、5 小時取出放入離心機以

每分鐘 4000 轉離心 10 min，並取上清液 0.1 ml 至 30 ml 塑膠瓶中用去離子水稀釋至 25 ml。



呈色：

將稀釋後的樣品加入 1 ml 氫鉬酸試劑，混合均勻後靜置 5 min，再加入 1 ml 檸檬酸試劑，混合均勻後靜置 1 min，最後加入 1 ml 抗壞血酸試劑，混合均勻後靜置 5 min 後完成呈色。接著，將呈色完畢的矽鉬酸錯合物，利用分光光度計 (Hitachi U-2001) 在波長 810 nm 下進行分析。本實驗以 Si 標準品 (Merck) 進行檢量線的配置。

計算：

為避免非生物矽被同時萃取而影響生物矽之正確含量，故使用 DeMaster, 1981 的連續萃取法校正非生物矽的干擾。利用連續萃取時所得到的矽濃度隨時間變化的曲線，曲線切線交於 Y 軸的截距即為樣品的生物矽含量。

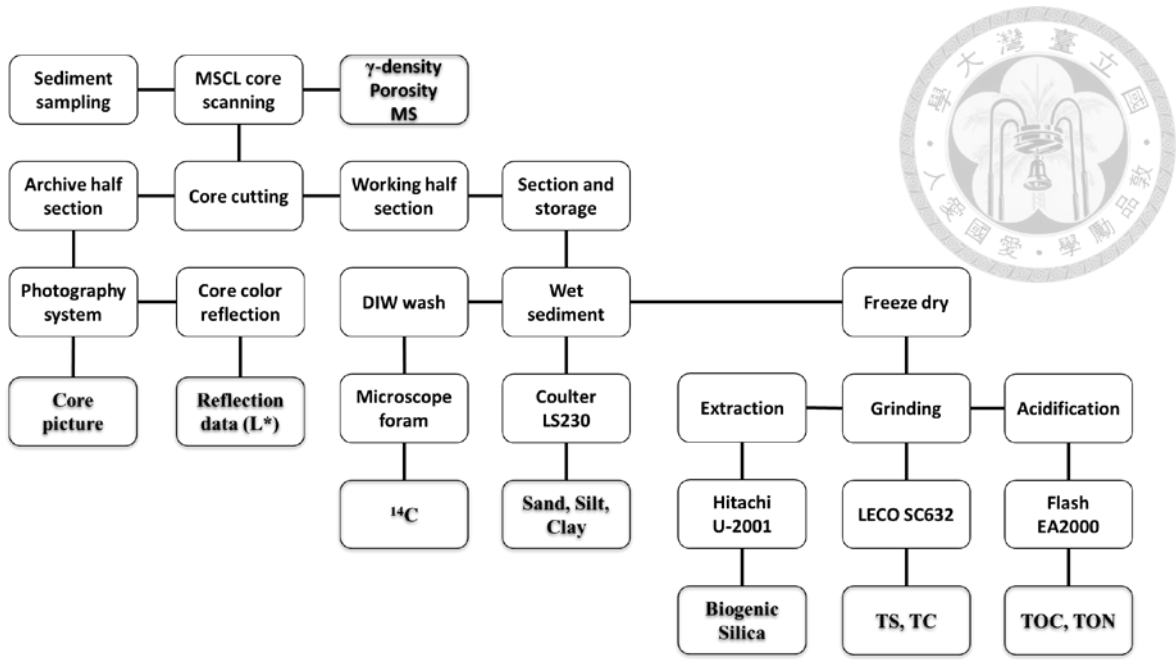


圖 2-3、樣品分析流程圖

## 第三章 研究結果



為了研究沉積狀態在冰期、間冰期的變化與沉積源在研究區域中空間上的改變，故本研究藉由分析沉積物參數，包括 $\gamma$ 密度、孔隙率、磁感率、碳酸鈣、生物矽、有機氮、有機碳、粒徑及碳十四定年，藉由以上各項參數之變化以了解沉積物各種物質在時序、分布上之改變，而各項分析成果如下：

### 3.1 碳酸鈣含量變化

測站 2914 之碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 1.00 % 至 9.57 %，平均含量為  $5.23 \pm 1.23$  %。表層至 1600 cm 碳酸鈣平均含量為 4.71 %，1600 cm 至 3500 cm 碳酸鈣平均含量為 5.59 %。在深度 1400 cm 處濃度 8.49 % 呈快速下降趨勢，至深度 1500 cm 處濃度降至最低 1.00 %，隨後濃度緩緩增加至深度 2000 cm 處濃度 8.33 %。

測站 8，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 6.50 % 至 18.1 %，平均含量為  $12.3 \pm 2.90$  %。濃度變化從表層 6.50 % 至 120 cm 處增加至 18.06 %，之後濃度隨深度增加而遞減，至底部 280 cm 濃度 9.05 %。

測站 4，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 5.87 % 至 20.4 %，平均含量為  $12.3 \pm 3.20$  %。表層至 220 cm 碳酸鈣平均含量為 13.1 %，220 cm 至 400 cm 碳酸鈣平均含量為 16.6 %，400 cm 至 910 cm 碳酸鈣平均含量為 10.7 %。濃度變化從表層至 340 cm 處濃度較高，但變化也較大，在 120 cm 與 200 cm 處各有一低值出現，其濃度分別為 6.56 % 與 8.23 %，280 cm 達到碳酸鈣濃度最高值 20.4 %，340 cm 之後濃度隨深度增加而遞減，至 490 cm 處出現最低值 6.95 %，之後濃度緩緩增加直至底部 911 cm 濃度 12.9 %。

測站 AG2，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 5.04 % 至 19.0 %，平均含量為  $10.2 \pm 2.77$  %。表層至 140 cm 碳酸鈣平均含量為 14.26 %，140 cm 至 430 cm 碳酸鈣平均含量為 10.2 %，430 cm 至 830 cm 碳酸鈣平均含量為 8.69 %。濃度變化在 50 cm 與 40 cm 處各有一低值出現，濃度分別為 11.1 % 與 11.4 %，在 20 cm 與 110 cm 處各有一高值出現，濃度分別為 17.54 % 與 18.98 %，110 cm 後

濃度變化隨深度增加而遞減。200 cm 之後濃度隨深度增加呈緩慢遞減，在 650 cm 到 770 cm 有略為上升至 12.1 %，780 cm 又降回 8.19 %。

測站 6A，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 5.76 % 至 19.1 %，平均含量為  $11.7 \pm 3.47$  %。表層至 240 cm 碳酸鈣平均含量為 10.8 %，240 cm 至 360 cm 碳酸鈣平均含量為 16.1 %，360 cm 至 880 cm 碳酸鈣平均含量為 11.2 %。濃度變化從表層的 9.47 % 緩慢增加至 150 cm 濃度 13.2 %，150 cm 至 711 cm 濃度變化較大，在 211 cm 與 461 cm 處各有一低值出現，其濃度分別為 7.21 % 與 11.0 %，251 cm 至 351 cm 是碳酸鹽高濃度段，平均濃度為  $16.2 \pm 1.71$  %，在 581 cm 處達到碳酸鈣濃度最高值 18.4 %，之後隨深度增加濃度減少，711 cm 至 881 cm 呈一低濃度段，平均濃度為  $6.69 \pm 0.37$  %。

測站 9，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 5.74 % 至 16.7 %，平均含量為  $10.5 \pm 2.80$  %。表層至 210 cm 碳酸鈣平均含量為 10.5 %，210 cm 至 740 cm 碳酸鈣平均含量為 10.5 %。在表層、80 cm 與 160 cm 處各有一低值出現，其濃度分別為 7.35 %、6.86 % 與 5.74 %，在 50 cm 與 120 cm 處各有一高值出現，其濃度分別為 14.4 % 與 16.5 %，190 cm 至 280 cm 是碳酸鹽高濃度段，平均濃度為  $13.6 \pm 0.78$  %，在 300 cm 處達到碳酸鈣濃度最高值 16.7 %，之後隨深度增加濃度減少直至底部 740 cm 濃度為 10.0 %。

測站 7，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 3.62 % 至 17.4 %，平均含量為  $8.71 \pm 3.39$  %。表層至 180 cm 碳酸鈣平均含量為 7.52 %，180 cm 至 540 cm 碳酸鈣平均含量為 10.9 %，540 cm 至 740 cm 碳酸鈣平均含量為 5.86 %。表層至 280 cm 濃度大致上隨深度增加而增加，濃度從 5.21 % 增加至 17.4 %，在 140 cm 處有一低值出現，其濃度為 6.60 %，在 170 cm 至 210 cm 是碳酸鹽低濃度段，平均濃度為  $5.18 \pm 0.57$  %，280 cm 至 740 cm 濃度大致上隨深度增加而減少，濃度從 17.4 % 降低至 5.07 %。

測站 1，其碳酸鈣含量（見圖 3-1）介於 2.04 % 至 12.2 %，平均含量為  $6.13 \pm 2.10$  %。表層至 310 cm 碳酸鈣平均含量為 4.90 %，310 cm 至 900 cm 碳酸鈣平均含量為 6.98 %，900 cm 至 1020 cm 碳酸鈣平均含量為 5.19 %。表層至 411 cm 濃度大致上隨深度增加而增加，濃度從 3.26 % 增加至 12.2 %，411 cm 至



451 cm 濃度快速下降至 7.42 %，之後濃度隨深度增加慢慢減少至底部 1021 cm 濃度 5.19 %。

在本研究測站中，測站 2914、6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果，僅測站 7、8、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。

### 3.2 生物矽含量變化

測站 2914 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 0.77 % 至 6.40 %，平均含量為  $3.36 \pm 1.52$  %。表層至 1600 cm 生物矽平均含量為 1.92 %，1600 cm 至 3500 cm 生物矽平均含量為 4.37 %。1600 cm 至 2300 cm 濃度大致上隨深度增加而增加，濃度從 2.26 % 增加至 5.78 %，2300 cm 至 3500 cm 處濃度不隨深度改變但呈現大幅震盪，濃度介於 1.08 % 至 6.40 %。

測站 4 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 1.64 % 至 6.60 %，平均含量為  $4.73 \pm 1.03$  %。表層至 220 cm 生物矽平均含量為 4.16 %，220 cm 至 400 cm 生物矽平均含量為 5.52 %，400 cm 至 910 cm 生物矽平均含量為 4.73 %。表層至 220 cm 濃度大致上隨深度增加而減少，濃度從 4.21 % 減少至 3.35 %，220 cm 至 400 cm 濃度大致上隨深度增加而增加，濃度從 3.35 % 增加至 6.60 %，400 cm 至 910 cm 濃度大致上隨深度增加而減少並呈現大幅度震盪，濃度從 6.60 % 減少至 4.48 %。

測站 6A 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 1.53 % 至 3.46 %，平均含量為  $2.22 \pm 0.40$  %。表層至 240 cm 生物矽平均含量為 2.03 %，240 cm 至 360 cm 生物矽平均含量為 2.82 %，360 cm 至 880 cm 生物矽平均含量為 2.17 %。221 cm 至 281 cm 濃度隨深度增加而緩緩增加，濃度從 2.33 % 增加至 3.46 %，281 cm 至 371 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 3.46 % 減少至 2.42 %，371 cm 至 691 cm 濃度有些微震盪，濃度介於 1.86 % 至 3.03 %，從 691 cm 至 881 cm 濃度沒有太大變化，濃度介於 1.53 % 至 2.08 %。

測站 9 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 2.01 % 至 10.3 %，平均含量為  $6.90 \pm 2.47$  %。表層至 210 cm 生物矽平均含量為 4.08 %，210 cm 至 740 cm 生物矽平均含量為 8.10 %。表層至 160 cm 濃度隨深度增加而緩慢減少，濃度從 4.89 % 減少至 2.50 %，在 30 cm 處有一高值出現，其濃度為 6.64 %，160 cm 至 430 cm

濃度隨深度增加而增加，濃度從 2.50 % 增加至 10.2 %，430 cm 至 740 cm 濃度沒有太大變化，濃度介於 8.16 % 至 10.3 %，在 660 cm 處有一低值出現，其濃度為 5.08 %。

測站 7 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 2.48 % 至 8.85 %，平均含量為  $5.23 \pm 1.69$  %。表層至 180 cm 生物矽平均含量為 3.58 %，180 cm 至 540 cm 生物矽平均含量為 6.25 %，540 cm 至 740 cm 生物矽平均含量為 4.92 %。表層至 210 cm 濃度隨深度增加而緩慢減少，濃度從 4.48 % 減少至 2.48 %，210 cm 至 390 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 2.48 % 增加至 8.85 %，在 310 cm 處有一低值出現，其濃度為 4.62 %，390 cm 至 550 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 8.85 % 減少至 5.34 %，在 430 cm 與 560 cm 處各有一低值出現，其濃度為 3.78 % 與 4.08 %，570 cm 至 740 cm 濃度沒有有太大變化，濃度介於 4.37 % 至 5.34 %。

測站 1 之生物矽含量 (見圖 3-2) 介於 1.78 % 至 8.30 %，平均含量為  $5.44 \pm 1.31$  %。表層至 310 cm 生物矽平均含量為 4.42 %，310 cm 至 900 cm 生物矽平均含量為 5.98 %，900 cm 至 1020 cm 生物矽平均含量為 5.47 %。表層至 71 cm 濃度隨深度增加而緩慢減少，濃度從 4.74 % 減少至 3.35 %，71 cm 至 501 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 3.35 % 增加至 8.30 %，在 151 cm 處有一低值出現，其濃度為 2.87 %，501 cm 至 851 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 8.30 % 減少至 5.01 %，在 471 cm、611 cm 與 841 cm 處各有一低值出現，其濃度為 2.56 %、2.77 % 與 1.78 %，851 cm 至 1021 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 5.01 % 增加至 5.80 %。

在本研究測站中，測站 2914、6A、4、1 與 7 皆是取自蔡旭濱學長分析的結果，僅測站 9 是沿用學長的方法分析取得的結果。

### 3.3 有機碳含量變化

測站 2914 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.10 % 至 0.84 %，平均含量為  $0.64 \pm 0.13$  %。表層至 1600 cm 有機碳平均含量為 0.54 %，1600 cm 至 3500 cm 有機碳平均含量為 0.71 %。在 950 cm、1025 cm、1100 cm、1220 cm、1340 cm、

1360 cm、1500 cm、2780 cm、3000 cm、3120 cm、3300 cm 與 3340 cm 均有低值出現。

測站 8 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.36 % 至 0.80 %，平均含量為  $0.57 \pm 0.11$  %。表層至 70 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 0.80 % 減少至 0.36 %，70 cm 至 280 cm 濃度呈現大幅度震盪，有機碳含量介於 0.41 % 至 0.72 %。

測站 4 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.12 % 至 1.13 % 之間，平均含量為  $0.68 \pm 0.21$  %。表層至 220 cm 有機碳平均含量為 0.59 %，220 cm 至 400 cm 有機碳平均含量為 0.86 %，400 cm 至 910 cm 有機碳平均含量為 0.68 %。表層至 70 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.67 % 增加至 1.13 %，70 cm 至 115 cm 濃度隨深度增加快速降低，濃度從 1.13 % 降低至 0.19 %，115 cm 至 341 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.19 % 增加至 1.09 %，341 cm 至 911 cm 濃度隨深度增加快速降低，濃度從 1.09 % 降低至 0.67 %，在 493 cm、601 cm、681 cm、731 cm、821 cm 與 881 cm 均有低值出現。

測站 AG2 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.59 % 至 1.60 % 之間，平均含量為  $1.04 \pm 0.20$  %。表層至 140 cm 有機碳平均含量為 0.87 %，140 cm 至 430 cm 有機碳平均含量為 1.23 %，430 cm 至 830 cm 有機碳平均含量為 0.98 %。表層有機碳呈現 1.21 % 高值，20 cm 至 210 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.59 % 增加至 1.60 %，210 cm 至 830 cm 濃度隨深度增加緩慢降低，濃度從 1.60 % 降低至 0.96 %。

測站 6A 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.47 % 至 0.94 % 之間，平均含量為  $0.63 \pm 0.10$  %。表層至 240 cm 有機碳平均含量為 0.58 %，240 cm 至 360 cm 有機碳平均含量為 0.78 %，360 cm 至 880 cm 有機碳平均含量為 0.62 %。表層至 141 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 0.55 % 減少至 0.47 %，141 cm 至 301 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.47 % 增加至 0.94 %，321 cm 至 881 cm 濃度隨深度增加緩慢降低，濃度從 0.69 % 降低至 0.52 %。

測站 9 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.56 % 至 1.58 % 之間，平均含量為  $1.08 \pm 0.28$  %。表層至 210 cm 有機碳平均含量為 0.72 %，210 cm 至 740 cm 有機碳平均含量為 1.24 %。表層至 570 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.65 % 增加至 1.58 %，在 250 cm 處有一高值出現，其濃度為 1.34 %，570 cm 至 740

cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 1.58 % 減少至 1.13 %，在 650 cm 處有一低值出現，其濃度為 0.79 %。

