

國立中央大學

水文科學研究所
碩士論文

水體中顆粒與沈積物之有機碳、氮及其穩定
同位素研究：南海及翠峰湖

Organic carbon and nitrogen in particulate matter
and sediments and their isotopic compositions from
the South China Sea and the Tsui-Fong Lake

研究生：胡漢杰

指導教授：劉康克 博士

高樹基 博士

中華民國九十五年十二月



國立中央大學圖書館

碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- (☒)**同意** (立即開放)
- ()**同意** (一年後開放)，原因是：_____
- ()**同意** (二年後開放)，原因是：_____
- ()**不同意**，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 胡漢杰 學號： 93625007

論文名稱：水體中顆粒與沈積物之有機碳、氮及其穩定同位素研究：南海及翠峰湖

指導教授姓名：劉康克 教授, 高樹基 教授

系所：水文科學研究所 ☐博士班 ☒碩士班

日期：民國 96 年 1 月 23 日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/paper.htm> 查閱下載。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

水文科學 學系/研究所 胡漢杰 研究生所

提之論文

水體中顆粒與沈積物之有機碳、氮及其穩定

同位素研究：南海及翠峰湖

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 劉永發 (簽章)

96 年 1 月 23 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

水文科學學系/研究所胡漢杰研究生所提之
論文水體中顆粒與沉積物之有機碳、氮及其穩定
同位素研究:南海及翠峰湖經本委員會審議，認定
符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人
委 員

江 中 和

曾 鈞 懋

高 樹 堯

劉 博 克

中 華 民 國

95 年 12 月 27 日

摘要

本研究主要利用碳、氮含量及碳同位素組成，了解海洋及高山湖泊中有機物之來源，並探討各項環境因子對同位素組成之影響。本研究參與從 2004 年五月到 2005 年三月共五個航次，在 SEATS 測站 (18.0° N, 115.6° E)，收集懸浮性顆粒物質並分析其有機碳及氮含量和同位素組成，涵蓋了一年的四個季節，分析結果顯示 SEATS 測站 200 公尺以淺的懸浮性顆粒有機物之碳同位素值為 -25.2‰ ~ -21.3‰ 。碳和氮的莫爾數比為 5.5~11.4，平均值是 6.74，非常接近 **Redfield ratio**，表示在 SEATS 測站碳來源以海源為主。

表層的浮游植物碳同位素組成，可以藉由水文、DIC 同位素組成和化學參數，經由前人發展出之公式來計算。用這種演算法可以模擬表層海水中顆粒性有機碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 數值之季節性變化。在有光層較深之水中生長速率較低，產生的有機物之碳同位素值會比較輕，但此處的生產力較低，因此對沈降的通量似乎並不重要。

在 2001 年 12 月~2002 年 11 月於南海北部所設置的沈積物收集器，提供了沈降的有機顆粒同位素樣本，供本研究分析。分析結果顯示碳同位素的變化從 -25‰ ~- 20.8‰ ，碳和氮的莫爾數比為 5.5~18。利用混合模式可以顯示沈降的有機物顆粒是由陸源 (-25.5‰ ，C/N=22) 和海源 ($-22.1\pm 1.1\text{‰}$ ，C/N=6.63 $\pm$ 1) 所混合而成的。從南海表層沈積物

的碳同位素值，比這所觀測到沈降顆粒之碳同位素值來得重，推測其原因，不能排除是因為有機物分解之同位素變化所造成，但更可能的原因是由於索氏效應，以及二氧化碳分壓變高導致海水中水溶性二氧化碳濃度增加，使得分化效應變大的緣故。

本研究又分析了翠峰湖的岩芯(TFL-1B)，分析項目包括：含水量及碳、氮、硫含量以及有機碳、氮同位素組成。分析結果顯示翠峰湖沈積物孔隙率和 TOC 含量有良好之線性關係。而沈積物中的有機碳與硫，有密切之正相關，且其截距接近零，這顯示沈積物中硫可能都來自有機物，無機的硫很少。

在岩芯大約 100 公分深的地方，各種地球化學參數都有很大的改變。利用岩芯中所發現的定年資料，發現大約 2500 年以前，沈積速率很快，顯示當時在沈積環境上有很大的改變。前人的研究顯示 2500 年前當時的溫度可能比現在低大約 2~4°C，這說明了台灣高山湖泊的沈積物碳氮含量可以記錄當時氣候的變化。

Abstract

In order to investigate how particulate organic matter (POM) attains its carbon isotopic composition, POM samples were collected by filtration from the top 200 m at the SEATS station (18.0 °N, 115.6 °E) on five cruises between May 2004 and March 2005. The filters containing the POM samples were analyzed for particulate organic carbon (POC) and particulate nitrogen (PN). The repeated sampling provided a time-series of isotope data, which displayed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -25.2‰ to 21.3‰ and C/N ratios ranging from 5.5 to 11.4, with a weighted mean value of 6.74, very close to the Redfield ratio. This means that most POC obtained at the SEATS station had a marine origin.

We successfully simulated the carbon isotopic composition of phytoplankton in the surface layer using previously reported isotope fractionation model and the observed values of local hydrographic, isotopic and chemical variables. Using the same algorithm, we found that $\delta^{13}\text{C}$ values of POC from the subsurface layer were quite low due to low growth rates. The low growth rate also suggests that the contribution of the subsurface layer is probably limited.

We also analyzed samples collected from sediment traps deployed in

the northern South China Sea from December 2001 to November 2002. The $\delta^{13}\text{C}$ values varied from -25.2‰ to 20.8‰ and the C/N ratios ranged from 5.5 to 18. We demonstrated that the sinking POM originated from mixing of terrigenous organics ($\delta^{13}\text{C} = -25.5$ ‰ and C/N = 22) and marine organics ($\delta^{13}\text{C} = -22.1 \pm 1.1$ ‰ and C/N = 6.63 ± 1). Comparing our observations with published $\delta^{13}\text{C}$ values of sediments from the South China Sea, we found that our samples were significantly lighter than sedimentary organic carbon. We have good reason to believe that the lower $\delta^{13}\text{C}$ values of POC in the present day ocean are attributable to the Suess effect. The increased concentration of aqueous CO_2 in the surface sea water due to the increasing atmospheric CO_2 partial pressure and the lowered $\delta^{13}\text{C}$ values of the atmospheric CO_2 contribute to the lower $\delta^{13}\text{C}$ values of POC.

Besides marine samples, we also analyzed a sediment core (TFL-1B) from the Tsui-Fong Lake. The measurements included the water content, TOC and TN concentrations, and their isotopic compositions. It was found that sediment porosity and TOC showed good linear correlation. TOC and total sulfur also showed very good positive correlation and its intercept was very close to the origin, which means that most sulfur in the

sediments came from organic matter.

At about 100 centimeter below the surface, all chemical parameters displayed rather drastic changes. Based on ^{14}C dating, we found that the stratum at 87 cm below surface, the age was about 2500 years before present. The deposition rate was much faster prior to 2500 years bp. This indicates that the geochemical changes occurred along with a drastic change in deposition rate of sediments. The isotopic and geochemical data support the notion that the climate was colder in the period 2500 years before present (Jian et al., 2000). The study indicates that the high altitude lakes in Taiwan could preserve useful records of the climate change.