測站 7 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.46 % 至 1.31 % 之間，平均含量為  $0.87 \pm 0.23$  %。表層至 180 cm 有機碳平均含量為 0.59 %，180 cm 至 540 cm 有機碳平均含量為 0.96 %，540 cm 至 740 cm 有機碳平均含量為 0.96 %。表層至 90 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 0.77 % 減少至 0.46 %，90 cm 至 260 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.46 % 增加至 0.77 %，270 cm 至 740 cm 濃度呈現大幅度震盪，濃度介於 0.51 % 至 1.31 %。

測站 1 之有機碳含量 (見圖 3-3) 介於 0.24 % 至 1.13 % 之間，平均含量為  $0.75 \pm 0.18$  %。表層至 310 cm 有機碳平均含量為 0.60 %，310 cm 至 900 cm 有機碳平均含量為 0.84 %，900 cm 至 1020 cm 有機碳平均含量為 0.77 %。表層至 121 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 0.67 % 減少至 0.45 %，121 cm 至 431 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.45 % 增加至 1.12 %，431 cm 至 1021 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 1.12 % 減少至 0.76 %，在 151 cm、471 cm、611 cm 與 841 cm 處各有一低值出現，其濃度為 0.29 %、0.37 %、0.55 % 與 0.24 %。

在本研究測站中，測站 2914、6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果，僅測站 7、8、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。

### 3.4 有機氮含量變化

測站 2914 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.03 % 至 0.28 %，平均含量為  $0.12 \pm 0.03$  %。在 950 cm、1025 cm、1100 cm、1220 cm、1340 cm、1360 cm 與 1500 cm 均有低值出現，在 540 cm、1560 cm 與 2400 cm 均有高值出現。

測站 8 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.05 % 至 0.11 %，平均含量為  $0.08 \pm 0.01$  %。表層至 120 cm 濃度隨深度增加而減少，濃度從 0.80 % 減少至 0.42 %，120 cm 至 280 cm 濃度隨深度增加而增加，濃度從 0.42 % 增加至 0.53 %。

測站 4 之有機氮含量 (見圖 3-4) 隨深度沒有明顯的變化，其有機氮含量介於 0.02 % 至 0.13 %，平均含量為  $0.10 \pm 0.03$  %。表層有機氮含量為 0.12 %，在 115 cm、495 cm、601 cm、731 cm、821 cm 與 881 cm 均有低值出現。

測站 AG2 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.09 % 至 0.19 % , 平均含量為  $0.13 \pm 0.02$  % 。表層有機氮含量為 0.14 % , 20 cm 至 210 cm 濃度隨深度增加而增加, 濃度從 0.09 % 增加至 0.19 % , 210 cm 至 830 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.19 % 降低至 0.13 % 。

測站 6A 之有機氮含量 (見圖 3-4) 隨深度沒有明顯的變化, 其有機氮含量介於 0.09 % 至 0.14 % , 平均含量為  $0.11 \pm 0.01$  % 。表層至 300 cm 濃度隨深度增加而增加, 濃度從 0.12 % 增加至 0.14 % , 300 cm 至 340 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.14 % 降低至 0.11 % , 340 cm 至 880 cm 濃度隨深度沒有明顯的變化, 平均含量為  $0.10 \pm 0.01$  % 。

測站 9 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.07 % 至 0.20 % , 平均含量為  $0.14 \pm 0.04$  % 。表層至 210 cm 濃度隨深度沒有明顯的變化, 濃度維持在 0.10 % , 210 cm 至 520 cm 濃度隨深度增加而增加, 濃度從 0.10 % 增加至 0.20 % , 520 cm 至 740 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.20 % 降低至 0.14 % , 在 330 cm 與 650 cm 濃度有低值出現。

測站 7 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.05 % 至 0.15 % , 平均含量為  $0.11 \pm 0.02$  % 。表層至 90 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.11 % 降低至 0.05 % , 90 cm 至 350 cm 濃度隨深度增加而增加, 濃度從 0.05 % 增加至 0.15 % , 350 cm 至 740 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.15 % 降低至 0.13 % , 在 310 cm 與 430 cm 濃度有低值出現。

測站 1 之有機氮含量 (見圖 3-4) 介於 0.04 % 至 0.15 % , 平均含量為  $0.11 \pm 0.02$  % 。表層至 430 cm 濃度隨深度增加而增加, 濃度從 0.08 % 增加至 0.14 % , 430 cm 至 1020 cm 濃度隨深度增加而降低, 濃度從 0.14 % 降低至 0.10 % , 在 60 cm 濃度有高值出現, 在 150 cm、470 cm、610 cm 與 840 cm 濃度有低值出現。

在本研究測站中, 測站 2914、6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果, 僅測站 7、8、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。

### 3.5 粒徑變化

研究區域內岩心多屬於半遠洋性的沉積物，顆粒組成以細顆粒物質為主，各站岩心之含泥量在 94.0 % 以上，其中粉砂含量最多，平均含量超過 63.0 %。

測站 2914 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 11.5 % 至 79.2 %，平均含量為  $68.6 \pm 7.81$  %。表層至 1600 cm 粉砂平均含量為 66.4 %，1600 cm 至 3500 cm 粉砂平均含量為 70.1 %；其次為黏土含量介於 2.53 % 至 57.7 %，平均含量為  $28.8 \pm 6.11$  %，表層至 1600 cm 黏土平均含量為 28.7 %，1600 cm 至 3500 cm 黏土平均含量為 28.8 %；砂含量介於 0.00 % 至 85.9 %，平均含量為  $2.68 \pm 11.5$  %，表層至 1600 cm 砂平均含量為 4.90 %，1600 cm 至 3500 cm 砂平均含量為 1.11 %。表層至 940 cm 顆粒組成隨深度沒有明顯的變化，940 cm 至 1600 cm 顆粒組成有劇烈變動，1600 cm 至 3500 cm 黏土礦物含量隨深度增加而降低，粉砂含量隨深度增加而增加，在 950 cm、1025 cm、1100 cm、1340 cm、1420 cm、3120 cm 與 3340 cm 砂含量增加，黏土礦物與粉砂含量降低。

測站 8 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 60.5 % 至 74.0 %，平均含量為  $70.7 \pm 3.34$  %。其次為黏土含量介於 18.4 % 至 32.9 %，平均含量為  $26.2 \pm 3.20$  %；砂含量介於 0.00 % 至 21.0 %，平均含量為  $3.14 \pm 4.83$  %。

測站 4 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 25.7 % 至 71.8 %，平均含量為  $63.0 \pm 5.02$  %。表層至 220 cm 粉砂平均含量為 61.2 %，220 cm 至 400 cm 粉砂平均含量為 62.5 %，400 cm 至 910 cm 粉砂平均含量為 63.8 %；其次為黏土含量介於 3.56 % 至 42.1 %，平均含量為  $31.0 \pm 6.40$  %，表層至 220 cm 黏土平均含量為 33.7 %，220 cm 至 400 cm 黏土平均含量為 31.1 %，400 cm 至 910 cm 黏土平均含量為 30.1 %；砂含量介於 0.00 % 至 70.7 %，平均含量為  $5.95 \pm 9.36$  %，表層至 220 cm 砂平均含量為 5.11 %，220 cm 至 400 cm 砂平均含量為 6.45 %，400 cm 至 910 cm 砂平均含量為 6.10 %。表層至 110 cm 顆粒組成隨深度沒有明顯的變化，110 cm 至 220 cm 黏土礦物含量隨深度增加而增加，粉砂含量隨深度增加而降低，220 cm 至 400 cm 黏土礦物含量隨深度增加而降低，粉砂含量隨深度增加而增加，400 cm 至 910 cm 黏土礦物含量隨深度增加而增加，粉砂含量隨深度增加而降低，在 115 cm、365 cm、493 cm、601 cm、693 cm、733 cm 與 881 cm 砂含量增加，黏土礦物與粉砂含量降低。

測站 AG2 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 58.9 % 至 70.1 %，平均含量為  $65.5 \pm 2.81$  %。表層至 140 cm 粉砂平均含量為 60.7 %，140 cm 至 430 cm 粉砂

平均含量為 66.0 %，430 cm 至 830 cm 粉砂平均含量為 66.7 %；其次為黏土含量介於 28.1 % 至 40.9 %，平均含量為  $33.8 \pm 2.95$  %，表層至 140 cm 黏土平均含量為 38.5 %，140 cm 至 430 cm 黏土平均含量為 33.2 %，430 cm 至 830 cm 黏土平均含量為 32.6 %；砂含量介於 0.00 % 至 6.64 %，平均含量為  $0.72 \pm 1.76$  %，表層至 140 cm 砂平均含量為 0.80 %，140 cm 至 430 cm 砂平均含量為 0.74 %，430 cm 至 830 cm 砂平均含量為 0.69 %。

測站 6A 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 58.3 % 至 70.5 %，平均含量為  $64.2 \pm 2.66$  %。表層至 240 cm 粉砂平均含量為 64.0 %，240 cm 至 360 cm 粉砂平均含量為 63.7 %，360 cm 至 880 cm 粉砂平均含量為 64.3 %；其次為黏土含量介於 27.6 % 至 40.9 %，平均含量為  $34.3 \pm 3.53$  %，表層至 240 cm 黏土平均含量為 35.6 %，240 cm 至 360 cm 黏土平均含量為 33.1 %，360 cm 至 880 cm 黏土平均含量為 34.0 %；砂含量介於 0.00 % 至 14.1 %，平均含量為  $1.58 \pm 2.34$  %，表層至 240 cm 砂平均含量為 0.40 %，240 cm 至 360 cm 砂平均含量為 3.26 %，360 cm 至 880 cm 砂平均含量為 1.74 %。表層至 140 cm 顆粒組成隨深度沒有明顯的變化，140 cm 至 230 cm 黏土礦物含量隨深度增加而增加，粉砂含量隨深度增加而降低，230 cm 至 320 cm 黏土礦物含量隨深度增加而降低，粉砂含量隨深度增加而增加，320 cm 至 700 cm 顆粒組成隨深度沒有明顯的變化但砂含量變多，有明顯震盪，700 cm 至 880 cm 黏土礦物含量增加，粉砂含量降低。

測站 9 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 57.7 % 至 76.0 %，平均含量為  $66.6 \pm 4.42$  %。表層至 210 cm 粉砂平均含量為 62.3 %，210 cm 至 740 cm 粉砂平均含量為 68.5 %；其次為黏土含量介於 23.7 % 至 42.3 %，平均含量為  $32.5 \pm 4.81$  %，表層至 210 cm 黏土平均含量為 37.4 %，210 cm 至 740 cm 黏土平均含量為 30.4 %；砂含量介於 0.00 % 至 8.05 %，平均含量為  $0.84 \pm 1.71$  %，表層至 210 cm 砂平均含量為 0.29 %，210 cm 至 740 cm 砂平均含量為 1.07 %。

測站 7 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 19.9 % 至 73.2 %，平均含量為  $65.8 \pm 5.81$  %。表層至 180 cm 粉砂平均含量為 66.8 %，180 cm 至 540 cm 粉砂平均含量為 66.1 %，540 cm 至 740 cm 粉砂平均含量為 64.1 %；其次為黏土含量介於 5.73 % 至 38.0 %，平均含量為  $32.0 \pm 4.62$  %，表層至 180 cm 黏土平均含量為 32.8 %，180 cm 至 540 cm 黏土平均含量為 32.8 %，540 cm 至 740 cm 黏

土平均含量為 30.0 %；砂含量介於 0.00 % 至 74.4 %，平均含量為  $2.26 \pm 8.82$  %，表層至 180 cm 砂平均含量為 0.44 %，180 cm 至 540 cm 砂平均含量為 1.07 %，540 cm 至 740 cm 砂平均含量為 5.89 %。整根岩心顆粒組成隨深度沒有明顯的變化，585 cm 與 680 cm 砂含量增加，黏土礦物與粉砂含量降低。

測站 1 之粉砂的含量（見圖 3-5）介於 49.4 % 至 76.7 %，平均含量為  $65.4 \pm 3.26$  %。表層至 310 cm 粉砂平均含量為 64.5 %，310 cm 至 900 cm 粉砂平均含量為 65.7 %，900 cm 至 1020 cm 粉砂平均含量為 67.0 %；其次為黏土含量介於 12.7 % 至 40.7 %，平均含量為  $33.3 \pm 4.13$  %，表層至 310 cm 黏土平均含量為 34.3 %，310 cm 至 900 cm 黏土平均含量為 32.9 %，900 cm 至 1020 cm 黏土平均含量為 32.0 %；砂含量介於 0.00 % 至 37.9 %，平均含量為  $1.10 \pm 3.92$  %，表層至 310 cm 砂平均含量為 0.73 %，310 cm 至 900 cm 砂平均含量為 1.37 %，900 cm 至 1020 cm 砂平均含量為 0.98 %。整根岩心顆粒組成黏土礦物含量隨深度增加而降低，粉砂含量隨深度增加而增加，840 cm 砂含量增加，黏土礦物與粉砂含量降低。

在本研究測站中，測站 2914、6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果，僅測站 7、8、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。

### 3.6 $\gamma$ 密度、孔隙率、磁感率

測站 2914 之  $\gamma$  密度（見圖 3-6）介於  $1.03 \text{ g/cm}^3$  至  $2.63 \text{ g/cm}^3$ ，平均值為  $1.64 \pm 0.26 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 1600 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.54 \text{ g/cm}^3$ ；1600 cm 至 3500 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.72 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率（見圖 3-7）介於 1.27 % 至 99.6 %，平均值為  $62.5 \pm 15.8$  %。表層至 1600 cm 孔隙率平均為 68.5 %；1600 cm 至 3500 cm 孔隙率平均為 57.3 %。磁感率（見圖 3-8）介於 0.00 至  $38.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ，平均值為  $17.5 \pm 6.80 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 1600 cm 磁感率平均為  $22.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；1600 cm 至 3500 cm 磁感率平均為  $13.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 2000 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而增加。孔隙率呈現相反變化，隨深度增加而減少。磁感率表層至 1600 cm 隨深度增加而增加；1600 cm 至 2000 cm 磁感率快速下降；2000 cm 至 3500 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而減少，孔隙率隨深度增加而增加，磁感率隨深度增加而略為減少。



測站 8 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.42 \text{ g/cm}^3$  至  $1.91 \text{ g/cm}^3$ , 平均值為  $1.61 \pm 0.07 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 45.6 % 至 75.7 %, 平均值為  $64.2 \pm 4.23$  %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $4.53 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $38.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 平均值為  $14.8 \pm 5.48 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。岩心中  $\gamma$  密度隨深度增加而減少, 孔隙率隨深度增加而增加, 磁感率表層值約  $20.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 50 cm 後隨深度增加而從  $15.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  增加至  $16.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 在 44 cm、78 cm 與 158 cm 處有高值。

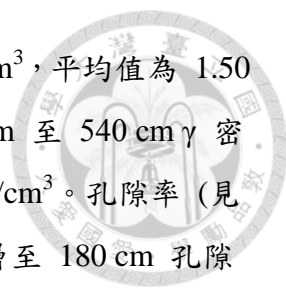
測站 4 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.27 \text{ g/cm}^3$  至  $1.99 \text{ g/cm}^3$ , 平均值為  $1.48 \pm 0.08 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 220 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.46 \text{ g/cm}^3$ ; 220 cm 至 400 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.43 \text{ g/cm}^3$ ; 400 cm 至 910 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.51 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 40.9 % 至 84.8 %, 平均值為  $71.9 \pm 5.09$  %。表層至 220 cm 孔隙率平均為 73.1 %; 220 cm 至 400 cm 孔隙率平均為 75.0 %; 400 cm 至 910 cm 孔隙率平均為 70.3 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $12.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $34.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 平均值為  $23.7 \pm 4.16 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 220 cm 磁感率平均為  $24.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 220 cm 至 400 cm 磁感率平均為  $22.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 400 cm 至 910 cm 磁感率平均為  $24.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。岩心中  $\gamma$  密度隨深度增加而增加, 孔隙率隨深度增加而減少, 表層至 300 cm 磁感率隨深度增加而減少, 磁感率從  $27.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  減少至  $22.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 300 cm 至 911 cm 磁感率隨深度增加而增加, 磁感率從  $22.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  增加至  $27.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 在 110 cm、495 cm、603 cm、692 cm、741 cm、793 cm、846 cm 與 898 cm 有  $\gamma$  密度高值與孔隙率、磁感率低值出現。

測站 AG2 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.28 \text{ g/cm}^3$  至  $1.70 \text{ g/cm}^3$ , 平均值為  $1.50 \pm 0.07 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 140 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.44 \text{ g/cm}^3$ , 140 cm 至 430 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.45 \text{ g/cm}^3$ , 430 cm 至 830 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.55 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 58.8 % 至 84.3 %, 平均值為  $71.0 \pm 4.26$  %。表層至 140 cm 孔隙率平均為 74.8 %; 140 cm 至 430 cm 孔隙率平均為 73.8 %; 430 cm 至 830 cm 孔隙率平均為 67.8 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於 0.00 至  $22.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 平均值為  $12.9 \pm 6.04 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 140 cm 磁感率平均為  $18.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 140 cm 至 430 cm 磁感率平均為  $5.98 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 430 cm 至 830 cm 磁感率平均為  $15.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。岩心中  $\gamma$  密度隨深度增加而增加, 孔隙率隨深度增加

而減少，磁感率並未隨深度增加而變化，但在 115 cm 至 170 cm 磁感率快速下降至 0.00；170 cm 至 254 cm 磁感率上升至  $13.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；383 cm 至 360 cm 磁感率接近於零；360 cm 至 477 cm 磁感率隨深度上升至  $19.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。

測站 6A 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.40 \text{ g/cm}^3$  至  $1.80 \text{ g/cm}^3$ ，平均值為  $1.61 \pm 0.07 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 240 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.55 \text{ g/cm}^3$ ，240 cm 至 360 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.54 \text{ g/cm}^3$ ，360 cm 至 880 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.63 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 52.4 % 至 76.8 %，平均值為  $64.3 \pm 4.36 \%$ 。表層至 240 cm 孔隙率平均為 67.7 %，240 cm 至 360 cm 孔隙率平均為 68.2 %；360 cm 至 880 cm 孔隙率平均為 63.1 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $11.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $37.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ，平均值為  $21.1 \pm 2.81 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 240 cm 磁感率平均為  $23.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；240 cm 至 360 cm 磁感率平均為  $20.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；360 cm 至 880 cm 磁感率平均為  $20.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。岩心中  $\gamma$  密度隨深度增加而增加，孔隙率隨深度增加而減少，磁感率並未隨深度增加而變化，但在表層至 230 cm 磁感率從  $26.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  下降至  $20.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；230 cm 至 290 cm 磁感率上升至  $27.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；390 cm 至 350 cm 磁感率下降至  $16.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ；350 cm 至 880 cm 磁感率隨深度上升至  $27.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。

測站 9 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.02 \text{ g/cm}^3$  至  $1.68 \text{ g/cm}^3$ ，平均值為  $1.36 \pm 0.09 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 210 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.41 \text{ g/cm}^3$ ，210 cm 至 740 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.33 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 60.0 % 至 98.7 %，平均值為  $79.6 \pm 5.34 \%$ 。表層至 210 cm 孔隙率平均為 76.0 %，210 cm 至 740 cm 孔隙率平均為 81.1 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $0.72 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $46.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ，平均值為  $12.2 \pm 10.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 210 cm 磁感率平均為  $24.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ，210 cm 至 740 cm 磁感率平均為  $7.49 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 110 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而增加，孔隙率隨深度增加而減少；110 cm 至 510 cm  $\gamma$  密度下降，孔隙率上升；510 cm 至 740 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而增加，孔隙率隨深度增加而減少。表層至 340 cm 磁感率有極大的變動；207 cm 處有磁感率極大值；340 cm 至底部磁感率幾乎為零。



測站 7 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.29 \text{ g/cm}^3$  至  $1.95 \text{ g/cm}^3$ , 平均值為  $1.50 \pm 0.09 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 180 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.51 \text{ g/cm}^3$ ; 180 cm 至 540 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.46 \text{ g/cm}^3$ ; 540 cm 至 740 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.54 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 43.0 % 至 83.9 %, 平均值為  $71.0 \pm 5.54 \%$ 。表層至 180 cm 孔隙率平均為 70.0 %; 180 cm 至 540 cm 孔隙率平均為 73.1 %; 540 cm 至 740 cm 孔隙率平均為 68.2 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $5.57 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $51.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 平均值為  $28.1 \pm 9.10 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 180 cm 磁感率平均為  $34.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 180 cm 至 540 cm 磁感率平均為  $25.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 540 cm 至 740 cm 磁感率平均為  $27.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 360 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而減少, 孔隙率隨深度增加而增加; 360 cm 至 600 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而增加, 孔隙率隨深度增加而減少; 600 cm 至 740 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而減少, 孔隙率隨深度增加而增加。表層至 210 cm 磁感率隨深度增加而減少; 210 cm 至 245 cm 磁感率上升; 245 cm 至 287 cm 磁感率持平; 287 cm 至 390 cm 磁感率下降; 390 cm 至 740 cm 磁感率上升並有劇烈震盪。

測站 1 之  $\gamma$  密度 (見圖 3-6) 介於  $1.36 \text{ g/cm}^3$  至  $1.93 \text{ g/cm}^3$ , 平均值為  $1.55 \pm 0.10 \text{ g/cm}^3$ 。表層至 310 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.65 \text{ g/cm}^3$ ; 310 cm 至 900 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.49 \text{ g/cm}^3$ ; 900 cm 至 1020 cm  $\gamma$  密度平均為  $1.56 \text{ g/cm}^3$ 。孔隙率 (見圖 3-7) 介於 44.1 % 至 79.2 %, 平均值為  $67.8 \pm 5.87 \%$ 。表層至 310 cm 孔隙率平均為 61.5 %, 310 cm 至 900 cm 孔隙率平均為 71.3 %; 900 cm 至 1020 cm 孔隙率平均為 67.2 %。磁感率 (見圖 3-8) 介於  $16.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  至  $86.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , 平均值為  $39.7 \pm 11.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 310 cm 磁感率平均為  $47.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 310 cm 至 900 cm 磁感率平均為  $35.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ; 900 cm 至 1020 cm 磁感率平均為  $41.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。表層至 250 cm  $\gamma$  密度與孔隙率並未隨深度而改變, 磁感率隨深度增加而減少; 250 cm 至 340 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而降低, 孔隙率隨深度增加而增加, 磁感率隨深度增加而增加; 340 cm 至 1021 cm  $\gamma$  密度隨深度增加而增加, 孔隙率隨深度增加而減少, 磁感率先減少後增加。

在本研究測站中, 測站 2914、6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果, 僅測站 7、8、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。



### 3.7 年代與沉積速率

位於南海東北坡共採集 8 支岩心，其中完成碳 14 定年的有 7 站，其年代與沉積速率分別如下：

岩心 MD2914，全長 3542 公分，分別在 800、1652、1952、2500 及 3100 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 191 cm/kyr，涵蓋範圍約至 B-A 間冰期。

岩心 1，全長 1025 公分，分別在 278、389、509 及 638 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 39.5 cm/kyr，涵蓋範圍約至末次冰期最大值 (Last Glacial Maximum, LGM)。

岩心 4，全長 917 公分，分別在 39、69、188、218、239、279、399、474、578、757 及 857 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 21.6 cm/kyr，涵蓋範圍約至四萬年前。

岩心 6A，全長 885 公分，分別在 17、109、215、299、377、449、529 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 12.4 cm/kyr，涵蓋範圍約八萬年前。

岩心 7，全長 745 公分，分別在 152、292、492、602 及 653 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 24.6 cm/kyr，涵蓋範圍約至三萬年前。

岩心 9，全長 743 公分，分別在 93、153、253、323、402、505 及 704 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 42.4 cm/kyr，涵蓋範圍約至 B-A 間冰期。

岩心 AG2，全長 833 公分，分別在 143、202、404 及 603 公分處執行碳 14 定年（見圖 3-9），其沉積速率平均約 24.2 cm/kyr，涵蓋範圍約至三萬年前。

在本研究測站中，測站 6A、4 與 1 皆是取自施迎瑩學姊分析的結果並進行補點分析，測站 2914、7、9 與 AG2 是沿用學姊的方法分析取得的結果。

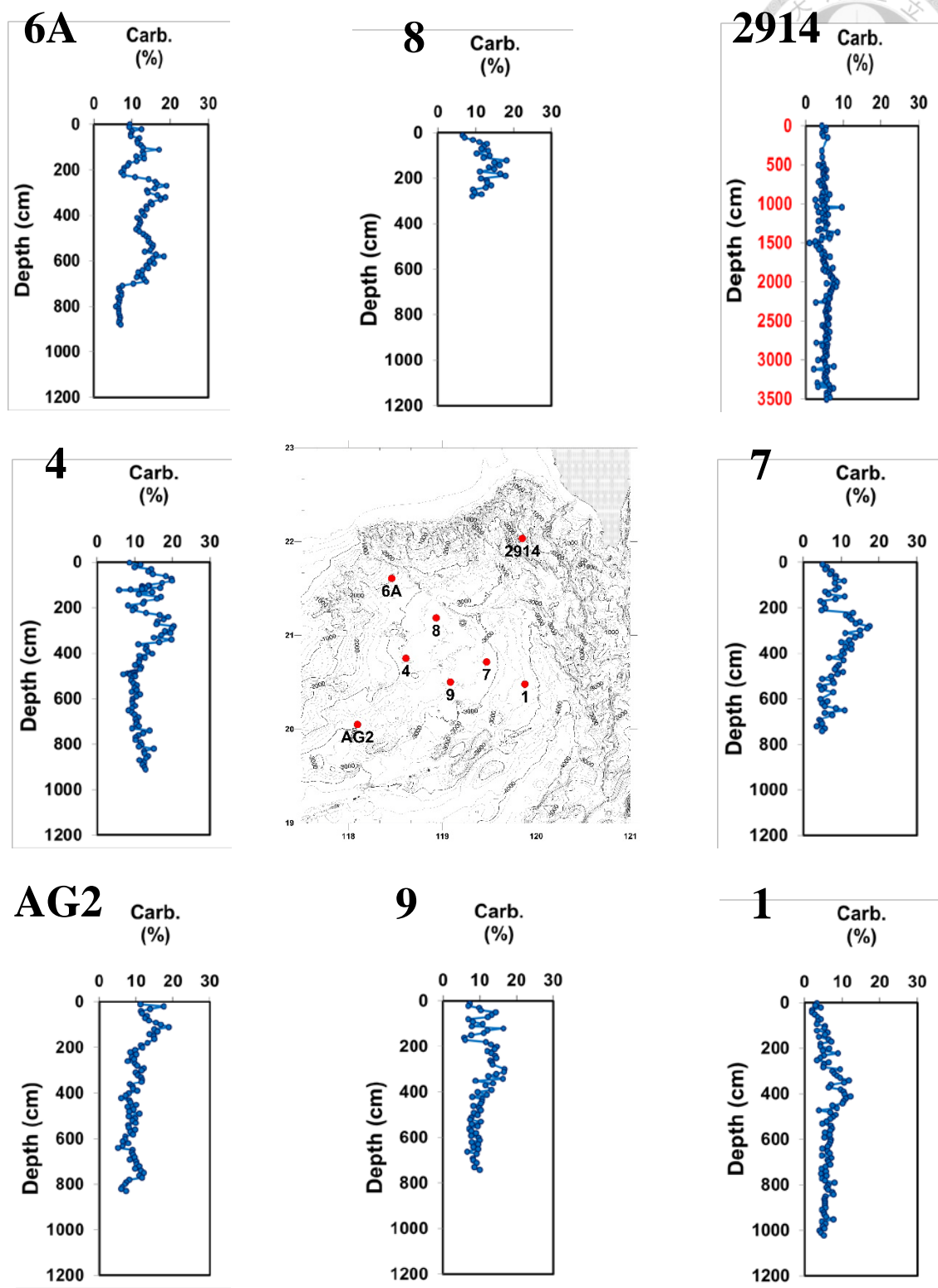


圖 3-1、沉積物碳酸鈣含量變化

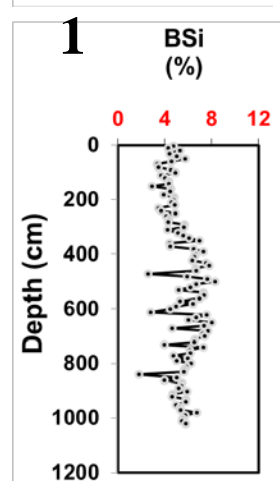
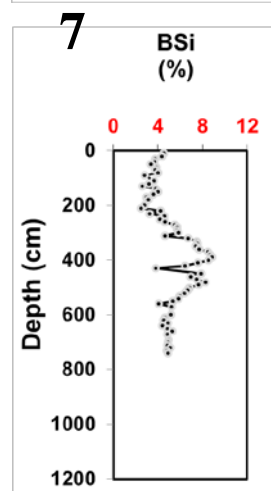
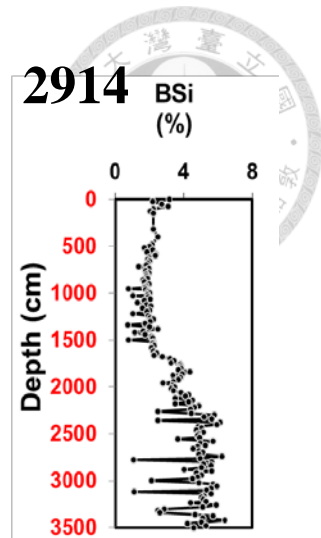
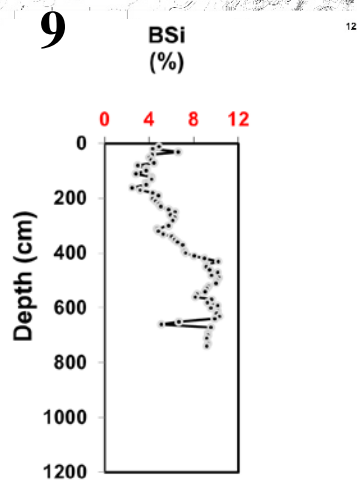
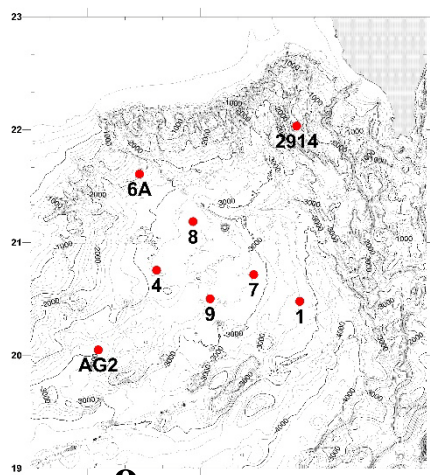
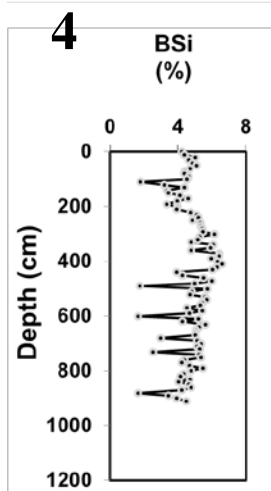
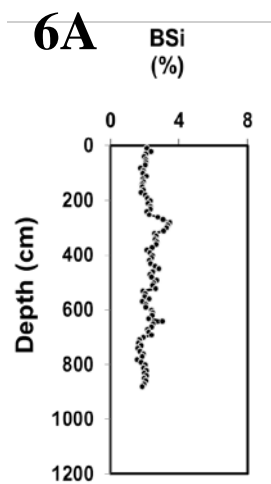