致謝

首先要感謝指導教授劉康克老師以及高樹基老師這三年來的指導以及協助，並給予學生在實驗上充分的支援以及給予機會出國增廣見聞，讓學生在研究所求學過程中不論在課業上還是生活上都獲益良多，在此致上最大的謝意。

再來是謝謝曾均懋博士、周文臣博士以及楊益博士，在學生出海採集樣本的時候，給予很多的協助和指導，特別是曾均懋博士和周文臣博士提供了相當多的測站資料以及實驗樣本，可以加以比較，豐富了這篇文章，使本研究更加的完整。

也相當感謝汪中和老師在口試時所給予的意見，讓學生獲益良多，並注意到很多之前所疏忽的地方，讓圖表更趨完整。

還要特別感謝中研院水化學實驗室的三祥、家駿、宗祐、耀德、偉如和計君學長學姊，在實驗及採樣上的多方協助以及指導，還有海科中心、中山大學一起出海的採樣夥伴，一起共度在船上波濤洶湧的時光，特別在三更半夜陪伴著一起過濾及採水的小托。

也感謝 S356 的子嫻、英傑、蔚人、俊浩、凱勳、亦程、秉章、呈祥、哲政等人，以及研究所同學們，在求學過程中，彼此互相鼓勵以及幫助，這兩年要感謝的人太多了，無法一一細表，在此一併感謝。

最後謝謝我的家人，在這條路上支持我鼓勵我，並在有困難的時

候包容我，雖然在讀研究所這段時間，家裡發生了很多事情，但有你們的扶持，讓我得以心無旁騖的做自己想要做的事情，謝謝你們。

目錄

摘要	i
Abstract	iii
致謝	iii
目錄	viii
表目錄	xi
圖目錄	xii
第一章 導論	1
1.1 海洋中碳循環的重要性	1
1.2 海洋碳循環之作用機制	3
1.3 碳、氮同位素簡介	3
1.4 古環境研究	5
1.5 研究目的	6
第二章 標本採集及分析步驟	9
2.1 採樣方法	9
2.1.1 懸浮顆粒	9
2.1.2 沈降顆粒	10
2.1.3 岩芯標本	11
2.2 標本處理	12
2.3 儀器及使用方法	13
2.3.1 質譜儀	13
2.3.2 碳、硫分析儀	15
2.4 同位素標本之測定	16
2.4.1 氮樣本分析流程	17
2.4.2 碳樣本分析流程	18
2.4.3 碳氮含量的計算	18
第三章 南海顆粒性有機碳及氮之分析	20

3.1 南海簡介.....	20
3.2 南海時序測站(SEATS)探測結果	21
3.2.1 OR1-717(2004/5/3~2004/5/8)	22
3.2.2 OR1-726(2004/8/2~2004/8/6)	23
3.2.3 OR1-736(2004/11/5~2004/11/11).....	23
3.2.4 OR1-743(2005/1/20~2005/1/24)	24
3.2.5 FR1-SC33(2005/3/26~2005/4/2)	24
3.2.6 SEATS 測站之時序變化.....	25
3.3 沈積物收集器標本(M1S.M2S)	26
3.3.1 M1S(2002/5/24~2002/11/5).....	27
3.3.2 M2S(2001/12/16~2002/4/30)	27
3.4 討論.....	28
3.4.1 懸浮及沈降的顆粒的來源.....	28
3.4.2 控制浮游植物同位素組成的因素.....	31
3.4.3 海水中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 的季節變化	33
3.4.4 上層水體中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 的垂直變化	34
3.4.5 南海 DIC 之同位素組成.....	36
3.4.6 懸浮和沈降的顆粒性有機物之關係.....	38
3.5 小結.....	40
第四章 翠峰湖岩芯有機物及同位素分析	42
4.1 翠峰湖簡介.....	42
4.2 採樣地點之地質環境.....	43
4.3 結果.....	43
4.3.1 粒徑分析結果.....	43
4.3.2 碳氮硫分析結果.....	45
4.4 討論.....	46
4.4.1 沈積速率.....	47
4.4.2 碳氮含量及同位素的變化.....	48
4.5 小結.....	49
第五章 總結	52
參考資料(中文部分).....	55
參考資料(英文部分).....	57
附錄一：採水瓶體積資料	120

附錄二：SEATS 各航次南海懸浮顆粒性有機碳、氮資料	121
附錄三：SEATS 測站無機碳相關數據(由周文臣博士提供)	
.....	125
附錄四：南海北部 M1S、M2S 測站沈降性顆粒有機碳及氮	
分析數據	128
附錄五：翠峰湖岩芯 TFL-1B 分析數據.....	131
附錄六：翡翠水庫沈積物收集器分析數據	134

表目錄

表 2.1：SEATS 測站各採樣航次	67
表 2.2：沈積物收集器	67
表 3.1：在混合公式中，海源的參數	68
表 3.2：在計算浮游植物的碳同位素值的時候，所需要利用的參數以及它們所會產生的反應。	68

圖目錄

圖 2.1：南海簡圖及其環流	69
圖 2.2：翠峰湖簡圖	69
圖 2.3：溫鹽深海探儀與輪盤採水器系統	70
圖 2.4：2.5L 褐色採水瓶	70
圖 2.5：船上的過濾器材	71
圖 2.6：沈積物收集器	71
圖 2.7：SEATS 測站和兩沈積物收集器相關位置	72
圖 2.8：翠峰湖採樣點示意圖	72
圖 2.9A：元素分析儀	73
圖 2.9B：質譜儀	73
圖 2.10A：質譜儀檢量線及 2005 年 1 月 4 日當天質譜儀氮的檢量線	74
圖 2.10B：質譜儀檢量線及 2005 年 1 月 4 日當天質譜儀碳的檢量線	74
圖 2.11a：質譜儀從 2004 年 10 月~2005 年 11 月氮標準品(USGS40) 的累積資料，平均值為-4.55‰，標準差為 0.20。	75
圖 2.11b：質譜儀從 2004 年 10 月~2005 年 11 月碳標準品(USGS40) 的累積資料，平均值為 -26.23‰，標準差為 0.26。	75
圖 2.12A：碳硫分析儀-分析部份	76

圖 2.12B：碳硫分析儀-燃燒部份	76
圖 2.13A：碳硫分析儀碳的檢量線	77
圖 2.13B：碳硫分析儀硫的檢量線.....	77
圖 3.1：ORI-717 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、 溶解性碳同位素和溶於水二氧化碳濃度的深度剖面圖。	78
圖 3.2：ORI-726 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、 溶解性碳同位素和溶於水二氧化碳濃度的深度剖面圖。	79
圖 3.3：ORI-736 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、 溶解性碳同位素和溶於水二氧化碳濃度的深度剖面圖。	80
圖 3.4：ORI-743 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、 溶解性碳同位素和溶於水二氧化碳濃度的深度剖面圖。	81
圖 3.5：FRI-SC33 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、 溶解性碳同位素和溶於水二氧化碳濃度的深度剖面圖。	82
圖 3.6：SEATS 測站溫度(deg)年變化.....	83
圖 3.7：SEATS 測站鹽度(PSU)年變化	83
圖 3.8：SEATS 測站二氧化碳濃度(M)年變化	84
圖 3.9：SEATS 測站溶解性無機碳同位素(‰)年變化.....	84
圖 3.10：SEATS 測站顆粒性有機碳濃度(M)年變化	85
圖 3.11：SEATS 測站顆粒性有機碳同位素(‰)年變化.....	85

圖 3.12：SEATS 測站 POM 之碳氮比值年變化.....	86
圖 3.13：南海(SEATS 測站、西菲律賓海)不同月份溫度鹽度比較圖	86
圖 3.14：MIS 沈積物收集器不同深度的碳同位素、碳含量以及碳氮比 值對時間的關係圖	87
圖 3.15：M2S 沈積物收集器不同深度的碳同位素、碳含量以及碳氮 比值對時間的關係圖	88
圖 3.16：五次採樣的顆粒性有機碳和氮的關係圖，及其回歸線。 ..	89
圖 3.17：沈積物收集器的碳氮百分比分布圖，圖中虛線為海水中碳氮 重量比的 Redfield ratio。	90
圖 3.18：沈積物收集器的顆粒性碳同位素對碳氮比值的圖，其他四條 線是陸源和海源的混合曲線。	91
圖 3.19：由珠江口到 M2S 站之水深橫斷面的圖(圖 2.7 的黑線)。 ...	92
圖 3.20：SEATS 懸浮顆粒的碳同位素對碳氮比值的圖，其他六條線 是陸源和海源的混合曲線。	93
圖 3.21：在計算同位素時所需要的參數。	94
圖 3.22：利用 20 公尺以淺的觀測資料，和公式 16 模擬出來的結果比 較圖。	95
圖 3.23：上圖為利用(Chen, 2005)南海測站的初及生產利對葉綠素濃 度的圖，數據可以用來計算生長速率，線條為生長速率為 1 的線。下	

圖為計算出來的生長速率長條圖。	96
圖 3.24：二氧化碳濃度和顆粒性有機碳同位素 20 公尺以淺的圖，線條是使用式子 16 和表四的參數計算的顆粒性有機碳同位素隨二氧化碳的變異。	97
圖 3.25：南海的有機碳同位素隨深度的分布直方圖。	98
圖 3.26：南海測站(Chen, 2005)，深度和浮游植物和生長速率的關係圖。	99
圖 3.27：5 次 SEATS 航次 100 公尺以淺的有機碳同位素分布隨身度變化比較圖，曲線部份是以公式帶入隨深度變化的生長速率，其他數值採平均值及表四的數據。	100
圖 3.28：WOCE 的 P10 和 P13 的航次站位圖(星號點為 P13 測線、圓點為 P10 測線、三角點為 Lin et al., 1999 測站、方塊點為 SEATS 測站)。	101
圖 3.29b：WOCE P13 航次和南海 0~20°C 溫鹽比較圖。	102
圖 3.30：WOCE 的 P10 航次 DIC 和南海 SEATS 航次的比較圖	103
圖 3.31：WOCE 的 P13 航次 DIC 和南海 SEATS 航次的比較圖	104
圖 3.32:WOCE 的 P10 航次資料和南海 DIC 同位素和溫度資料(Lin et al., 1999, Chou SEATS DIC data)比較圖	105
圖 3.33:WOCE 的 P13 航次資料和南海 DIC 同位素和溫度資料(Lin et	

al., 1999, Chou SEATS DIC data)比較圖	106
圖 4.1：翠峰湖位置示意圖及其周圍地形	107
圖 4.2：翠峰湖周圍環境	107
圖 4.3：翠峰湖一大一小兩湖區及採集岩芯地點	108
圖 4.4：粒徑分析結果	108
圖 4.5：TFL-1B 岩芯中的含水率	109
圖 4.6：TFL-1B 岩芯中的孔隙率	109
圖 4.7：TFL-1B 岩芯含有機碳量對深度圖	110
圖 4.8：TFL-1B 岩芯含氮量對深度圖	110
圖 4.9：TFL-1B 岩芯中氮含量和有機碳含量的關係圖	111
圖 4.10：TFL-1B 的碳氮比值對深度作圖	111
圖 4.11：TFL-1B 岩芯含硫量和深度的關係圖	112
圖 4.12：TFL-1B 岩芯含硫量和有機碳的關係圖	112
圖 4.13a：TFL-1B 岩芯有機碳含量對含水量作圖	113
圖 4.13b：TFL-1B 岩芯有機碳含量對孔隙率作圖	113
圖 4.14：TFL-1B 岩芯有機碳同位素和深度的關係圖	114
圖 4.15：TFL-1B 岩芯氮同位素和深度的關係圖	114
圖 4.16：翠峰湖 TFL-1B 修正的岩芯定年結果及其沈積速率(粗線圓點)，及其周圍一根岩芯比較圖(細線方點)	115

圖 4.17：翠峰湖岩芯沈積年代對照粒徑大小的分布圖	116
圖 4.18：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳含量的分布圖	116
圖 4.19：翠峰湖岩芯沈積年代對照氮含量的分布圖	117
圖 4.20：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳氮比值的分布圖	117
圖 4.21：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳同位素的分布圖	118
圖 4.22：翠峰湖岩芯沈積年代對照氮同位素的分布圖	118
圖 4.23：翠峰湖岩芯中 $\delta^{15}\text{N}$ 對 $\delta^{13}\text{C}$ 作圖。	119

第一章 導論

本論文是利用穩定同位素來探討海洋碳循環及台灣高山湖泊之環境變遷。重點之一是研究在南海時間序列測站(SEATS)之懸浮及沈降的顆粒性碳同位素，在海洋中的垂直分佈以及季節變化。主要的研究目的是希望可以了解影響南海中顆粒性有機碳同位素的變化因子，以及這些變化因子隨著深度的垂直分佈及季節變化，所會帶來的影響，以增加我們對副熱帶海域碳循環的了解。重點之二是探討翠峰湖沈積物中有機碳及氮的變化及其可能代表的環境變遷過程。

1.1 海洋中碳循環的重要性

藉由封存於冰芯中古大氣的研究，科學家們發現過去 40 萬年來，大氣中 CO₂ 濃度變化與冰期-間冰期之交替有顯著的相關性(Petit et al., 1999)，顯示二氧化碳和地表溫度，可能有著密不可分的關係。冰芯中亦顯示，在工業革命以前 1000 年左右的大氣中，二氧化碳濃度相當的穩定，大約維持在 280±10ppm 以內(Indermühle et al., 1999)。

但是，自工業革命以後，由於人類大量燃燒化石燃料以及砍伐森林，使得大氣中二氧化碳濃度由工業革命以前的 280ppm 增加到 2001 年的 370ppm 左右(Keeling et al., 1985； Keeling and Whorf, 2004)，在這兩百年間，大氣中二氧化碳增加的幅度，遠遠超過過去幾十萬年內

大自然中曾有過的變化。大氣中主要溫室氣體有 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 、 O_3 等。其中 CO_2 對全球溫室效應的貢獻百分比約佔溫室氣體的 55%，因此大氣中二氧化碳的遞增，使得溫室效應逐漸增強，造成地表平均溫度升高，根據國際政府間氣候專家委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)的估算，全球地表平均溫度在二十世紀已經上升了 $0.6\pm0.2^\circ\text{C}$ 。地表溫度的增加，除了會使極地冰原融化，海平面上升，進而淹沒沿海的都會區以外；亦會牽動全球氣候的變化，導致不正常的暴雨及乾旱現象(Houghton et al., 2001)。

IPCC2001 年的評估報告，總結了過去近二十年來在二氧化碳增加與溫室效應及氣候變遷的主要研究結果。其中關於人為二氧化碳的評估報告為：1980 年代中，人為二氧化碳年平均排放量為 $5.4\pm0.4 \text{ Gt C}$ ，其中約 61%累積在大氣中，35%被海洋吸收，4%儲存在陸地生物圈中。到了 1990 年代，人為二氧化碳年平均排放量增加為 $6.3\pm0.4 \text{ Gt C}$ ，大氣、海洋及陸地生物圈的吸收量分別為 51%、27%和 22%。

大氣、陸地生物圈和海洋是地表碳循環系統中三個主要儲存庫。就碳之總儲存量來說，海洋儲存量遠遠高於大氣及陸地生物圈兩者的總和，大氣中儲存量為 600 Pg C ，海洋中儲存量為 39800 Pg C ，陸地生物圈儲存量為 550 Pg C (Siegenthaler and Sarmiento, 1993)，因此海洋中的碳循環，會造成對大氣中二氧化碳有重要的影響。

1.2 海洋碳循環之作用機制

海洋中的碳循環，主要是透過“生物幫浦”及“物理幫浦”來進行，所謂物理幫浦是指大氣中的二氧化碳，藉由海氣交換溶解到海水中，再經由溫鹽環流，由大西洋經印度洋至太平洋，緩慢的將二氧化碳累積在深海中，進而降低大氣中二氧化碳濃度(Feely et al., 2001)。

生物幫浦是指在有光層中，浮游植物進行光合作用，使海水中的溶解性無機碳，轉換成有機質，雖然大部分有機物質(~90%)會在上層海水中死亡、分解再重複循環使用，但是仍有少部份有機物(~10%)會沈降至較深的海水中分解，更小一部份(~0.1%)可以被埋藏在沈積物中(Sarmiento et al., 1995)。透過生物幫浦，上層無機碳可以向深海輸送，甚至儲存到沈積物中，所以生物幫浦的強弱也具有調節大氣中二氧化碳的能力。

1.3 碳、氮同位素簡介

氮有兩種穩定同位素， ^{14}N 及 ^{15}N ，兩者在空氣中的比值是 272 ± 0.3 (Junk and Svec., 1958)。在生地化循環過程中，含氮化合物會受到氮化作用、硝化作用、脫硝作用的直接影響。氮化作用是指生物體死亡的屍體或平日的排泄物，都有含氮的物質，土壤和水中有很多的異營菌，把這些物質分解，將含氮物質轉化成氨排放到環境中，可