圖 3-2、沉積物生物矽含量變化

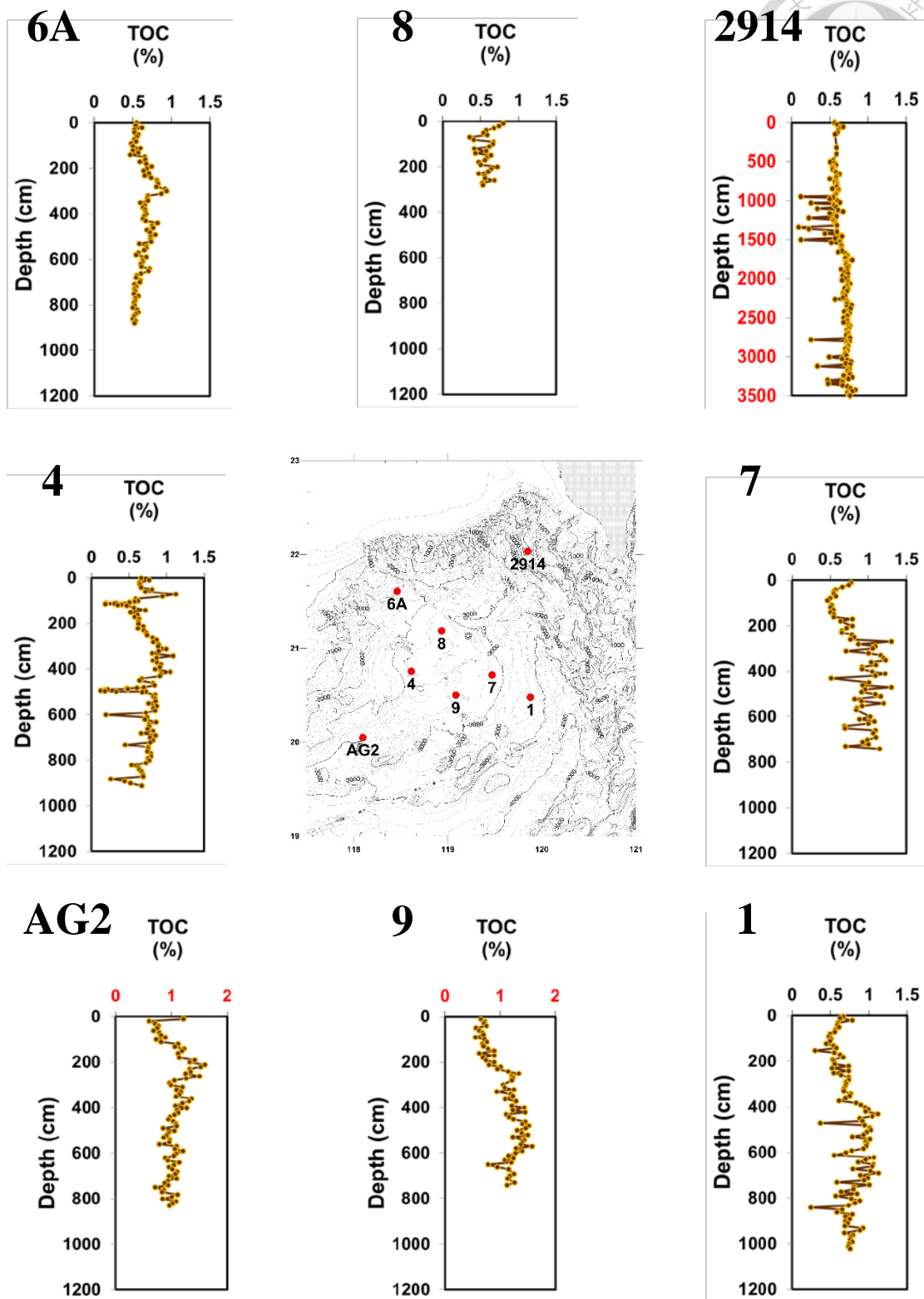


圖 3-3、沉積物有機碳含量變化

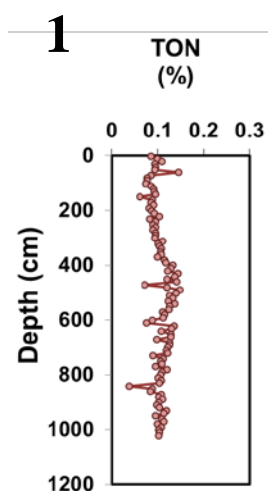
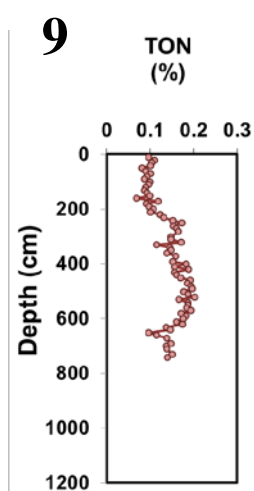
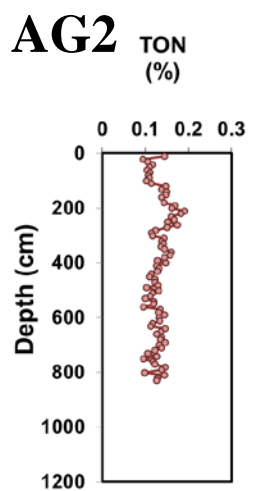
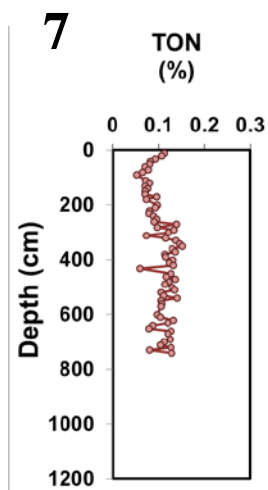
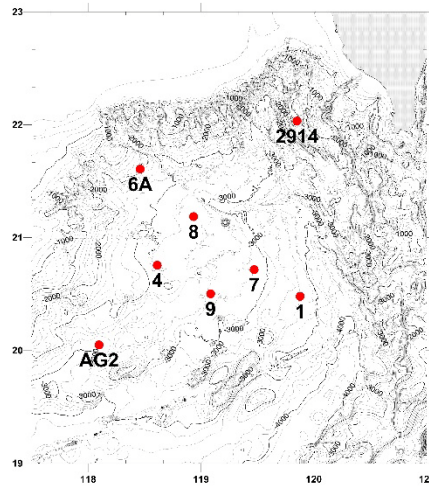
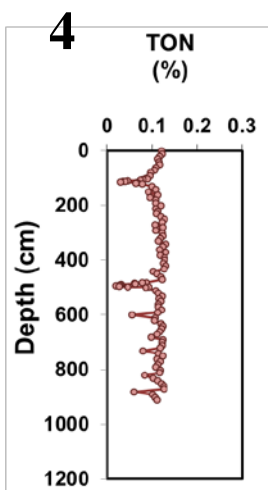
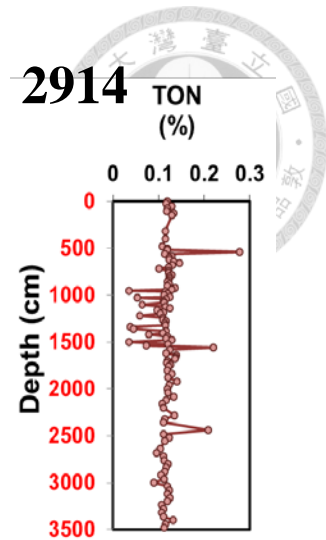
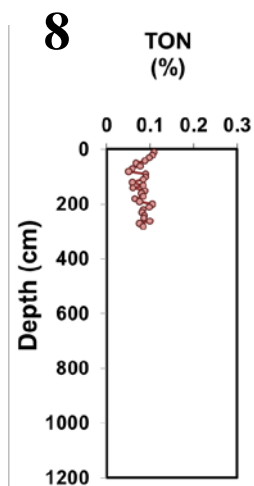
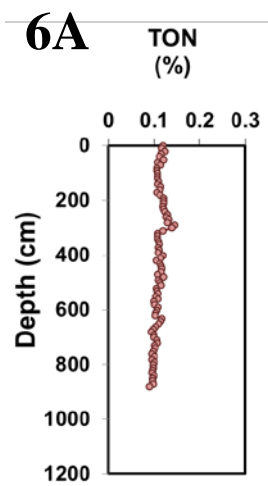


圖 3-4、沉積物有機氮含量變化



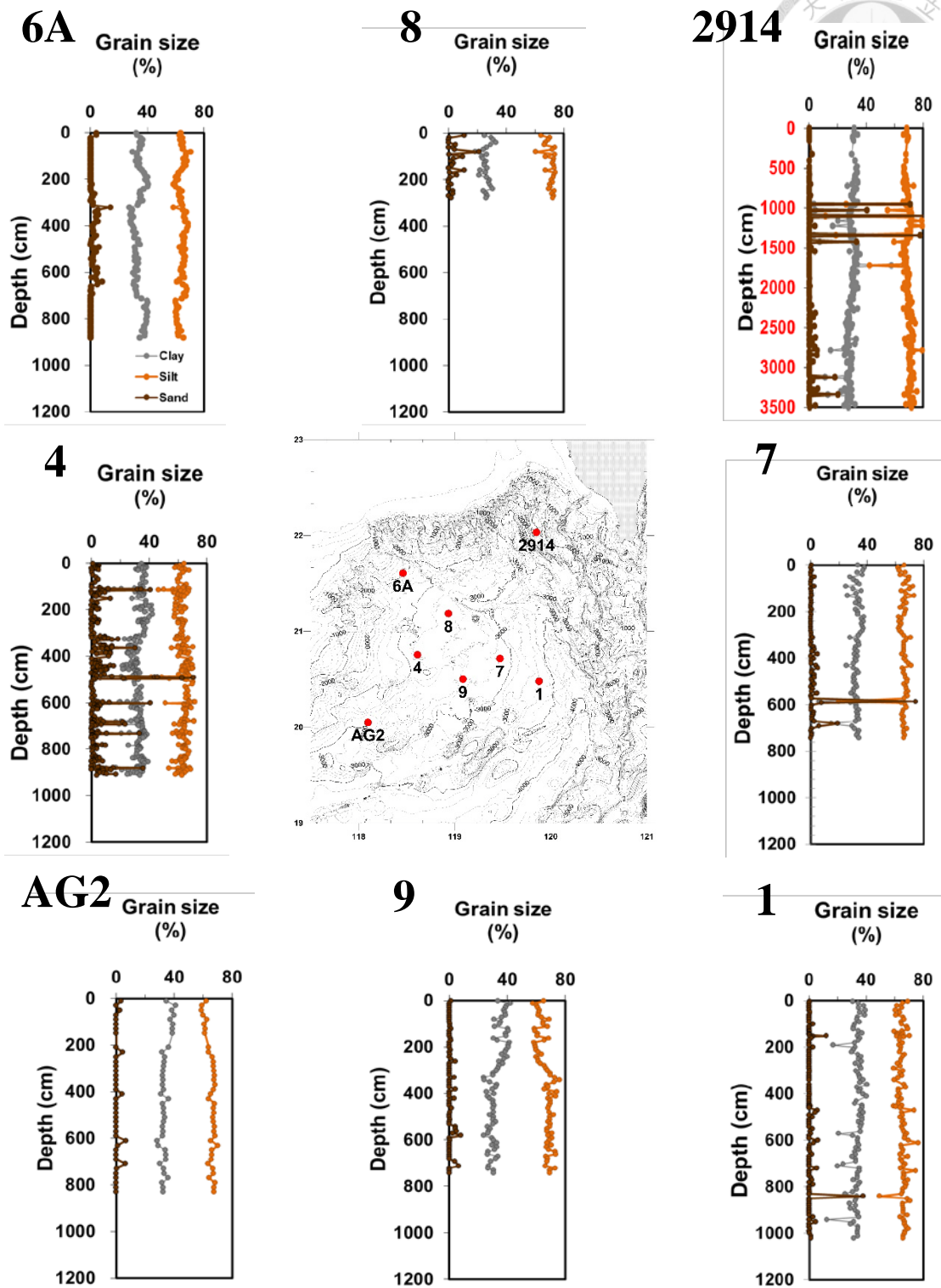


圖 3-5、沉積物顆粒組成變化 (深褐色代表沙含量、淺褐色代表粉沙含量、灰色代表黏土礦物含量)