以被生物再利用。硝化作用是指某些化合自營性(chemoautotroph)的細菌，可以透過化學作用，將氨或銨類，轉變為亞硝酸鹽，再轉成硝酸鹽，供其他種生物使用。脫硝作用是指把亞硝酸鹽或硝酸鹽轉化成氮氣、一氧化氮或氧化亞氮氣體，釋放回到空中，這個作用多在低氧條件下進行。同時含氮化合物也受到固氮作用(具有固氮能力的細菌或藻類，把空氣中的氮需被轉化為無機氮，才能被生物體利用，進入生物循環。)的間接影響，每一項反應或多或少都有同位素分化的現象(Wada, 1980)，其中，脫硝作用具有最強烈的同位素分化作用，在深海中硝酸根的 $\delta^{15}\text{N}$ 平均為 $5.7 \pm 0.07\text{‰}$ ，比空氣重約 5~6‰，主要就是脫硝作用所造成的(Wada et al., 1975 ; Liu and Kaplan, 1989)。

在海水中的顆粒性有機物主要有浮游植物、浮游動物、細菌及其他生物碎屑，生物使用氮營養鹽而使氮元素進入顆粒相。由於氮營養鹽常是限制生物生長的因素，因此顆粒性有機物的氮同位素組成，受生物所使用的氮營養鹽來源所控制(Sweeney et al., 1978)。在海水中生物所使用的氮營養鹽主要是硝酸鹽，生物使用海洋性硝酸鹽的氮同位素值為 6~7‰。若是行固氮作用作為氮營養鹽的藍綠藻，其氮同位素值約為 -2~0‰(Wada and Hattori, 1991)。陸源有機物的氮同位素平均值約為 1.8‰左右(Wada et al., 1987)。

碳有兩種穩定同位素 ^{12}C 及 ^{13}C ，空氣中二氧化碳同位素值為

-7‰，水中的無機碳同位素值約為 0‰。植物在進行光合作用的時候，浮游植物的酵素 RUBISCO 會較優先攝取 ^{12}C 來合成有機物(如：葡萄糖)，所以在 POC 中 ^{13}C 的含量會較為稀少，會產生同位素的分化。

陸域植物因光合作用路徑不同，大致分為 C3 及 C4 植物，C3 植物在行光合作用的時候會產生 3 個碳的中間物，碳同位素值在-21‰~-31‰之間(Sackett, 1989)，C4 植物在行光合作用的時候會產生 4 個碳的中間物，同位素值介於-9‰~-17‰之間。海水中浮游植物主要以 C3 循環來進行光合作用，而海水中的碳來源比陸地上重，所以和陸生的植物碳同位素值有差異，大約介於-18‰~-21‰之間，因此，陸源植物和海源植物的同位素值差異，可以用來作為有機碳來源的追蹤(Fry and Sherr, 1984)。

1.4 古環境研究

過去在古海洋、古氣候方面的研究大多以大西洋為主，對於控制晚第四季冰期-間冰期變遷以及氣候快速變化的機制也以兩極冰帽為討論的重點(Dansgaard et al., 1993)，但其實低緯度海域是大量熱量及水氣的來源區，低緯度地區日照度、海表面溫度、大氣環流變化在全球氣候系統的地位逐漸受到重視(Guilderson et al., 1994； Charles, 1997)，如：近年來討論西太平洋暖池(West Pacific Warm Pool, WPWP)

在氣候上之角色的研究日益增加(Yan et al., 1992)，這個暖池是年均溫高於 28°C 的熱帶海域，被認為是提供中高緯度地區熱量與水氣的主要供應源，其分布範圍直接影響全球氣候。台灣位於南海北端，也位於東亞季風的影響範圍內，氣候上受到季風很大的影響，包括雨量以及水文狀況(Wyrtki, 1961)，是古氣候研究不可輕忽的一環。

台灣的高山湖泊是研究古氣候的良好環境。在台灣中部七彩湖的岩芯中的花粉比例顯示，在 4840~3730 年以前的這一段時間，楊柳科的植物花粉較多，表示這一段時間比起前面一段時間較溫暖潮濕，在 3730~2030 年前的這一段時間內鐵杉(代表乾冷)的植物花粉較多，表示這一段時間氣候較為寒冷乾燥(Liew et al., 1994、Liew et al., 2000)。在台灣其他高山湖泊也有這種現象，而高山湖泊因為沈積物來源比較單純，其岩芯是反映當時氣候的好線索。

1.5 研究目的

本研究主要是利用穩定同位素，探討副熱帶海洋之顆粒性有機碳經由生物地球化學過程，所形成的同位素值變化，以及高山湖泊所記錄的古環境變遷。主要的研究課題是利用南海的時間序列測站(SEATS)，對顆粒性有機碳之分布及穩定同位素組成做時間序列觀測。海洋時間序列研究是“聯合全球海洋通量研究(Joint Global

Ocean Flux Study ; JGOFS) ” 所規劃的研究主軸之一，主要目的是為了研究海洋碳循環在不同時間尺度下，自然背景的變化及其控制機制。JGOFS 建構了一個由八個時間序列測站所組成的全球海洋時間序列觀測網，此八個時間序列測站分布在不同的海域，各有其代表性。SEATS 測站是唯一位於低緯度邊緣海的測站，即東南亞時間序列觀測站(South East Asia Time-series Study ; SEATS) (Karl et al., 2003)，南海沈積物中有機碳同位素組成之變化曾被利用作為二氧化碳濃度指標(Kienast et al., 2001b)，但過去並未有任何研究探討兩者之間的關係。且南海地區前人已經有相當多高解析度的岩芯研究(Jian et al., 2000; Kienast et al., 2001a)，並且對其所代表的古氣候意義亦多所著墨，但是從未有人對南海地區表水現生的顆粒性有機碳做過分析，而本研究目的之一為找出影響南海中表層及次表層的顆粒性有機碳同位素分佈的因素，並且找出顆粒性有機碳同位素和二氧化碳濃度的關係。

全球氣候變遷是人類必須面對的重要課題(Houghton et al., 2001)，對於台灣而言，過去的氣候變遷無法假他人之手來研究，我們必須從各種古環境紀錄中去探索(Liew et al., 1994、Liew et al., 2000)。本研究的另一重點是利用翠峰湖之沈積物岩芯，去分析其有機碳及氮含量及同位素組成之變化，以探討過去之環境變遷，並且藉

由一些所看到的現象，希望藉此用來作為未來氣候變化的參考。

第二章 標本採集及分析步驟

本研究的標本分成懸浮顆粒性有機物、沈積物收集器標本及岩芯三種，南海(圖 2.1)的標本包括前面兩種，翠峰湖(圖 2.2)的主要標本則為岩芯。本研究收集了南海時間序列測站 SEATS，表層 200 公尺海水水層中不同深度的懸浮顆粒，分析其有機碳及氮的含量，從 2004 年五月到 2006 年一月這兩年半總共執行了八個航次採樣，航次分別是 ORI-717、ORI-726、ORI-736、ORI-743、FRI-SC33、FRI-SC34、ORI-773、ORI-780(表 2.1)。在翠峰湖所採岩芯為 TFL-1B，分析項目包括沈積物中的含水量及碳、硫含量，以及碳氮同位素。

2.1 採樣方法

2.1.1 懸浮顆粒

懸浮顆粒性有機物的收集是使用 Whatman 公司所生產的直徑 25mm 石英濾紙，濾紙孔徑為 2.2 μ m，過濾大約 9.2L 的海水。採集的海水先存於 2.3 公升之不透明塑膠瓶中，過濾時使用同一深度之四瓶海水。每一個瓶子都有編號，其體積都經過測定(見附錄一)。濾紙在使用前需要經過 500°C 高溫爐烘烤至少六小時(含升溫時間)，以去除濾紙上的碳以避免污染。過濾所需要的海水大部分是利用海研一號研究船所取得，但其中有二航次(FRI-SC33、34)是利用水試一號。表

水標本是在研究船到站的時候利用塑膠桶採取，過濾體積比較少，大約為 7.5L。水面下標本是利用輪盤採水器搭配 SeaBird 的溫鹽深海探儀(conductivity- temperature - depth(CTD) rosette)系統採取(圖 2.3)，輪盤採水器上掛有 20L 的 Go-Flow 採水瓶 10 瓶來採集海水樣品。標本都是在上收時採取。