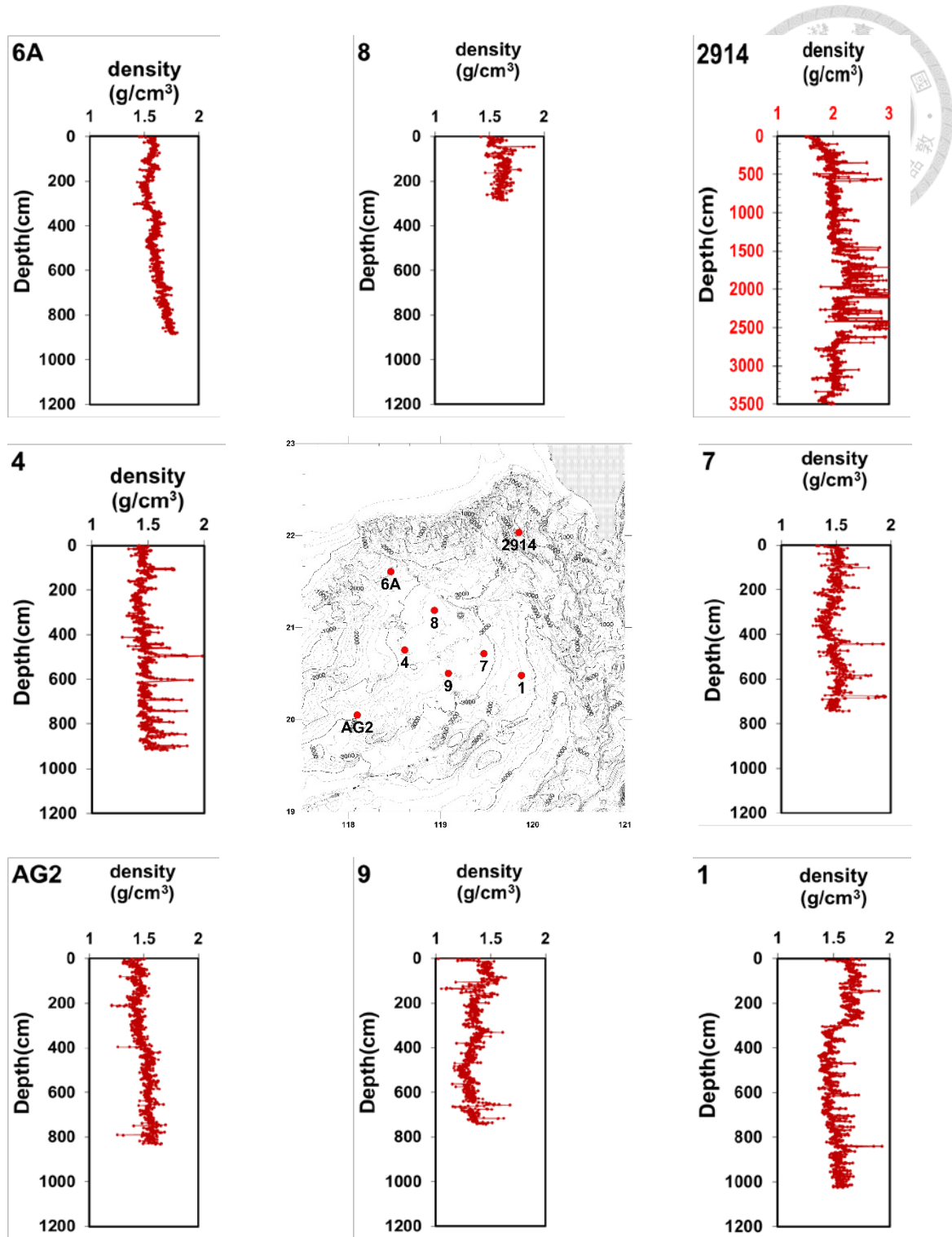


圖 3-6、沉積物  $\gamma$  密度變化

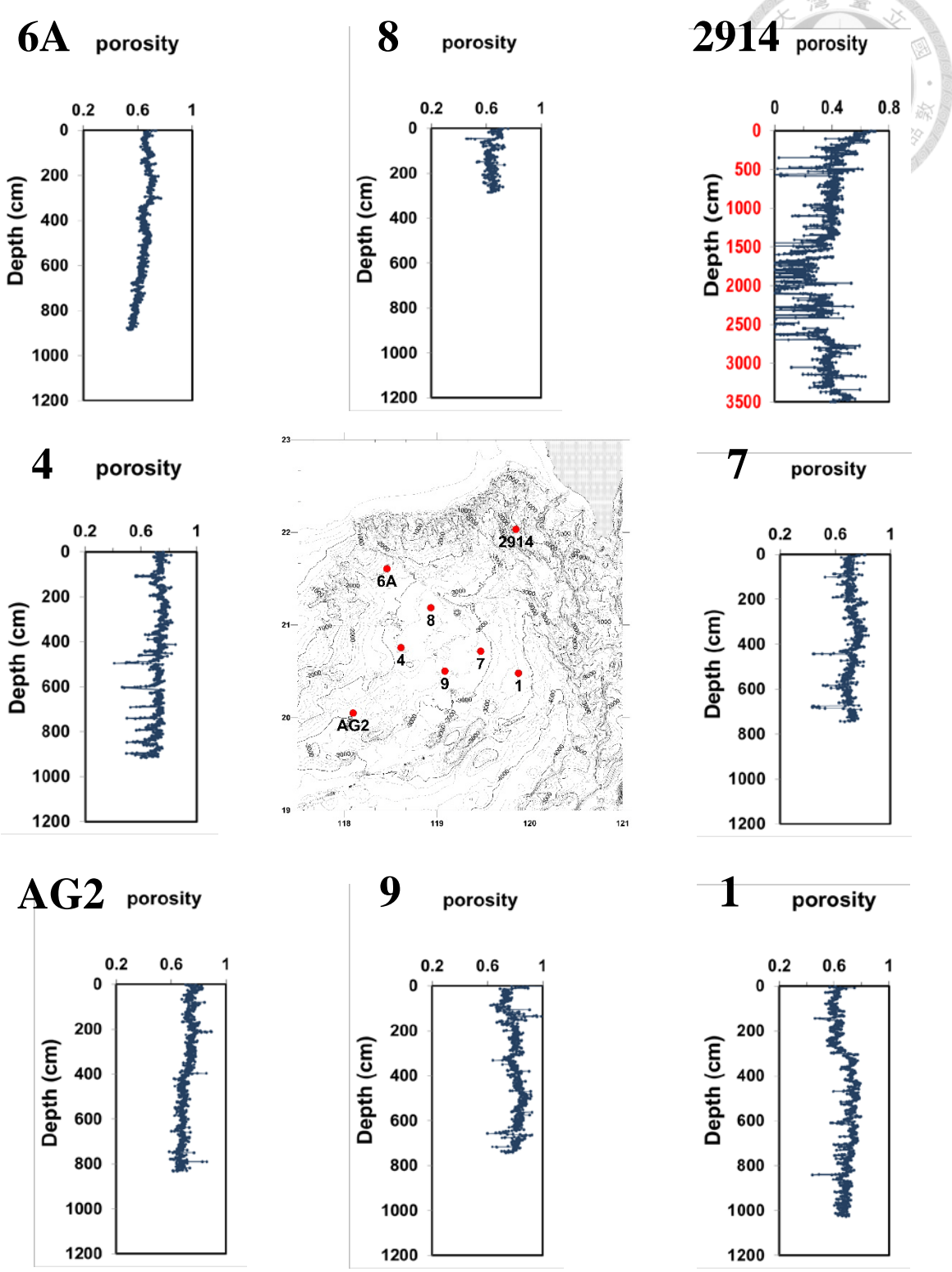


圖 3-7、沉積物孔隙率變化

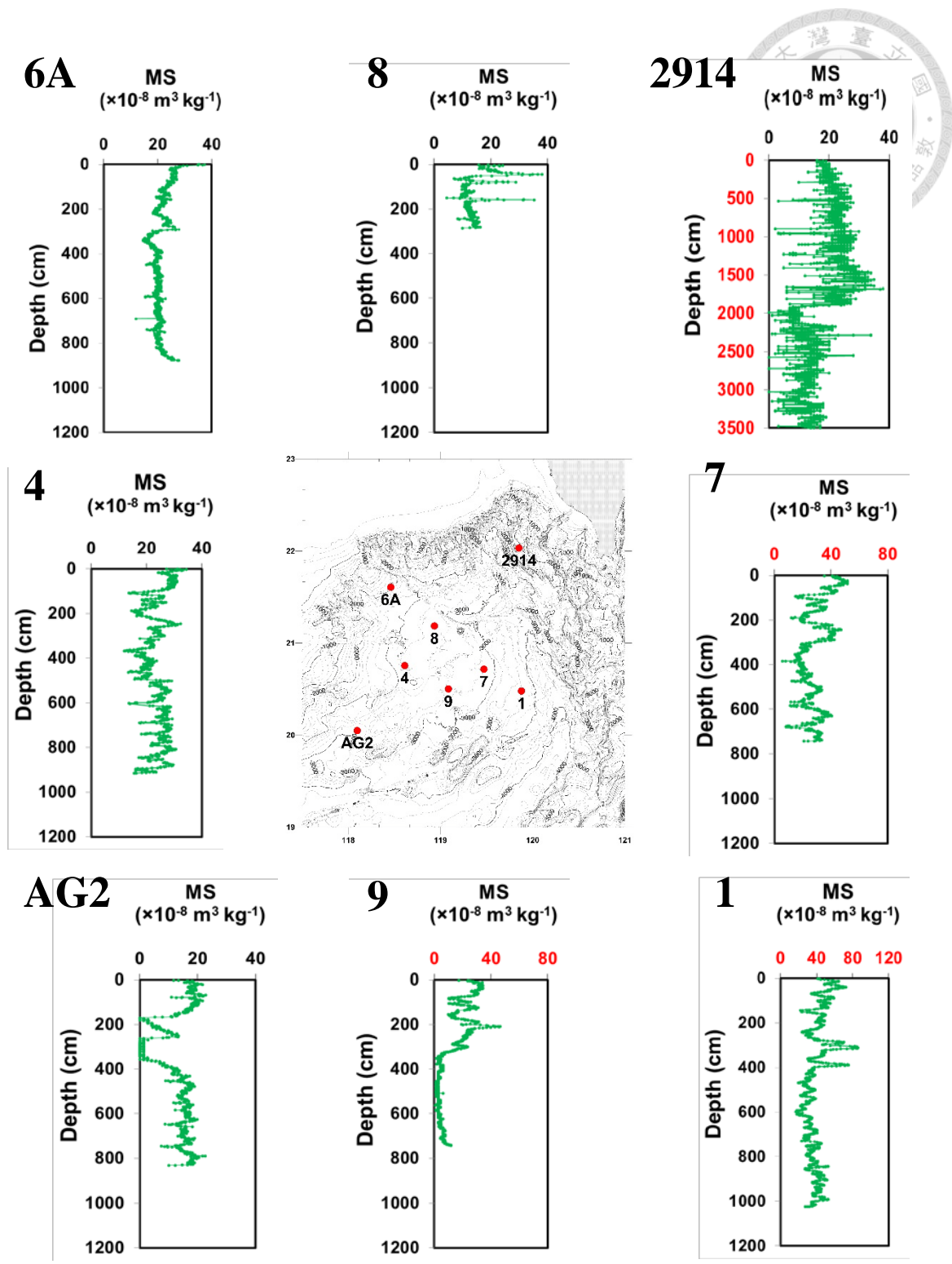
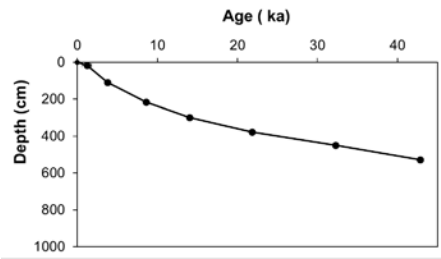
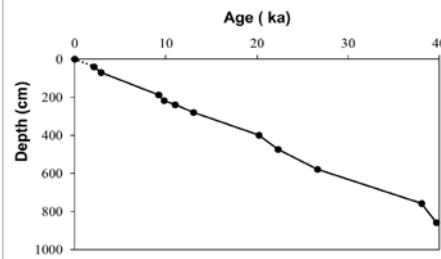


圖 3-8、沉積物磁感率變化

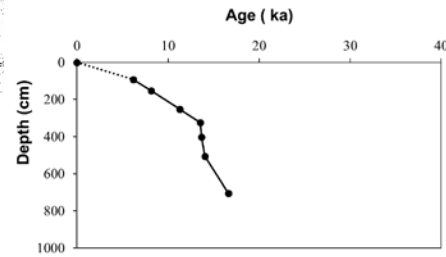
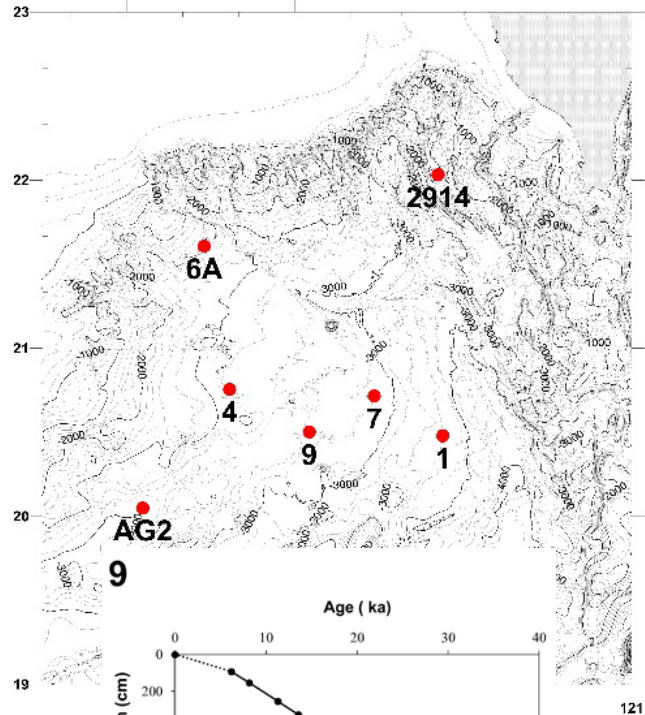
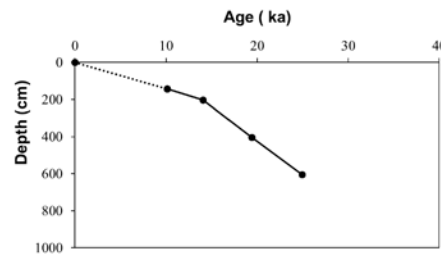
6A



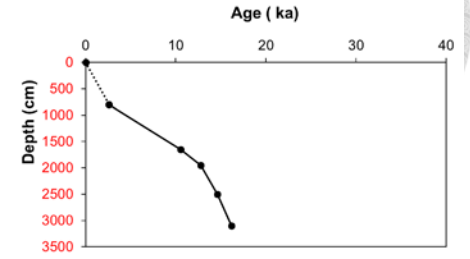
4



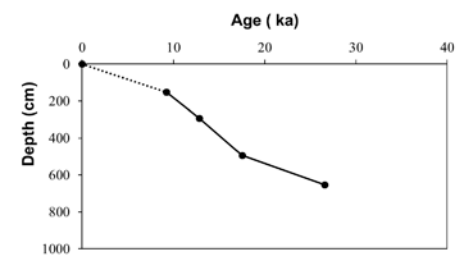
AG2



2914



7



1

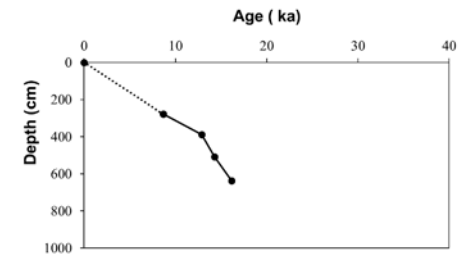


圖 3-9、沉積物有孔蟲碳十四定年結果

## 第四章 討論



### 4.1 年代模式

本研究各測站之岩心樣品利用浮游性有孔蟲定年，將各樣品所在深度轉換為年代，除了已確定年代以外的岩心樣品深度，其餘深度的年代則是利用內插法決定，假設定年點之間為連續且穩定的沉積記錄，以獲得各樣品分析的年代，如圖 4-1 所示。沉積速率的計算則利用已換算的兩年代點間之沉積厚度除以兩點間之年代差值，即為此兩點間之沉積速率，在此將各測站的沉積速率區分為三大部分，分別是全新世（1 萬年前至現在）、過渡期（1 萬至 2 萬年間）、冰期（2 萬年前），如表 4-1 所示。

### 4.2 南海東北坡沉積速率在空間上的分佈與影響因素

全新世時（Holocene, 1 萬年前至現在）南海東北部沉積速率之空間分布結果（圖 4-3），可觀察到近台灣之測站 2914 沉積速率高達 160 cm/ka，測站 4 之沉積速率為 22.2 cm/ka，AG2 之沉積速率為 14.1 cm/ka 在研究區域中沉積速率最低。根據前人研究（表 4-2）更西南邊測站之沉積速率都在 11.0 cm/ka 以下。顯示南海東北部沉積速率在近台灣端之沉積速率最高，且隨著越遠離台灣沉積速率有明顯降低的趨勢。

造成全新世南海東北坡沉積速率在空間分布上有如此懸殊地差異原因是，接近台灣端之海域，因為接受大量小河輸出陸源沉積物，所以有較高之沉積速率；在測站 7、9、1 發現隨著離陸坡越遠水深增加，沉積速率越快，明顯呈現地形集中現象（focusing）影響，導致台灣河川輸出的懸浮顆粒沿著海底峽谷運送至深水處堆積。而遠離台灣端之海域，相對傳輸距離的變遠，受到小河輸出陸源物質的影響減弱或是不受影響，因而沉積速率明顯降低。研究區域西側雖然有韓江、珠江等大型河川輸入帶來沉積物，但在比較沉積速率後，結果顯示中國大陸河川所輸出的沉積物與台灣的小河輸出相比下，對於此區域貢獻量是較低的，由此可以證明台灣小河輸出沉積物之重要性，而小河輸入大量懸浮顆粒是造成研究區域具有高沉積速率的主要原因。

同樣的在過渡期時（interglacial transitions, 10-20ka）南海東北坡沉積速率之

空間分布 (圖 4-4) 亦可看到類似現象, 觀察到近台灣之測站 2914 沉積速率比全新世時更快, 高達 259 cm/ka; 在距離陸棚較近的測站 6A 與 4 卻呈現相反狀態, 沉積速率減少近一半; 距離陸棚較遠的測站 1、7、9、AG2, 沉積速率增快 2 至 4 倍; 在研究區域西側亦觀察到相同現象 (17940、MD972146、MD972148), 近陸棚的測站在過渡期時沉積速率為全新世的一半, 較深水區域的測站在過渡期時沉積速率比全新世增快超過 2 倍。推測造成此結果的原因可能是, 過渡期時海平面上升使河川侵蝕基準面上升, 傳輸營力的改變使原本堆積在陸棚、河口或三角洲的沉積物在此時被帶往深海 (Schönfeld and Kudrass, 1993; Steinke *et al.*, 2003), 因此導致上部陸坡的沉積速率減緩, 而深水區的沉積速率增加。另外, 上部陸坡沉積速率在過渡期時變慢, 推測原因是海平面此時相較全新世低, 陸源物質比較不易堆積在上部陸坡, 大部分物質沿著沿著海底峽谷運送至深水處堆積, 才會導致此現象發生。

### 4.3 沉積源變化

經由分析碳酸鈣 (見表 4-3、圖 4-4)、生物矽 (見表 4-4、圖 4-5)、有機碳、C/N ratio (見表 4-5、圖 4-6), 發現隨著時間序列各物質會有明顯變化, 可將南海東北部沉積物劃分為五個主要不同時期, 冰期、末次冰期最大值、B/A 間冰期 (暖期) (Bølling-Allerød interstadial)、新仙女木事件 (Younger Dryas Event, YD) 及全新世時期。

氣候變化及地化特徵分別描述如下:

#### (1) 2 萬年以前

在此時期是物質含量變化不甚明顯, 上部陸坡沉期速率最慢, 沉積速率隨水深增加而增加, 從冰期接近末次冰期最大值的變化特徵為: 碳酸鈣濃度緩緩降低, 濃度在各站中均維持在低值; 生物矽含量緩緩上升, 但變化不明顯, 此時生物矽濃度比全新世(暖期)高; 測站 4、AG2、6A 均可發現有機碳/氮莫耳比值 (見表 4-5、圖 4-6) 在 4 萬年前較高訊號較偏向陸源, 隨後緩緩降低。至 3 萬年前時達到最低值訊號接近海源, 隨後有機碳/氮莫耳比值逐步增加, 整體而言有機碳/氮莫耳比值訊號先從陸源趨近海源再趨近陸源。碳酸鈣濃度 (見表 4-3、圖 4-4) 則

以上部陸坡測站 6A 最高，向陸坡深部濃度降低，有由西北向東南減少的趨勢，尤其是測站 7 與測站 1 濃度降低至 6.00 % 以下。生物矽含量（見表 4-4、圖 4-5）與碳酸鈣含量相反，在陸坡深部測站 7 與測站 1 濃度大於 4.92 %，向陸坡較淺的 6A 站濃度降低至 2.17 %，有由西北向東南增加的趨勢；有機碳/有機氮莫耳比值訊號在陸坡較淺的 6A 偏向海源，向陸坡深部測站訊號逐漸偏向陸源。

末次冰期時，氣候較間冰期乾冷，東北季風強盛且海平面較低，使北部陸棚區露出，促使周遭河川更接近南海深部，但因海平面較低，上部陸坡不易堆積陸源沉積物，導致大部分的陸源物質順著海底峽谷向下部陸坡堆積，所以上部陸坡沉期物質偏向海源，而下部陸坡因承接較多陸源物質，所以此時的沉積環境相較間冰期偏向陸源訊號。另外，此時海表溫度較間冰期低 2~3 °C (Lin *et al.*, 2014)，較不利於碳酸鈣浮游性有孔蟲生長，而有利於矽藻類浮游植物生長，所以碳酸鈣整體濃度較間冰期略低，而生物矽濃度較間冰期略高。

## (2) 2 萬年前至 1 萬 5 千年前之間

在此時期為末次冰期最大值並慢慢接近 B/A 暖期，其變化特徵為：各測站碳酸鈣含量（見表 4-3、圖 4-4）及生物矽含量（見表 4-4、圖 4-5）均增加，有機碳/氮莫耳比值（見表 4-5、圖 4-6）訊號開始偏向陸源。碳酸鈣含量以上部陸坡測站 6A 的 16.6 % 最高，向陸坡深部濃度降低，且由西北向東南減少，尤其是測站 1 濃度為 6.00 %；而測站 2914 碳酸鈣含量最低，因為該測站沉積速率極高，受陸源物質沈積稀釋影響。生物矽含量與碳酸鈣含量相反，在陸坡深部測站 9 濃度 9.14 % 最高，向陸坡較淺的 6A 站濃度降低至 2.72 %，呈由西北向東南增加的趨勢；有機碳/有機氮莫耳比值訊號在陸坡較淺的 6A 偏向海源，向陸坡深部測站訊號逐漸偏向陸源。

末次冰期最大值時海平面下降至最低，之後隨著冰期結束氣候回暖，海平面緩緩上升，陸源物質輸入增加，營養鹽經由河川注入海洋，導致海洋基礎生產力上升，測站 6A、4、7、1、2914 的有機碳/氮莫耳比值均有增加的現象，其中測站 7 與 1 的增加幅度最大，顯示訊號開始偏向陸源。

## (3) 1 萬 5 千年前至 1 萬 3 千年前之間



此時期為 B/A 間冰期 (暖期)，碳酸鈣與生物矽含量達到極大值，碳酸鈣濃度測站 4 最高達 19.4 %，生物矽含量測站 9 最高達 8.23 %；有機碳/氮莫耳比值訊號偏向陸源。

B/A 暖期為氣候快速變暖事件，此時全球氣溫正逐漸變為較暖的型態，造成全球海平面在這段時間快速的上升。海平面快速上升使原本裸露的陸棚被海水淹沒，河川侵蝕基準面上升，將過去所堆積在河口的陸源物質沉積物大量被搬運至深海堆積，營養鹽亦大量輸入海洋，使海洋基礎生產力上升。此時雖然氣候變暖，應該較不利於生物矽的生長，但各測站碳酸鈣、生物矽含量均達到高值，可能是營養鹽大量由河川輸入至海洋，營養鹽的濃度占主要控制因素，使海表因溫度所造成的影響減弱。

#### (4) 1 萬 3 千年前至 1 萬年前之間

在此時期為新仙女木事件發生時期，碳酸鈣含量 (見表 4-3、圖 4-4) 與生物矽含量 (見表 4-4、圖 4-5) 明顯減少，有機碳/氮莫耳比值 (見表 4-5、圖 4-6) 訊號偏向海源。碳酸鈣濃度測站 4 最高達 17.0 %，濃度由西向東減少，生物矽含量測站 1 最高達 5.78 %，濃度由西向東增加的現象。

新仙女木是一個突然變冷事件而導致全球氣溫驟降。在新仙女木發生之前，地球處在溫度逐漸升高的間冰期中，新仙女木時期突然變冷事件而導致全球氣溫驟降。此時的陸源物質輸入量下降，營養鹽輸入減少，導致研究區域中海洋生產力下降。此時雖然氣候變冷，應該較利於生物矽的生長，但各測站碳酸鈣、生物矽含量均有明顯減少，推測是因為河川輸入的營養鹽減少，且營養鹽輸出量變化是主要控制因素，而海表溫度所造成的影響對南海生物源顆粒產生與埋藏則居於次要因素。

#### (5) 1 萬年前至現代之間

此時氣候較暖，處於高海平面並處於穩定狀態，碳酸鈣含量 (見表 4-3、圖 4-4) 緩慢降低，生物矽含量 (見表 4-4、圖 4-5) 呈現最低平均值，有機碳/有機氮莫耳比值 (見表 4-5、圖 4-6) 訊號偏向海源。碳酸鈣濃度由西向東遞減，生物矽濃度則由西向東遞增。

在此時期沉積速率較慢，唯有上部陸坡的沉積速率增加，可能因為海平面上升，陸源沉積物容易在陸棚及上部陸坡堆積。在鄰近研究區域的測站，MD972146 岩心 (林, 1994) 利用氧穩定同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$ )、組合陸源物質指標 (CDI) 和組合生產力指標 (CPI) 指出南海北部沉積物，在間冰期時具有較高的生產力，是因為間熱帶輻合區 (ITCZ) 北移，導致降雨機率提高，化學風化作用變強，易於周邊河流輸入陸源物質及營養鹽，使得南海北部海域在間冰期具有高的生產力。

#### 4.4 突發事件

在過去四萬年間除了明顯的冰期、間冰期的氣候變遷外亦有其它突發性的冷暖事件，包括 Heinrich events (Hemming, 2004; Vidal *et al.*, 1997; Bond and Lotti, 1995; Heinrich, 1988)、B/A 間冰期、新仙女木事件。

Heinrich events 是指北半球冰架大規模崩塌，巨大的冰山穿越北大西洋，造成大量的冷水或淡水輸入海洋改變溫鹽環流，是一個短時間的冷事件。Heinrich events 已被發現於過去 6 個時期 (Hemming, 2004; Vidal *et al.*, 1997; Bond and Lotti, 1995) 分別是：H1 的發生年代於 14000 至 16800 年前；H2 的發生年代於 22000 至 24000 年前；H3 的發生年代於 29000 至 31000 年前；H4 的發生年代於 35000 至 38000 年前；H5 的發生年代於 45000 至 47000 年前；H6 的發生年代於 59000 至 63000 年前。

B/A 暖期的發生年代於 12900 至 14600 年前 (Weaver *et al.*, 2003)，介於冰期-全新世之過渡期中，氣候快速變暖事件，維持大約 1-2 千年左右，B/A 暖期的出現終止了末次冰期，全球氣溫正逐漸變為較暖的型態；由於 B/A 暖期的發生，造成全球融冰作用，大量淡水注入海洋中，造成全球海平面在這段時間快速的上升。

新仙女木事件 (Fairbanks, 1989) 距今 12800 年至 11500 年前，是末次冰期結束往全新世逐漸變暖的過程中，突發性的回冷事件。仙女木是來自於歐洲北部一種植物，該物種生活在較寒冷的地區，於新仙女木發生時期，該物種大肆南侵，位於低緯度地區也可發現該物種之花粉，故稱為新仙女木事件。當新仙女木事件終止後，全球環境再次回暖進入到間冰期 (全新世)。

針對這些突發事件可以在測站 4、7 得到相對的訊號 (見圖 4-7)，在 H1、

H2、H3 均發現有大量粗顆粒物質出現並伴隨生物矽、有機碳變含量降低，但碳酸鈣卻沒有明顯的稀釋現象，顯示有可能在 Heinrich events 發生之前出現 Dansgaard-Oeschger (D-O) events。Schulz, 2002，在格陵蘭冰芯 GRIP 的氧同位素數據中發現，Heinrich event 發生之前有迅速升溫的訊號，推測可能是因為這突然升溫事件才引發北大西洋變冷事件。D-O events 發生時可能在南海造成突發性大量降雨，使河川輸出的陸源沉積物以濁流的形式被帶至深海堆積，河川帶來大量營養鹽，有利於海表鈣質生物生長，所以沒有明顯的稀釋現象。

有機碳極大值與有機碳/有機氮莫耳比值高值發生在 H1 和 (B/A) 暖期的交界帶，可能由於全球海平面劇烈上升使陸源物質與營養鹽大量輸出，因此海洋生產力上升，導致陸源有機碳增加海源有機碳同時加入，使得有機碳含量明顯提高，碳酸鈣與生物矽含量增加，沉積物訊號偏向陸源。

新仙女木變冷事件造成碳酸鈣明顯降低之原因為 (B/A) 暖期後，海水面已處於較穩定的狀態，陸源物質的輸出相較 (B/A) 暖期減少，在突然變冷的事件發生時，降低海表鈣質生物生產力，因而反映於碳酸鈣含量之變化上；生物矽與有機碳亦受陸源物質輸出減少的影響而濃度降低，此時沉積物訊號偏向海源。

但是，測站 4 仍可在 5.1ka、6.6ka、18.4ka、19.7ka、21.4ka、33.2ka、38.6ka、40ka 發現有粗顆粒物質突然出現的訊號，利用 $\gamma$ 射線密度更容易觀察到密度突然增加的現象在各測站發生（見圖 4-8），推測可能是濁流所造成，推測過去四萬年中有類似地震、暴雨或颱風等突發性事件發生。

其實，仔細觀察可發現各岩心均有 YD event、B/A、D-O events 與 Heinrichs events 出現的證據，但在南海東北坡似乎仍有許多“事件”的發生尚未在其它地區被發現，這些“事件”的大小不亞於大洋中所發現的全球性突發事件的強度，這些“事件”並未被其它文獻提及，顯示可能只有在南海第一次被發現。這些“事件”似乎頻繁的出現在台灣附近區域，並使靠近台灣的沉積物以濁流的型式影響南海東北部等區域，而這些“事件”似乎並非同時出現於不同測站。雖然地震有可能是其中一種機制導致此現象發生，但颱風亦可能是導致相同結果的因素。



圖 4-1、研究區域中各測站的年代模式 (深藍色為 2914；橘色為 1；黑色為 4；紫色為 6A；淺藍為 7；綠色為 9；紅色為 AG2)。

表 4-1、各測站在不同時期沉積速率的改變，(a)為東北至西南的測站方向；(b)為西北至東南方向。



(a)

	沉積速率 (cm/kyr)			
	2914	8	4	AG2
<b>0-10 ka</b>	160	-	22.2	14.1
<b>10-20 ka</b>	259	-	17.4	28.5
<b>Before 20 ka</b>	-	-	25	36.2
<b>All</b>	191	-	22.5	26.6

(b)

	沉積速率 (cm/kyr)				
	6A	8	7	9	1
<b>0-10 ka</b>	23.5	-	18.2	21.2	31.4
<b>10-20 ka</b>	12.1	-	35	74.1	58.5
<b>Before 20 ka</b>	7.5	-	17.8	-	-
<b>All</b>	9.9	-	23.5	43.3	47

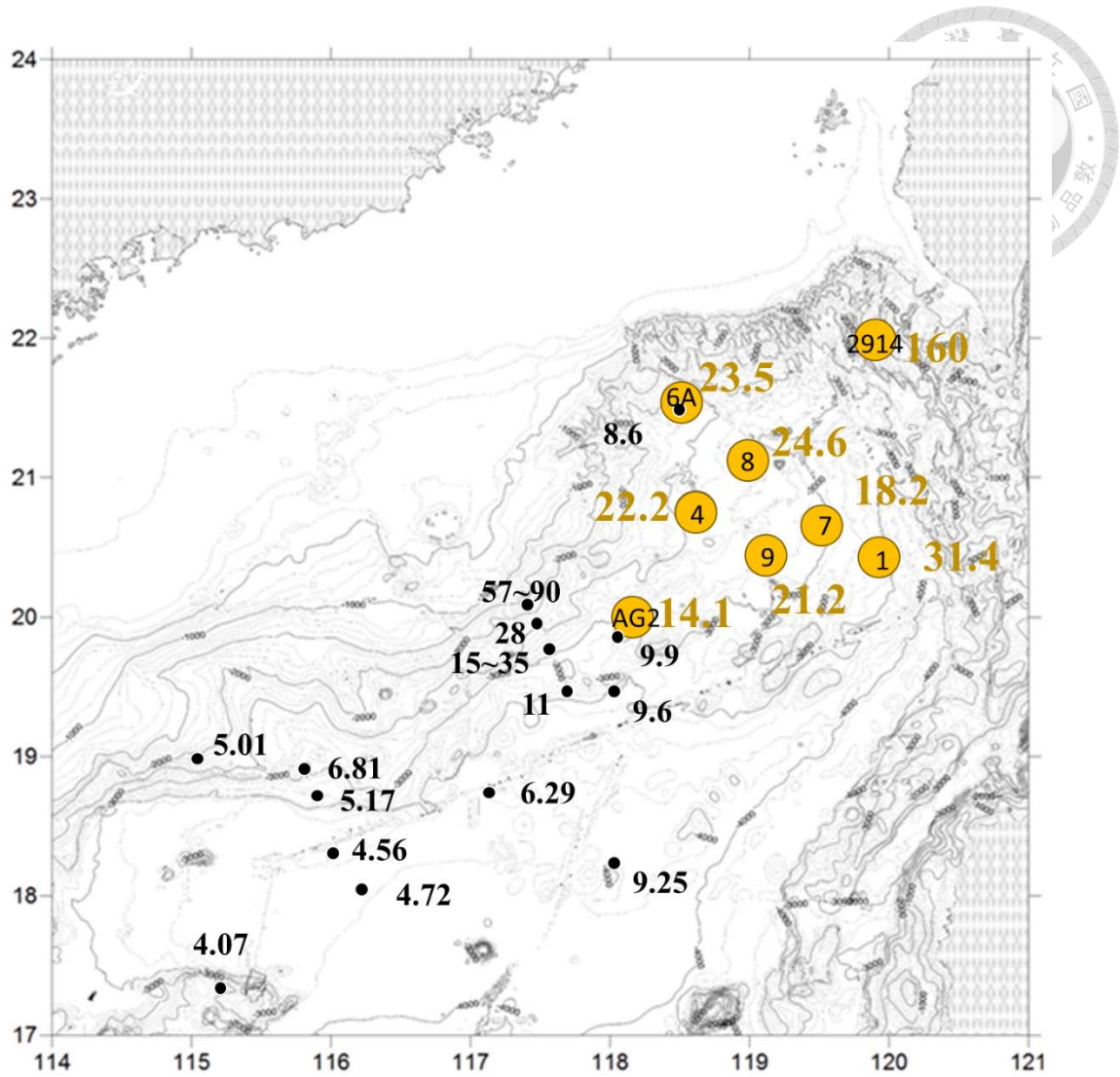


圖 4-2、全新世時期(0-10ka)南海東北部沉積速率分佈圖。黃色圓圈代表測站位置，黃色數字代表測站沉積速率；黑色點代表參考文獻測站位置(表格 4-2)，黑色數字代表沉積速率，其單位為：每千年累積多少公分沉積物，cm/kyr。

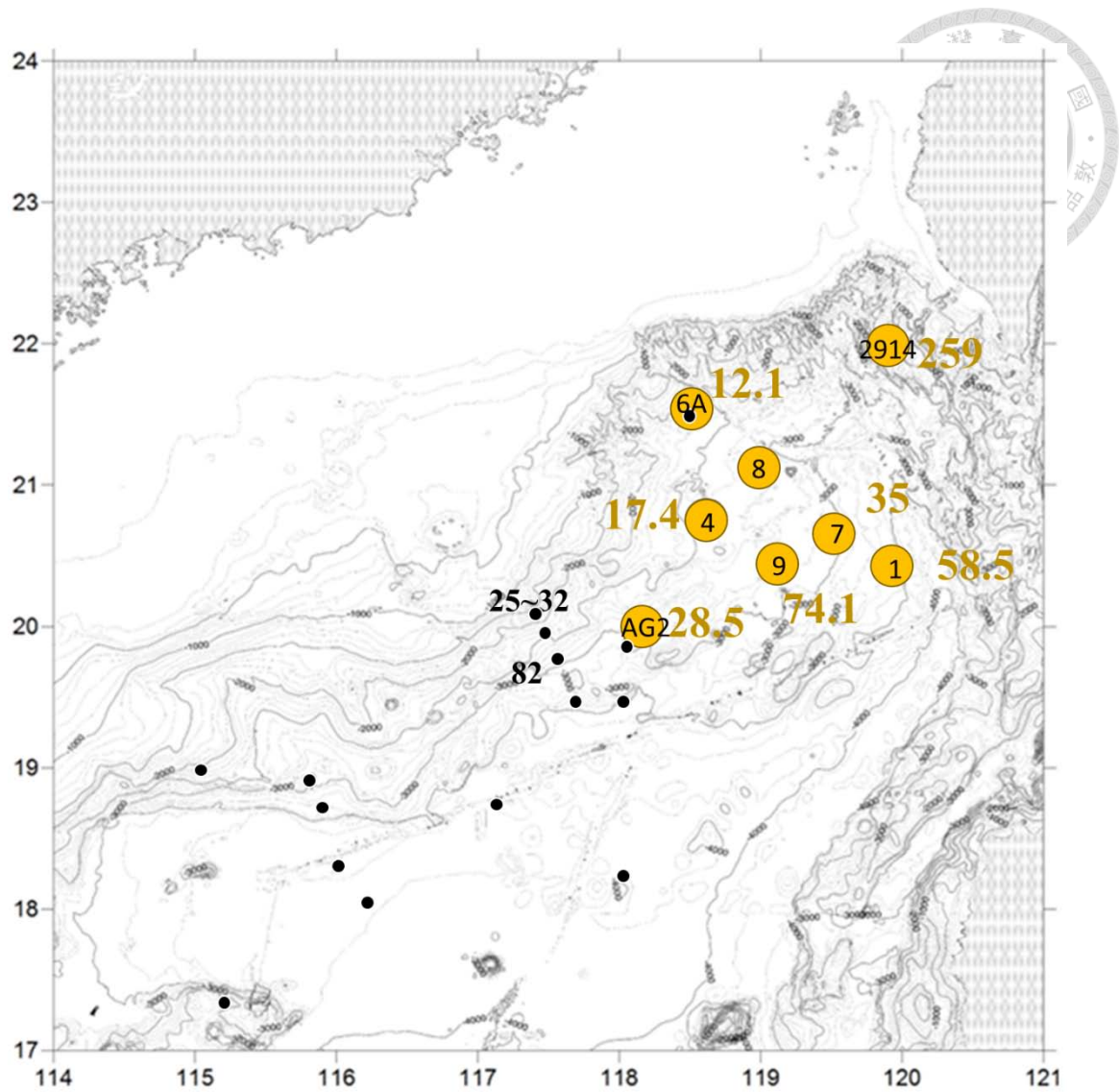
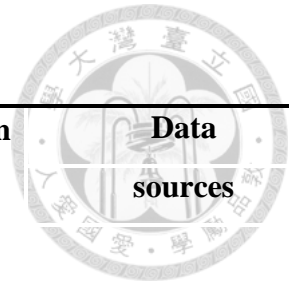


圖 4-3、過渡期(10-20ka)南海東北部沉積速率分佈圖。黃色圓圈代表測站位置，黃色數字代表測站沉積速率；黑色點代表參考文獻測站位置 (表格 4-2)，黑色數字代表沉積速率，其單位為：每千年累積多少公分沉積物，cm/kyr。