裝樣水的瓶子是使用不透光約 2.3L 的褐色瓶(圖 2.4)，在裝填樣水之前，為避免受到汙染，至少在裝水前要潤洗兩次。輪盤採水器可以採 10 個不同深度的海水，在採集完畢之後，于船上實驗室立即利用幫浦抽氣過濾(圖 2.5)，過濾時注意過濾的壓力不可以超過 100mmHg，遇到濾杯中有肉眼可見的生物，類似小蝦、小魚之浮游動物，要先用鑷子剔除。水樣過濾完畢以後，將濾紙對折用鋁箔紙包好以後，放入船上-20℃的冰箱保存，下船時放置在液態氮桶內帶回實驗室，仍須保存在冷凍庫裡面。

2.1.2 沉降顆粒

沉降性顆粒有機物是由國家海洋科學研究中心，高雄分部，沈積物收集器實驗室所提供，利用法國製造的沈積物收集器(Technicap PPS 3/3)所收集(圖 2.6)，其收集面積是 0.125m²，放置深度有 3~4 個，放置位置在南海北部 SEATS 測站與台灣之間(圖 2.7)。收集時間從 2001 年 12 月至 2002 年 11 月；其中 M1S 為 2002 年 5 月 24 日至 2002

年 11 月 5 日，M2S 為 2001 年 12 月 16 日至 2002 年 4 月 30 日；兩時段大約涵蓋一年的資料(表 2.2)。每一個收集杯中都裝滿了福馬林的緩衝溶液，控制 pH 值在差不多 7.5~8.0 之間，可以把收集到的浮游動植物毒死並加以保存，每一個深度收集到 9~12 個樣本，收集時間間隔為 15 天。

沈積物收集器在回收以後，立刻將收集瓶內的標本放置在冰箱冷藏室中(約 4°C)，帶回實驗室後加以處理。處理標本的第一步是先把標本表層懸浮液去除，用 1mm 的尼龍篩網以過濾海水濕篩，篩去比較大的有機物。過篩過去的浮游動物則在顯微鏡下手工去除。過篩後，把標本過濾到 47mm 預先秤重的 Millipore 濾紙上，並以去離子水去除樣本中的鹽分。去除鹽分的樣本用 40°C 烤箱烘 48 小時，從濾紙上刮下來等待分析。

2.1.3 岩芯標本

本研究所使用之岩芯 TFL-1B 是從翠峰湖所採取，是由中央研究院，地球科學研究所李德貴博士所提供，採樣大略位置如(圖 2.8)所示。岩芯總長為 171 公分，以每一段約 2 公分切割，本研究一共得到 56 個標本來做分析。

把切割後的岩芯樣本，秤重以得知含有水分的岩芯標本重量。以 50°C 烘乾標本。烘乾後秤重，可得知沈積物重量和移除的水重，由此

我們可以求出含水量。把乾燥以後的標本取出約 3g 放置到 50ml 的另一支離心管內。加水 15ml 到離心管內，利用超音波震盪，使標本打散並與水混合。將混合後之標本通過約 500 μ m 的篩網，大顆粒用鋁箔裝，並送至乾燥箱內，細顆粒的拿去離心，上層液倒掉，沈澱物送至乾燥箱內烘乾。細顆粒部分再以 125 μ m 和 64 μ m 的篩網過篩，做進一步的粒徑分析。分析項目包括總碳含量(TC%)、有機碳含量(TOC%)、總硫含量(TS%)、含水量(W%)、氮含量(N%)、有機碳同位素($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)、氮同位素($\delta^{15}\text{N}\text{‰}$)

2.2 標本處理

本研究著重在有機物的分析，所以採集的樣本在分析之前要先經過酸化處理，去除裡面所含有的無機碳。

● 懸浮性顆粒海水濾紙

石英濾片從冰箱取出以後，放在錶玻璃上滴入約 1ml 的 1N 鹽酸，再放入 50 $^{\circ}\text{C}$ 乾燥箱內烘乾。烘乾以後盡可能除去不含標本的濾片體積，把標本背面沒有使用到的部分撕下來，以減小標本的體積，避免標本在進料口卡住。將處理好的濾片包入錫杯中，等待放入質譜儀內測試。

● 沈積物收集器樣本

將 1N 鹽酸 1ml 滴入含標本之試管中，放入烘箱內，令其反應以除去無機碳。為避免無機碳反應不完全，標本乾燥後可以再將 1N 鹽酸 1ml 滴入一次，等其完全反應並乾燥後，取出適當的份量包入錫杯，等待分析。

● 岩芯樣本

先把坩鍋放入天平上，加以歸零後，把每一個標本取出約 15mg(需秤重)置於坩鍋內，加入濃度為 1N 的鹽酸 1ml 到坩鍋內，盡量要覆蓋全部的標本，再送到通風的乾燥箱內直到液體全部乾掉為止。經過鹽酸的充分反應，可以把碳酸鹽類礦物中的二氧化碳全部釋放到空氣中，只留下含有不能反應的有機碳在坩鍋內。

2.3 儀器及使用方法

2.3.1 質譜儀

本研究所使用的質譜儀是同位素比質譜儀(Isotope Ratio mass spectrometer, Finnigan Delta^{plus} Advantage)(圖 2.9B)，其進氣口連到一台元素分析儀(FlashEA 1112 NC Analyzers, Thermo Electron Corporation)，成為一連續流動之元素分析-質譜儀系統。在元素分析儀中，樣本氣體全程利用載流氣體(飛躍氣體，99.9995%高純度氦氣)送至元素分析儀每一個部位。在使用之前，需將元素分析儀之燃燒管

預熱到 1350°C，並使元素分析儀反覆空燒，直到信號達到穩定才可以開始分析標準品。待分析酸化後的樣本要放置在自動取用器 (autosampler) 之轉盤上。在分析樣本之前須測試當日的儀器狀況，先測定一些標準品 (USGS 40)，做出當天的機器檢量線 (圖 2.10)；標準品之質量與測量信號所作的回歸係數須在 0.995 以上才能使用；若低於此值，則無法使用。在測定樣本時，每 5~10 個中要穿插一個標準品，以檢測儀器之狀態是否正常。

標本分析之流程如下：

- (1) 使標本進入元素分析儀 1400°C 的燃燒管，將標本中的碳化物氧化為二氧化碳氣體，氮化合物氧化成二氧化氮氣體。
- (2) 氣體進入乾燥管以除去燃燒氣體中之水氣。
- (3) 氣體進入還原管，把二氧化氮氣體還原成氮氣
- (4) 進入質譜儀測量二氧化碳及氮氣同位素。

我們所使用之標準品 (Certified reference material) 為 USGS40，其 $\delta^{15}\text{N}$ 標準值為 -4.52‰， $\delta^{13}\text{C}$ 標準值為 -26.24‰。藉由每一次做實驗時測定標準品所得到之結果，累積起來作圖 (圖 2.11)，我們可以得到質譜儀測量的精確度，從 2004 年 10 月~2005 年 11 月氮標準品的累積資料，平均值為 -4.55‰，標準差為 $\pm 0.2\%$ 。所使用標準品之氮含量從 0~250 μg ，標本中氮含量在 150 μg 以上時誤差較小，當氮的

含量越低的時候，誤差越大。標準品測試中碳含量從 0~1200(μg)，平均值為 -26.23‰ 誤差比氮小，所測定的值幾乎都在 -26.0~ -26.5 之間，標準差為 $\pm 0.26\%$ 。

2.3.2 碳、硫分析儀

碳、硫分析儀的型號是(Horiba Carbon/Sulfur Analyzer EMIA-220V 圖 2.12)，它具有一個陶瓷的高溫燃燒管。在燃燒管外側有一透明的耐高溫活門。在使用前要做一次測漏，將燃燒管升溫到 1350℃ 以後還要再做一次，做完實驗也要做一次。升溫時以每 10 分鐘 200℃ 為限，不然管子會因加熱過快而會斷掉。

在每一次做實驗之前，假如樣本要酸化，分析的實驗步驟為：

1. 把標本放入陶瓷小舟內，使用天平秤量重量。
2. 按順序排在鋁盤上(不可搞混順序)。
3. 滴大約 1ml 的 1N 鹽酸入陶瓷小舟。
4. 把鋁盤放入烘箱內，等待標本反應完全並烘乾。

分析不須事先處理的標本時，則在分析每一個樣本前，測量標本重量即可分析。測量樣本時要把樣本置入分析儀的燃燒管內分析，在燒的時候要用鐵條把陶瓷小舟推至燃燒管燒紅的地方，使燃燒完全，在燃燒時注意壓力表要一直在 0.75atm。在做標本之前，要先燒一些空白標本查看背景值；至少連續 5 次碳的空白值在 0.008% 以下，要

穩定以後才可以開始做分析。要做標本以前要先做檢量線 (圖 2.13)，實驗前做一次，實驗後做一次，實驗進行中若覺得數值有問題也可以做一次。

2.4 同位素標本之測定

在使用質譜儀分析樣品的過程之中，會交替偵測參考氣體與樣品氣體，所以需要參考氣體：二氧化碳及氮氣，參考氣體二氧化碳的碳同位素值為-49.5‰，氮氣的同位素值是-1.4‰。分析過程是經由不同的管道進入分流器，在偵測的時候，由交替閥門控制，使樣品氣體和參考氣體分別進入質譜儀。而元素分析儀在分析樣本的時候，所得到的數據僅為讀值，因此分析樣品之前，需要先燃燒不同重量的標準品做出當日檢量線，需要經過檢量線的校正才可以換算出正確的碳氮含量。

測定過程中，樣本氣體和參考氣體在測定過程中，是在相同狀況內完成的，所以質譜儀可以精確的算出兩者之間的差異，也就是 δ 值，同位素 δ 值的定義如下：

$$\delta = [(R_s/R_r)-1]*1000\text{‰} \quad (1)$$

R_s =樣本氣體的同位素比值

R_r =參考氣體的同位素比值

2.4.1 氮樣本分析流程

目前世界公認的氮同位素的標準品是用空氣中的 $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 的比值，這是因為世界各地空氣中的氮同位素組成都相當一致(Sweeney et al., 1978; Mariotti 1983)，因此所有標本的同位素值都是和空氣中的 $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 比較的結果。

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{s-a}} = [(R_{\text{s}}/R_{\text{a}})-1]*1000\text{‰} \quad (2)$$

R_{s} =樣本氣體氮氣的同位素比值

R_{a} =空氣中氮氣的同位素比值

質譜儀在測定過程中，會交替測量樣本的氣體和參考氣體，因此假如是直接以空氣中的氮測量，可以直接得到樣本的同位素值，但是在實際操作上，在採集空氣以後，需要經過純化才能使用。所以假如每次都要用空氣作為參考氣體的話，在每次做實驗之前都要進行空氣中氮氣的純化，手續非常麻煩，所以我們目前都使用鋼瓶的高純度氮氣(飛躍氣體，濃度 99.999%的氮氣)作為參考氣體，這是因為鋼瓶中的氮氣不需要經過純化，可以直接送入質譜儀內使用，所以都以鋼瓶內的氣體作為參考氣體，所以所測得的樣本 $\delta^{15}\text{N}$ 的值都是樣本對鋼瓶氣體的差異值，在換算成對空氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 。計算公式如下(Hoefs, 1973)：

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{s-a}} = \{[(\delta^{15}\text{N}_{\text{s-r}}/1000)+1]*[(\delta^{15}\text{N}_{\text{r-a}}/1000)+1]-1\}*1000\text{‰} \quad (3)$$

$\delta^{15}\text{N}_{\text{s-a}}$ ：樣本對空氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

$\delta^{15}\text{N}_{\text{s-r}}$ ：樣本對鋼瓶中氮氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

$\delta^{15}\text{N}_{\text{r-a}}$: 鋼瓶中氮氣對空氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

本研究中所使用的鋼瓶氣體對空氣中的氮氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值為-1.4‰，
由此就可以計算出樣本的 $\delta^{15}\text{N}$ 值。

2.4.2 碳樣本分析流程

目前世界所公認的碳同位素參考比值是以 PDB(一種古代的劍石化石)為標準品(Craig, 1957)，在實驗中，是用二氧化碳的氣體鋼瓶來做為參考氣體，二氧化碳的氣體鋼瓶(飛躍氣體，濃度 99.998%的二氧化碳)中的氣體對 PDB 的 $\delta^{13}\text{C}$ 是-49.5‰。

標本的碳同位素值計算公式如下：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{s-p}} = \{[(\delta^{13}\text{C}_{\text{s-r}}/1000)+1]*[(\delta^{13}\text{C}_{\text{r-p}}/1000)+1]-1\} * 1000\text{‰} \quad (4)$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{s-p}}$: 樣本對空氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

$\delta^{13}\text{C}_{\text{s-r}}$: 樣本對鋼瓶中氮氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

$\delta^{13}\text{C}_{\text{r-a}}$: 鋼瓶中氮氣對空氣的 $\delta^{15}\text{N}$ 值

2.4.3 碳氮含量的計算

在測定碳氮同位素值時，可利用質譜儀信號之大小來推算標本中碳氮之含量。為了要標定儀器信號與碳氮量之關係，所以在分析之前都要先燃燒不同重量的標準品(0.5g~1.5g)。本研究主要使用的標準品是 USGS40，碳的同位素值為-26.24‰、碳含量為 40.81%，氮的同位素值為-4.52‰、氮含量為 9.52%。

我們可以經由標準品的含碳、氮比例來計算燃燒標準品內所含有的碳、氮量，再找出碳氮量與質譜儀讀值(V_s)之關係(圖 2.10)。以兩者的關係做出檢量線可以得到當日的回歸線，圖 2.10a. b 中的粉紅線條即為當天的檢量線。其他的藍色點為元素分析儀之前每一次作實驗標準品的點，可以和當日檢量線作比較，由匯整的標準品資料可以判斷，元素分析儀以及標準品狀況一直都很穩定。

第三章 南海顆粒性有機碳及氮之分析

3.1 南海簡介

邊緣海(marginal sea)是指位於大陸邊緣與開放性大洋之間的海域，其水文循環、地化狀況及生物活動深受區域環境所影響。一般邊緣海域包含河口、海岸區及陸棚區，雖然其面積僅佔全世界海洋表面積約 20%，但是經由河川及湧升作用所帶入的高營養鹽影響下，生產力卻佔全世界 30% (Walsh, 1989)。

南海是世界上最大的邊緣海，位於歐亞大陸東南方，南起南緯 5S，北至台灣海峽南端北緯約 22 N，東經範圍是 105~120E，呈東北西南走向的半封閉海盆，其面積大約 $3.5 \times 10^6 \text{ Km}^2$ ，幾乎等於渤、黃、東海總面積的三倍，與地中海和加勒比海並稱世界三大內海。平均深度大約 1350m，最深處位於呂宋島西側達 5567m (陳, 2001)。南海海水主要是藉由呂宋海峽和外面的西北太平洋產生交換，經明多羅海峽 (Mindoro Strait) 與蘇祿海 (Sulu Sea) 相連，並以呂宋島、菲律賓群島及婆羅洲西北部為界。南則藉由麻六甲海峽 (Malacca Strait) 及巽他海峽 (Sunda Strait) 作為與印度洋交換海水的通道，西臨歐亞大陸的中南半島、暹羅灣及馬來西亞，分別有珠江、紅河、湄公河及湄南河等主要

河川注入，北接台灣南端的鵝鑾鼻與廣東南澳島。南海位於亞洲季風區，冬季時，大陸冷高壓由北向南流向海洋，但是因受地球自轉偏向力的影響，此氣流偏向西，形成東北季風；夏季時則正好相反，形成西南季風。東北季風盛行於 11 月至 3 月，而西南季風盛行於 6 月至 8 月，4 月至 5 月及 9 月至 10 月則為季風切換的時期(Liang et al., 2000)。冬季東北季風的平均風速約為 9m/sec，明顯比夏季西南季風 6 m/sec 要強(Hu et al., 2000)。