表 4-2、南海東北部其他鄰近測站沉積速率的比較。



Site name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Water depth (m)	Sedimentation Rate (cm/kyr)	Data sources
Southwestern Taiwan	---	---	<1800	130	Huh, 2009
17941-2	21.517	118.483	2201	8.6	Sarnthein <i>et al.</i> , 1994
17940-2	20.117	117.383	1727	57 (MIS 1) 25 (MIS 2) 22 (MIS3) 90 (MIS 1)	Wang <i>et al.</i> , 1999 Lin <i>et al.</i> , 2013
MD972146	20.117	117.385	1720	32 (MIS 2) 56 (MIS3)	Lin <i>et al.</i> , 2013
17939-2	19.983	117.450	2474	28	Wang <i>et al.</i> , 1999
17938-2	16.717	114.900	2840	15 35 (MIS 1)	Wang <i>et al.</i> , 1999
MD972148	19.797	117.543	2830	82 (MIS 2) 15 (MIS3)	Lin <i>et al.</i> , 2013
17937-2	19.500	117.667	3428	11	Wang <i>et al.</i> , 1999
RC26-16	19.883	118.033	2912	9.9	Wei, 1998
8315	19.500	118.001	3482	9.6	Li, 1993
8328	18.250	118.017	3860	6.5-12	Li, 1993
17936-2	18.767	117.117		6.29	
SO50-31KL	18.750	115.867		5.17	Huang <i>et al.</i> 1997b
SO50-29KL	18.330	115.983		4.56	Huang <i>et al.</i> , 1997a
V36-1	18.067	116.183		4.72	Feng <i>et al.</i> , 1988
17949	17.350	115.170		4.07	Sarnthein <i>et al.</i> , 1994
SO50-37KL	18.920	115.770		6.81	Schönfeld <i>et al.</i> , 1993
SO50-29KL	18.330	115.980		4.56	Schönfeld <i>et al.</i> , 1993
G73	19.000	115.000		5.01	Li, 1993



表 4-3、各測站在不同時期碳酸鈣濃度的改變，(a)為東北至西南的測站方向；(b)為西北至東南方向。



(a)

	Carbonate (%)			
	2914	8	4	AG2
<b>0-10 ka</b>	4.71	-	13.10	14.26
<b>10-13ka</b>	5.86	-	17.04	14.28
<b>13-15ka</b>	5.83	-	19.41	10.26
<b>15-20ka</b>	5.28	-	14.83	9.59
<b>Before 20ka</b>	-	-	10.70	8.69

(b)

	Carbonate (%)				
	6A	8	7	9	1
<b>0-10 ka</b>	10.75	-	7.52	10.49	4.90
<b>10-13ka</b>	16.39	-	12.32	13.80	9.22
<b>13-15ka</b>	13.99	-	12.62	10.45	8.02
<b>15-20ka</b>	16.57	-	8.74	8.75	6.00
<b>Before 20ka</b>	11.16	-	5.86	-	5.19

表 4-4、各測站在不同時期生物矽濃度的改變，(a)為東北至西南的測站方向；(b)為西北至東南方向。



(a)

	BSi (%)			
	2914	8	4	AG2
<b>0-10 ka</b>	1.92	-	4.16	-
<b>10-13ka</b>	3.35	-	5.18	-
<b>13-15ka</b>	4.54	-	5.59	-
<b>15-20ka</b>	4.72	-	5.69	-
<b>Before 20ka</b>	-	-	4.73	-

(b)

	BSi (%)				
	6A	8	7	9	1
<b>0-10 ka</b>	2.03	-	3.58	4.08	4.42
<b>10-13ka</b>	2.73	-	4.30	5.76	5.78
<b>13-15ka</b>	3.29	-	7.14	8.23	6.58
<b>15-20ka</b>	2.72	-	7.08	9.14	5.76
<b>Before 20ka</b>	2.17	-	4.92	-	5.47



表 4-5、各測站在不同時期有機碳/氮莫耳比值的改變，(a)為東北至西南的測站方向；(b)為西北至東南方向。

(a)

	C/N molar ratio			
	2914	8	4	AG2
<b>0-10 ka</b>	7.38	-	7.85	8.47
<b>10-13ka</b>	8.11	-	8.12	9.41
<b>13-15ka</b>	8.33	-	8.62	9.71
<b>15-20ka</b>	7.83	-	8.71	9.72
<b>Before 20ka</b>	-	-	7.94	9.27

(b)

	C/N molar ratio				
	6A	8	7	9	1
<b>0-10 ka</b>	6.65	-	8.64	8.83	8.00
<b>10-13ka</b>	8.11	-	9.87	8.89	8.32
<b>13-15ka</b>	8.03	-	9.83	8.97	8.55
<b>15-20ka</b>	8.21	-	9.74	9.31	9.07
<b>Before 20ka</b>	7.57	-	10.04	-	8.52

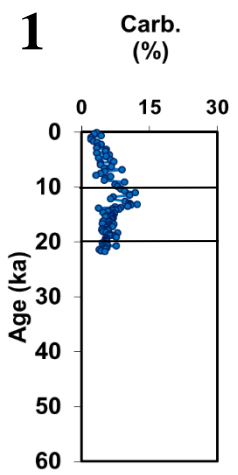
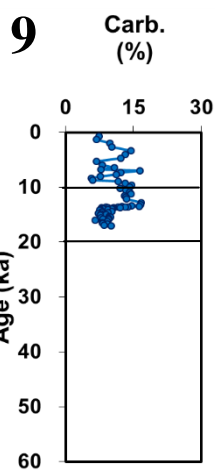
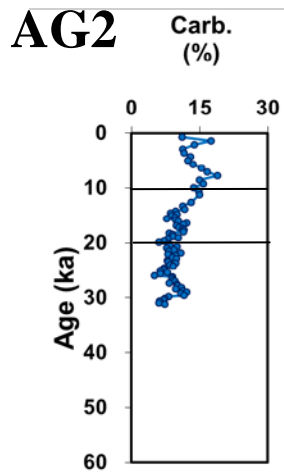
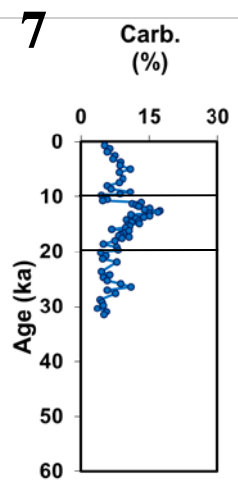
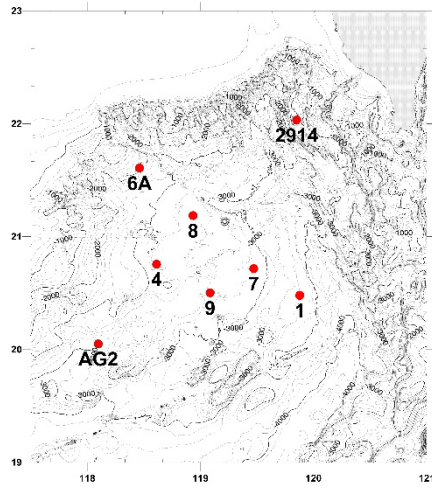
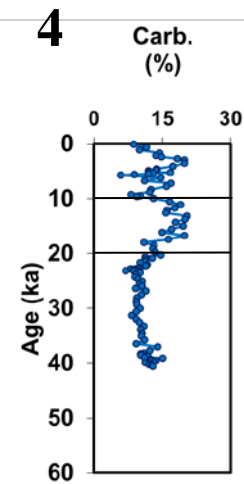
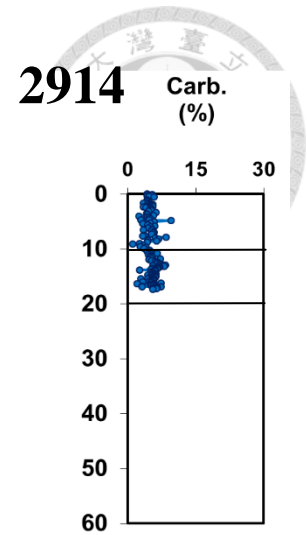
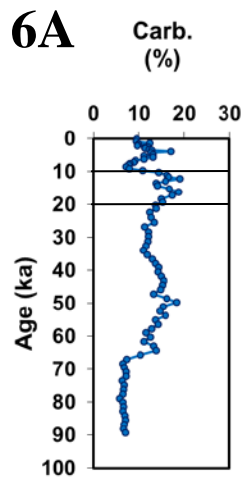


圖 4-4、各測站在不同時間的碳酸鹽含量變化。

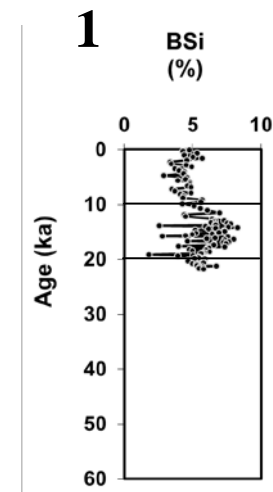
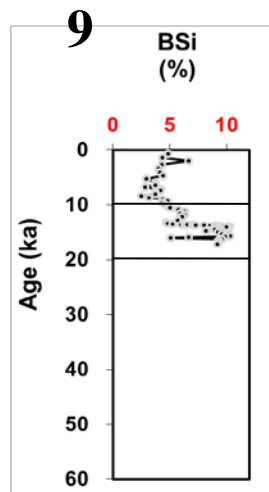
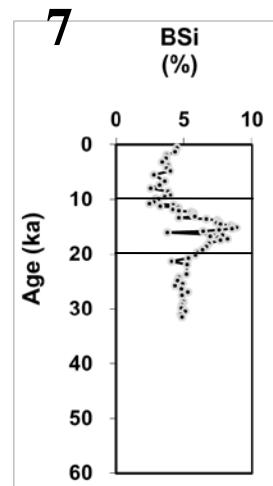
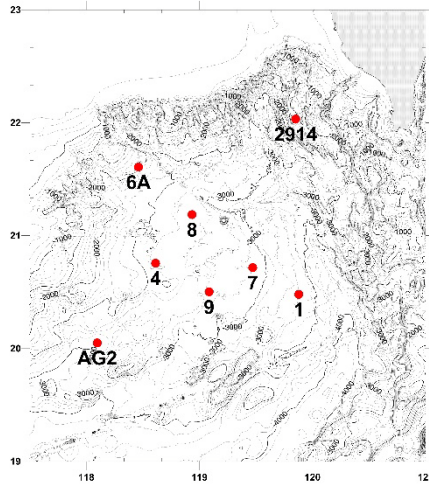
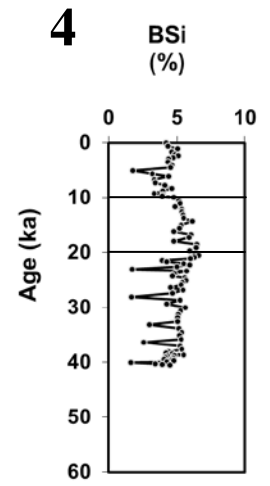
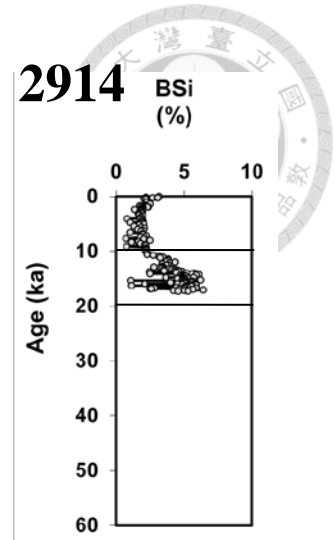
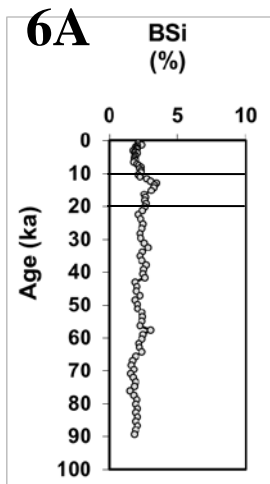


圖 4-5、各測站在不同時間的生物矽含量變化。

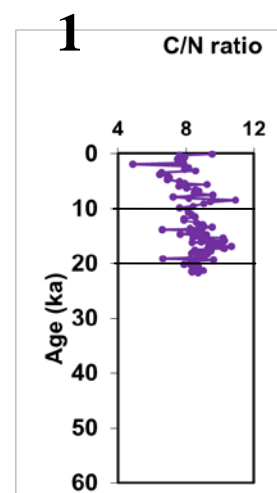
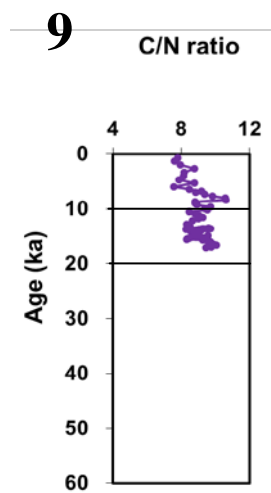
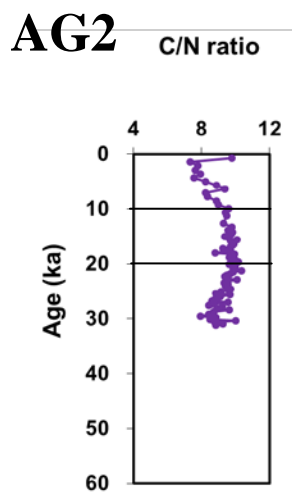
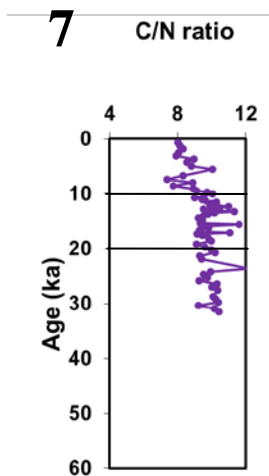
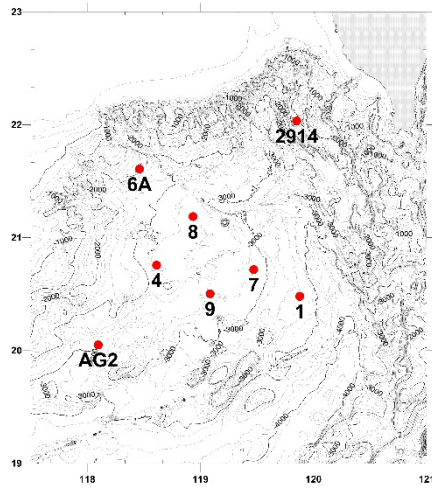
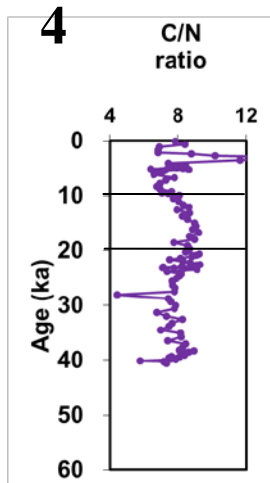
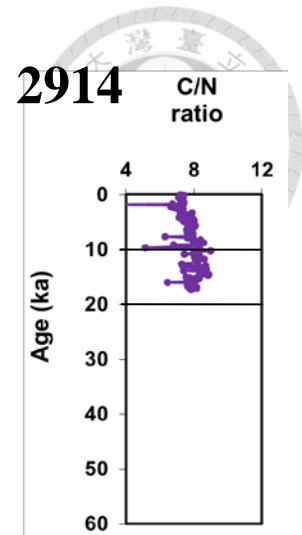
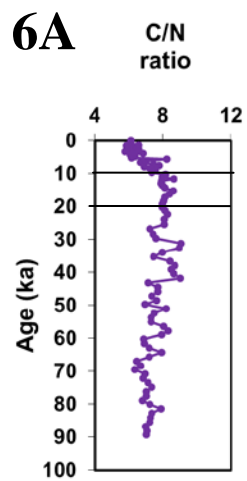


圖 4-6、各測站在不同時間有機碳/氮莫耳比值的變化。

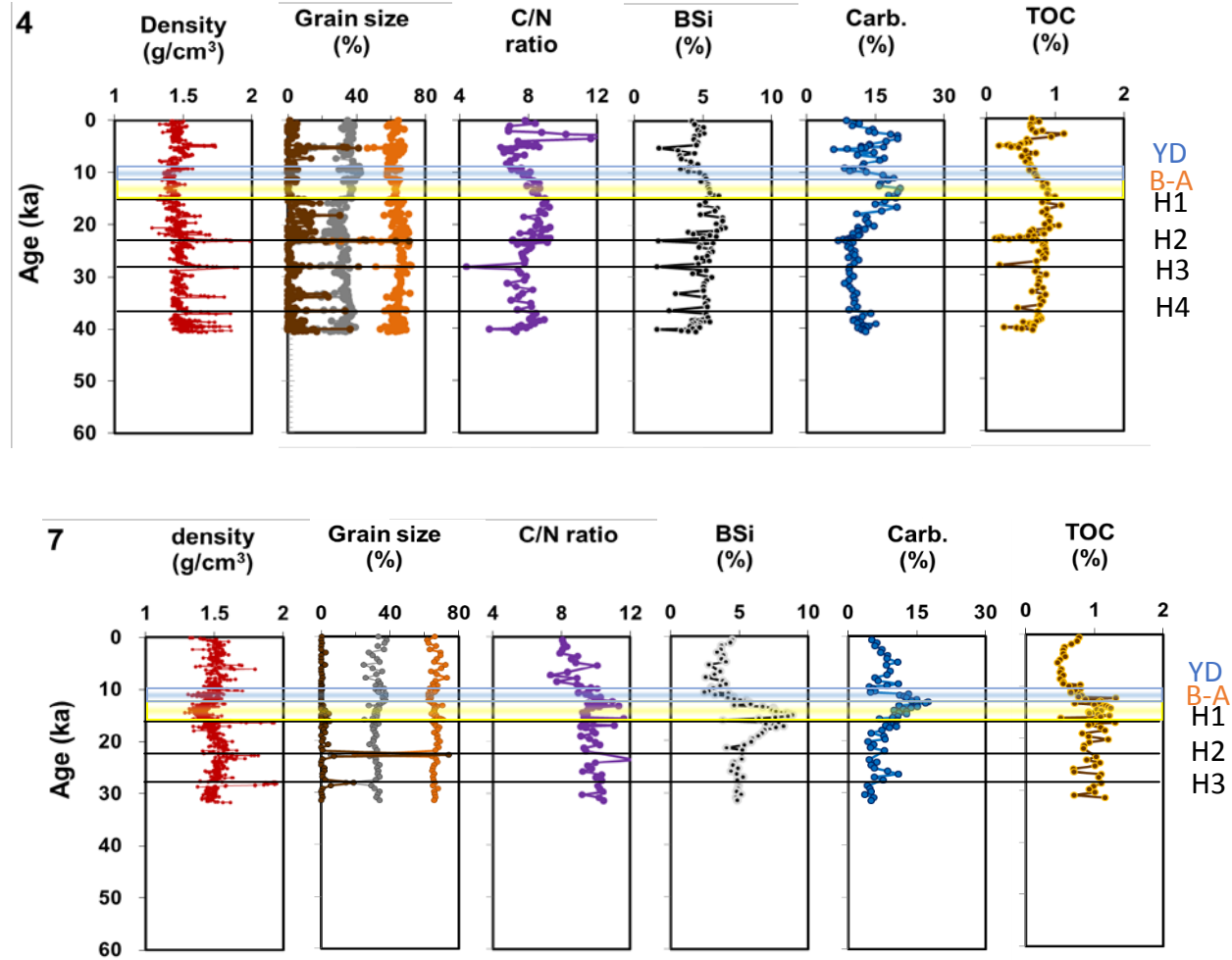


圖 4-7、突發事件在沉積物中地化參數含量對應年代變化圖

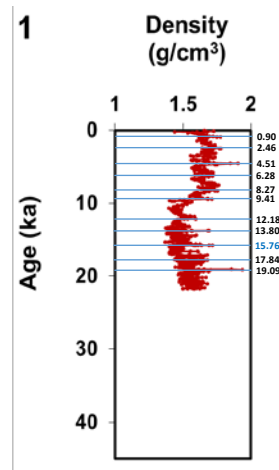
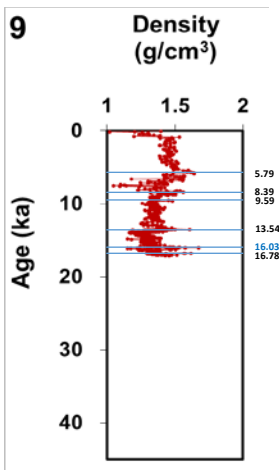
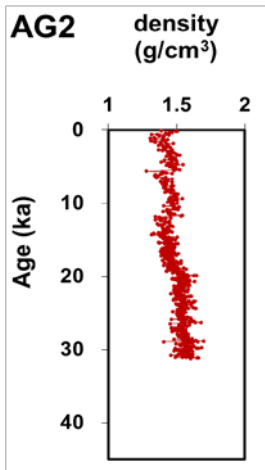
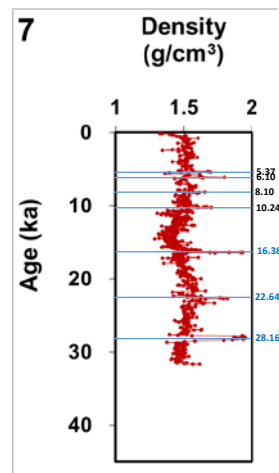
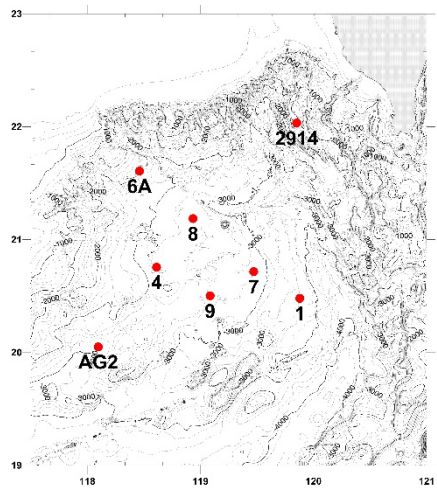
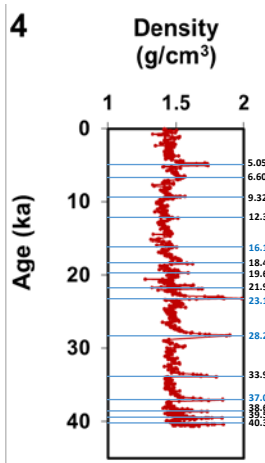
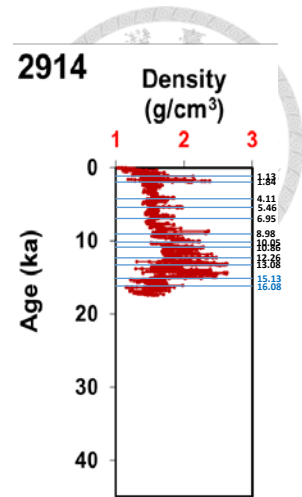
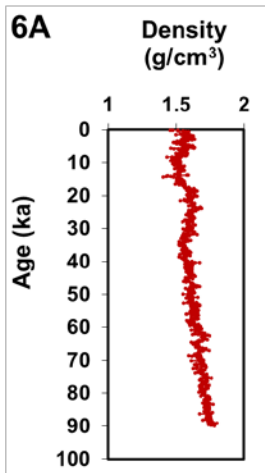


圖 4-8、利用 $\gamma$ -Density 研究突發事件在沉積物中對應年代變化



## 第五章 結論



總結而論，我們發現除了冰期、間冰期有沉積狀態改變外，還有至少五種不同特殊類型的沉積型態發生於南海東北坡，包括 YD event、B/A、D-O events、Henrichs events 與未知“事件”(最有可能是颱風)，頻繁的出現在南海東北部。

在過去 4 萬年全球性大尺度的氣候變化，冰期/間冰期的轉變，是造成沉積速率和沉積物種類改變的主要控制因素。這些氣候變化影響陸地降雨的規模、河川懸浮顆粒輸出量與海平面的侵蝕基準面，進而影響海洋沉積物的類型。

海洋基礎生產力主要控制因素為河川輸出營養鹽的濃度，當陸源物質輸出量有大幅度增加或減少時，鈣質浮游性生物與矽質浮游性生物會呈現相同的增加或減少。

突發事件的出現改變南海的陸源輸出量，亦影響南海東北部泥沙的傳輸。而在南海地區性的突發事件的成因最有可能是颱風造成，受颱風強度與移動路徑影響，導致在不同時間不同測站觀察到濁流的沉積特徵。

所有因素都在南海東北部的沉積物堆積和輸送上產生一定的效果。冰期與間冰期的轉變是引發沉積物的傳輸、侵蝕、搬運和堆積的主要因素，其它較小規模的氣候變化，包括 YD、B/A、D-O 和 Henrichs events，也都在沉積物的搬運與堆積上產生作用。尚未被文獻探討的地區性事件，最有可能是颱風，也產生沉積物的搬運與堆積的類似效果。

## 參考文獻





### 中文部分

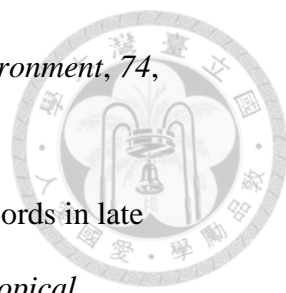
- 汪品先與趙泉鴻 (1995) 十五萬年來的南海。同嶺大學出版社，共 184 頁。
- 沈鴻金與王永勇 (2009) 珠江泥沙主要來源及時空變化初步分析。人民珠江，30，39-42。
- 林大成 (2004) 南海北部晚第四紀 IMAGES 岩心高解析度生物源沉積記錄：MD972146。國立台灣海洋大學應用地球物理研究所碩士論文，共 120 頁。
- 施迎瑩 (2011) 南海東北部過去四萬年古海洋沉積作用和氣候變遷紀錄。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 76 頁。
- 楊盛淵 (2002) 南海中新世晚期以來的沉積環境變遷。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 127 頁。
- 經濟部水利署 (2012) 中華民國九十九年台灣水文年報。經濟部水利署，共 54 頁。
- 廖瑞芬(2002) 水中矽酸鹽測定中矽鉬複合物之呈色反應動力研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 89 頁。
- 蔡旭濱 (2013) 環境變遷對於南海東北部沉積物中生物矽含量時序變化之影響。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 50 頁。
- 賴怡萱 (2013) 台灣小河川溶解性物質之季節性變化與極端事件影響。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 63 頁。

### 英文部分

- Bond, G. C., and Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267, 1005-1010.
- Cheng, M. C., and You, C. F. (2010). Sources of major ions and heavy metals in rainwater associated with typhoon events in southwestern Taiwan. *Journal of Geochemical Exploration*, 105, 106-116.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., Hu, J. C., Horng, M. J., Chen, M. C., Stark, C. P., Lague, D., and Lin, J. C. (2003). Links

- 
- between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426, 648-651.
- DeMaster, D. J. (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 45, 1715-1732.
- DeMaster, D. J., Leynaert, A., and Queguiner, B. (1995). The silica balance in the world ocean: a reestimate. *Science*, 268, 375-379.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Feng, W., Xue, W. J., and Yang, D. Y. (1988). The geological environment of late Quaternary in the northern South China Sea. Guangdong Science and Technology Publishing House, 261 pp.
- Gao, R., and Zhou, F. (2002). Monsoonal characteristics revealed by intraseasonal variability of sea surface temperature (SST) in the South China Sea (SCS). *Geophysical Research Letters*, 29, 63-1.
- Grasshoff, K. (1964). On the determination of silica in sea water. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11, 597-604.
- Grasshoff, K., Ehrhardt, M., and Kremling, K. (1983). Methods of seawater analysis. In *Methods of seawater analysis*, Verlag Chemie, 2, 174-183.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005.
- Higginson, M. J., Maxwell, J. R., and Altabet, M. A. (2003). Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs.

- 
- local forcing of millennial-and orbital-scale variability. *Marine Geology*, 201, 223-250.
- Hsu, F. H., Su, C. C., Wang, C. H., Lin, S., Liu, J., and Huh, C. A. (2014). Accumulation of terrestrial organic carbon on an active continental margin offshore southwestern Taiwan: Source-to-sink pathways of river-borne organic particles. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91, 163-173.
- Huang, C. Y., Liew, P. M., Zhao, M., Chang, T. C., Kuo, C. M., Chen, M. T., ... and Zheng, L. F. (1997). Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 59-72.
- Huang, C. Y., Wu, S. F., Zhao, M., Chen, M. T., Wang, C. H., Tu, X., and Yuan, P. B. (1997). Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last glaciation. *Marine Micropaleontology*, 32, 71-94.
- Huh, C. A., Lin, H. L., Lin, S., and Huang, Y. W. (2009). Modern accumulation rates and a budget of sediment off the Gaoping (Kaoping) River, SW Taiwan: a tidal and flood dominated depositional environment around a submarine canyon. *Journal of Marine Systems*, 76, 405-416.
- Jansen, J. F., and van der Gaast, S. J. (1988). Accumulation and dissolution of opal in Quaternary sediments of the Zaire deep-sea fan (northeastern Angola Basin). *Marine Geology*, 83, 1-7.
- Kendall, C., Silva, S. R., and Kelly, V. J. (2001). Carbon and nitrogen isotopic compositions of particulate organic matter in four large river systems across the United States. *Hydrological Processes*, 15, 1301-1346.
- Kennett, J. P. (1982). *Marine Geology*, 813 pp.
- Kuo, N. J., Zheng, Q., and Ho, C. R. (2000). Satellite observation of upwelling along

- 
- the western coast of the South China Sea. *Remote Sensing of Environment*, 74, 463-470.
- Li, C. (1993). Micropaleontology, carbonates and oxygen isotope records in late Quaternary deep-water sediment cores of the South China Sea. *Tropical Oceanography Guangzhou*, 12, 16-23.
- Lin, D. C., Chen, M. T., Yamamoto, M., and Yokoyama, Y. (2013). Precisely dated AMS 14 C marine cores reveal the complexity of millennial-scale Asian monsoon variability in the northern South China Sea (MD972146, MD972148). *Journal of Asian Earth Sciences*, 69, 93-101.
- Lin, D. C., Chen, M. T., Yamamoto, M., and Yokoyama, Y. (2014). Millennial-scale alkenone sea surface temperature changes in the northern South China Sea during the past 45,000 years (MD972146). *Quaternary International*, 333, 207-215.
- Liu, J. T., Lin, H. L., and Hung, J. J. (2006). A submarine canyon conduit under typhoon conditions off Southern Taiwan. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53, 223-240.
- Liu, J., Xiang, R., Chen, Z., Chen, M., Yan, W., Zhang, L., and Chen, H. (2013). Sources, transport and deposition of surface sediments from the South China Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 71, 92-102.
- Liu, K. K., Chao, S. Y., Shaw, P. T., Gong, G. C., Chen, C. C., and Tang, T. Y. (2002). Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: observations and a numerical study. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49, 1387-1412.
- Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Siringan, F. P., and Wu, Q. (2009). Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Applied Geochemistry*, 24, 2195-2205.

Milliman, J. D., and Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 1-21.

Milliman, J. D., and Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 525-544.

Redfield, A. C., Ketchum, B. H., and Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea water. *The Sea*, 26–77.

Schönfeld, J., and Kudrass, H. R. (1993). Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to late Quaternary sea-level changes. *Quaternary Research*, 40, 368-379.

Schulz, M. (2002). On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17, 4-1.

Shaw, P. T., and Chao, S. Y. (1994). Surface circulation in the South China Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41, 1663-1683.

Shaw, P. T., Chao, S. Y., Liu, K. K., Pai, S. C., and Liu, C. T. (1996). Winter upwelling off Luzon in the northeastern South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 101, 16435-16448.

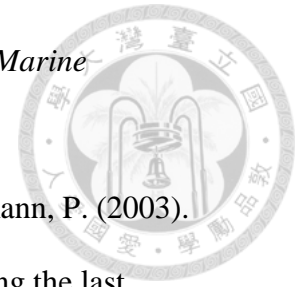
Siever, R. (1991). Silica in the oceans: Biological-geochemical interplay. *Scientists on Gaia*, 287-295.

Steinke, S., Kienast, M., and Hanebuth, T. (2003). On the significance of sea-level variations and shelf paleo-morphology in governing sedimentation in the southern South China Sea during the last deglaciation. *Marine Geology*, 201, 179-206.

Sun, X., and Li, X. (1999). A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Marine Geology*, 156, 227-244.

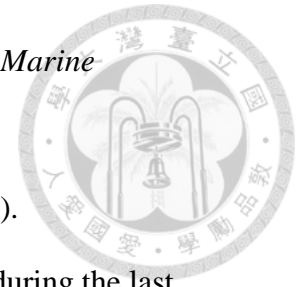
Sun, X., Luo, Y., Huang, F., Tian, J., and Wang, P. (2003). Deep-sea pollen from the

South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Marine Geology*, 201, 97-118.



- Tamburini, F., Adatte, T., Föllmi, K., Bernasconi, S. M., and Steinmann, P. (2003). Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial–interglacial period (0–140000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Marine Geology*, 201, 147-168.
- Verardo, D. J., and McIntyre, A. (1994). Production and destruction: Control of biogenous sedimentation in the tropical Atlantic 0–300,000 years BP. *Paleoceanography*, 9, 63-86.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becqué, S. and Van Weering, T. C. E. (1997). Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 13-27.
- Wang, L., and Wang, P. (1990). Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. *Paleoceanography*, 5, 77-90.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., and Pflaumann, U. (1999). East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156, 245-284.
- Wang, L., Sarnthein, M., Grootes, P. M., and Erlenkeuser, H. (1999). Millennial reoccurrence of century-scale abrupt events of East Asian Monsoon: A possible heat conveyor for the global deglaciation. *Paleoceanography*, 14, 725-731.
- Wang, P. (1999). Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features. *Marine Geology*, 156, 5-39.
- Wang, P., Wang, L., Bian, Y., and Jian, Z. (1995). Late Quaternary paleoceanography

of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology*, 127, 145-165.



Wei, K. Y., Lee, M. Y., Duan, W., Chen, C., and Wang, C. H. (1998). Palaeoceanographic change in the northeastern South China Sea during the last 15,000 years. *Journal of Quaternary Science*, 13, 55-64.

Wiesner, M. G., Zheng, L. F., Wong, H. K., Wang, Y. U. B. O., and Chen, W. E. N. B. I. N. (1996). Fluxes of particulate matter in the South China Sea. *Scope-Scientific Committee on Problems of The Environment International Council of Scientific Unions*, 57, 293-312.

Wyrski, K. (1961). Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959-1961. *Naga Report*, 2.