在長時間尺度的沈積物岩芯紀錄中，南海於冰期-間冰期氣候循環中，無論在表水生產力、水文及沈積環境各方面均經歷巨變，如冰期時因高低緯度間之氣壓梯度增加使季風增強(Lin et al., 1999a； Pflaumann and Jian, 1999； Wang et al., 1999b)、表水生產力產生變化(Huang et al., 1997； Wei et al., 1997)，部份南海的高解析度之岩芯也保存了可與北半球高緯度氣候事件(Dansgaard-Oeschger events； Younger Dryas； Heinrich events)對比之紀錄(Lin et al., 1999a； Wang et al., 1999a； Kienast et al., 2001a； Steinke et al., 2001)，並提供了區域性的古海洋訊息。

3.2 南海時序測站(SEATS)探測結果

國家海洋科學研究中心(NCOR)在國科會資助下推動『南海時間序

列研究站-SEATS』(South East Asia Time Series Station)長期研究計畫，對南海之水進行長期觀測，定期的收集南海水體之物理、化學、水文及生物資料。

SEATS 計劃從 1998 年 8 月開始，最初測站為 A1(19°N, 118.30°E)，接近呂宋島之西側。之後於 1999 年 8 月，將測站移至 S1(18°N, 116°E)；目前則以附近之 KK1 站(18.25°N, 116°E)為主要測站。到現在一共有七年以上的連續觀測。近年來，以定期二～三個月至 KK1 測站，作連續 36 小時以上的密集海況觀測，進行 CTD 探測及水樣採集。

本研究所採用之海水樣本，是利用五個航次所得：2004 年 5 月 3 日至 5 月 8 日海研一號 717 航次，2004 年 8 月 2 日至 8 月 6 日海研一號 726 航次，2004 年 11 月 5 日至 11 月 11 日海研一號 736 航次，2005 年 1 月 20 日至 1 月 24 日海研一號 743 航次，2005 年 3 月 26 日至 4 月 2 日水試一號 SC33 航次(表 2.1)。本研究進行懸浮性顆粒有機碳及氮之同位素分析，為了有足夠的量，以免儀器測量不到，所以要過濾 10L 左右的海水。

在此先介紹初步分析結果，分別繪製每一個航次 SEATS 測站的溫度、鹽度、POC 濃度、POC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素值、DIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素值、 $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ 對水深的垂直分布圖，以比較每一個航次不同時間的異同，並且在最後繪製隨時間及深度改變的等值線圖，以了解季節性的變化。

3.2.1 OR1-717(2004/5/3~2004/5/8)

本航次在 SEATS 測站採了一個 0~200 公尺剖面，結果見(圖 3.1)，POC 濃度介於 1~4 μM ，其同位素值介於-22~-26‰，。

因為是在夏季，所以混合層比較薄，大約只有 20 公尺，溫度隨深度增加而遞減到約 16°C，而鹽度變化則較不規則，範圍大概是

34.5~34.8psu，溶於水的二氧化碳和 DIC 的同位素值略呈負相關，二氧化碳濃度為 10~18uM，DIC 同位素值為 0.1~0.9‰。

3.2.2 OR1-726(2004/8/2~2004/8/6)

本航次在 SEATS 測站採了一個 0~200 公尺剖面，結果見(圖 3.2)，POC 濃度介於 0.5~1.5uM，其同位素值介於-21~-24‰，兩者之間的關係較不明顯，濃度的變化沒有同位素的變化大，但是仍有相當的規律，同位素淺層較重，深層較輕。

混合層厚度大約是 40 公尺，溫度隨深度增加而遞減到約 14℃，而鹽度變化則較不規則，淺層有一小段鹽度很淡，推測是受到降雨或河川逕流的影響，而鹽度分度在海水中變化較慢，所以形狀很不規則。

再[CO₂]_{aq} 方面，混合層的地方相當的規律，都差不多 10uM，隨深度增加，濃度提升到 21uM，[DIC]的同位素也是再混合層最重且一致在 0.8‰，深度慢慢增加以後，同位素值降低到 0.1‰。

3.2.3 OR1-736(2004/11/5~2004/11/11)

本航次所觀測到的溫躍層和鹽躍層很明顯(圖 3.3)，都在差不多 60 公尺的地方，此深度以上溫度和鹽度都很均勻，在 60m 以深隨深度增加溫度漸減，鹽度漸增。溫度分布從 15~27℃，鹽度範圍是 33.8~34.6psu。

POC 的濃度從 0.5~1.5uM，同位素值從-22~-26‰，同位素值在 50 公尺的地方異常的低(-25.7‰)，原因不明，可能在採集樣本的時候受到汙染，除此之外在混合層的地方，同位素值都相當一致。

[CO₂]_{aq} 濃度和[DIC]的同位素在 70 公尺以淺的地方都很一致。隨深度增加，[DIC]的同位素從 0.7‰變輕到 0.1‰，[CO₂]_{aq} 濃度從 10uM 增加到 26uM。

3.2.4 OR1-743(2005/1/20~2005/1/24)

本航次的溫度和鹽度的變化是所有航次中最少的(圖 3.4)，應該是冬季航次的關係，所以混合層達到 100 公尺，且在混合層以深的地方溫度和鹽度的變化也相當的有限，鹽度的範圍是 34.4~34.6psu，溫度是從 23°C~14°C。

在 POC 含量和其同位素方面，比較起來變化也比其他次的航次還要少。可以看到當 POC 含量變高的時候，同位素值會隨著變輕，有三次這樣的趨勢，POC 含量範圍是從 0.5uM~1.5 uM，同位素值的分布是-22.5~-24‰。

這個航次的[CO₂]_{aq}濃度在 80 公尺以上都是維持在 10uM 左右，80 公尺以深的地方，會隨深度增加而濃度增加，一直到 20uM 左右，[DIC]同位素則是從混合層 0.8‰左右，一直漸漸降低到 0.1 左右。

3.2.5 FR1-SC33(2005/3/26~2005/4/2)

此次採樣使用的是水試一號研究船。在溫度鹽度的變化上很特別，表層 20 公尺內的溫度鹽度就有很劇烈的變化(圖 3.5)，在第 6、7、8、9 這四個梯次上都有這種現象。第 6 個採水梯次之前是進行收放沈積物收集器，在此之前的梯次都沒有這種情況。可能是局部受到降雨的影響，導致表面 10 公尺鹽度很低，又因為分層強烈，因此加溫迅速，呈現高溫、低鹽現象。在此以深則有均勻的溫度鹽度，混合層約到 70 公尺。

POC 和其同位素兩者仍有相似的規律性，POC 的範圍是 0.5~2 M，不過隨深度的變化在此就看不太出來了，同位素的範圍是-22.5~-24.5‰。

[CO₂]_{aq}濃度分布在表層 50 公尺的地方很規則，大概在 10 M 左

右，隨深度加深而濃度增加到 18uM，[DIC]的同位素或許和溫度鹽度一樣，在表層有明顯的變化，再來是混合層同位素值為 0.7‰，再隨深度增加慢慢變輕到 0.1‰。

3.2.6 SEATS 測站之時序變化

圖 3.6 為 SEATS 測站之溫度年變化，圖上方有數字及十字處為採樣的日期，溫度最高為 2004 年五月~2004 年十月的 30 度左右，在此時的溫度分層也最為明顯。而在 2005 的一月時，混合層深度可以深到 100 公尺深。而在 100 公尺以深的地方，等溫線有上下震盪的現象，與表層溫度之變化無關，顯示上下水層之獨立變化特性。(Yang et al., 2004)

圖 3.7 是 SEATS 測站的鹽度年變化，圖上方數字和十字為採樣日期，在 2004 年 11 月的地方鹽度相當低，而且一直到 50 公尺的地方都相當一致，而在大約 60 公尺的地方有鹽躍層。2005 年的 3 月很表層的地方有很明顯的鹽度變化，在 75 公尺以深的地方鹽度分佈就相當一致。

圖 3.8、圖 3.9 是 SEATS 測站的二氧化碳濃度及 DIC 之碳同位素分佈，濃度和同位素變化在表層以下呈相似的變化趨勢。在 2004 年 11 月表層 60 公尺出現二氧化碳濃度最低值，也是二氧化碳濃度變化最大的期間，除了 2004 年 11 月，其他時期變化都比較少，而表水之 DIC 碳同位素值則沒有什麼大變化。

圖 3.10、圖 3.11 是 SEATS 測站顆粒性有機碳含量和同位素的年變化隨深度分布圖。顆粒性有機碳含量最大值是在 2004 年 5 月的表層水。顆粒性有機碳的同位素值，在 50 公尺以淺的地方都比較重，50 公尺以深比較輕，和圖 3.9 的 DIC 同位素值分佈趨勢大致相同。而在二氧化碳濃度最低的 2004 年 11 月，出現顆粒性有機碳同位素最低值。

圖 3.12 是 SEATS 測站的碳氮比值年變化分佈圖，在 11 月的時候，有最大的碳氮比值，部分水層可以達到 11 以上，在 2004 年 8 月份的 150~200 公尺也有此一現象，而最低的碳氮比值是出現在 1 月份的 40~120 公尺處，低到大約 5 左右。

圖 3.13 是以 SEATS 測站和(Gong et al., 1992)，西菲律賓海的 T-S 特性比較，SEATS 資料中 2002 年 1 月是代表南海內部水，其餘的月份之溫鹽特性都在南海內部水和西菲律賓海之間。2004 年 5 月次表層海水明顯有西菲律賓海水入侵的現象。2004 年 8 月和 11 月之表層有很低鹽的海水，可能是受到南海內部，陸棚海水之影響。

3.3 沈積物收集器標本(M1S.M2S)

沈降顆粒是由法國製造的時間序列沈積物收集器(Technicap PPS3/3)所收集，放置地點見(圖 2.7)，收集器位置位於南海北部(M1S: 21° 30.861' N, 119° 27.873' E, M2S: 19° 00.010' N, 117

° 29.502' E)，可以和懸浮性顆粒做比較，並且可以探討經水平傳輸之後，南海北部收集到的沉降性顆粒和 SEATS 時間序列測站收集到的懸浮性顆粒做比較。

3.3.1 M1S(2002/5/24~2002/11/5)

此一沈積物收集器依共有四個深度，分別是 374 公尺深、925 公尺深、1925 公尺深、2700 公尺深，見(圖 3.14)。收集時間是 2002 年 5 月 24 日至 2002 年 11 月 5 日，每 15 天換一個收集瓶，較淺的兩個收集深度有 11 個標本，較深的兩個收集深度有 12 個標本。

在這一個沈積物收集器裡，碳同位素變化在較淺的兩個收集器內變化較大，較深的則變化較小，M1S 沈積物碳同位素範圍是從 -23.2~-21‰。

碳含量在最淺的收集器之標本中最多，可以達到 10~22.5%，隨深度的增加，碳含量慢慢減少，到 925 公尺的收集器，剩下 2.5~7.5%，1925 公尺的收集器剩下 2~5%，最深的 2700 公尺的收集器只有 2~3%。碳含量上似乎可以看出一點點的規律，大約 9、10 月左右的碳含量比其他時期少一點，在四個收集器上都有此一規律。

碳和氮的比值在四個收集器中，淺層的兩個收集器變化比較大，較深的兩個收集器沒什麼變化，較淺深度的兩個收集器的碳和氮比值變化為 5.5~10.7，較深深度的兩個為 7.7~8.4。

3.3.2 M2S(2001/12/16~2002/4/30)

此一收集器的深度一共有三個，其深度分別是 447 公尺、1248 公尺、3250 公尺，見(圖 3.15)，收集時間是 2001 年 12 月 16 日至 2002 年 4 月 30 日，和 M1S 一樣，一個杯子收集時間為 15 天，447 公尺的有 9 個樣本，其餘兩個深度都有 10 個樣本。

在較淺層的 447 公尺的收集器中，碳同位素的變異很大，從 -25~-21.5‰，比 M1S 收集器中的變異量大，但是和 M1S 相同的，變化都在最淺層的 447 公尺收集器中，深層的兩個收集器得變異量為 -22.5~-23.5‰。

在碳的含量方面，447 公尺的收集器中，碳的含量可以達到將近 50%，範圍是 29~48%，碳的含量隨著深度的增加而遞減，到了 1248 公尺的時候，碳含量是 5~10%，而 3250 公尺碳含量是 4~6%，儘管 M2S 的深度比 M1S 的深度還要深，但是碳的含量卻都超過 M1S 的含量，這應該和沈積物收集器擺放的季節有關係，M1S 擺放時間是夏天和秋天，此時南海之生產力較低(Liu et al., 2002)，M2S 擺放時間是冬天和春天，這時南海生產力較高(Liu et al., 2002)。

碳和氮的比值在 M2S 中，一樣是淺層變化大，深層變化小，在 447 公尺的收集器中，變化範圍是 5.9~18，在較深的兩層中，比值大概維持在 10 左右。在淺層收集器標本中的碳氮比值較大者，對應到的同位素值是 -24.9‰，可以推測是受到相當多的陸源有機物的影響。

3.4 討論

3.4.1 懸浮及沈降的顆粒的來源

碳同位素的數值和碳氮含量的比值可以顯示出物種的來源 (Jeffrey et al., 1983; Hayes, 1993; Middelburg and Nieuwenhuize, 1998). 我們對懸浮顆粒的有機碳和氮的含量作圖，如(圖 3.16)，我們並對其做出線性迴歸，公式為：

$$POC=(6.36\pm0.16)*PN+(0.09\pm0.04) \quad R^2=0.94 \quad (6)$$

這裡所顯示的是，所有的樣本相關性非常高，且兩者之間的比值相當的接近海洋裡面碳氮比的 Redfield ratio 6.63，所以在 200 公尺以淺應

該大部分懸浮性顆粒物都是海源的。

在沈降顆粒標本中之有機物的碳氮關係(圖 3.17)，相較於懸浮性顆粒物，數據點之分佈較為分散，我們在圖上畫出海源碳氮重量比的 Redfield ratio，發現還是有相當多的點在此線附近，表示沈降的有機顆粒海源也有相當的貢獻，但是在線的上方顯示有一些點，且有很高的碳氮比，這些標本應該是受到陸源的影響。

為了要看出陸源及海源的貢獻，我們分別以懸浮性顆粒和沈降性顆粒碳的同位素數值和碳氮比值作圖，如(圖 3.18)，並且假設陸源和海源兩種來源，來做出它們的混合曲線，公式如下：

$$R=R_m*f+R_t*(1-f) \quad (7)$$

$$\delta=(f*R_m*\delta_m+(1-f)*R_t*\delta_t)/R \quad (8)$$

R=碳氮比值

f=海源所佔的比例

m=海源

t=陸源

δ =同位素值

在此混合曲線中，我們假設陸源碳氮比值為 22，接近陸生植物碳氮比之低值(Kao and Liu, 2000)碳同位素值為-25.5‰。這單一的組成是因為在經過相當距離的傳輸以後，不同來源的陸源物經過充分的混合，所以組成應當比較一致。在海源方面，我們假設其碳氮比值的範圍為 6.63 ± 1 ，碳同位素值範圍為 -22.1 ± 1 ‰。由於海源端成分的組成會隨著環境而比較有變化，所以才以一個範圍為代表。

由海源和陸源端成分構成之四條混合曲線(見表 3.1)幾乎可以包含全部的沈降性顆粒觀測值，表示以此陸源和海源的混合機制就可以解釋其組成之變化。再細看此圖可以發現，含有高的碳氮比及很輕的

碳同位素值幾乎都是從 M2S 淺層收集器(447m)所收集到的(圖 3.18)，顯示受到陸源很大的影響。這些標本都是在冬天時期所收集到的(圖 3.15)。這應該是在冬天的時候，南海東北部的大陸棚，受到冬季季風的吹拂，所引起的再懸浮，使得有一些陸源的細小顆粒向外海輸送，以及沿著大陸坡向下沈降，而懸浮的部份被收集器所接收(圖 3.19)，在歐陸邊緣海的畢斯凱灣(Bay of Biscay)也有類似的現象(McCave et al., 2001)。

從(圖 3.15)來看，當碳氮比值高的時候，碳的含量差不多都在 45%以上，顯示這些陸源有機顆粒的有機物含量很高，都是密度很小的有機顆粒，而礦物的含量甚低，所以水平傳輸的距離很遠。從水體的觀測也可以看出陸源有機物的跡象，(圖 3.12)顯示在 2004 年 11 月時，表層和次表層水中都有較高之碳氮比值。在八月時次表層也有較高之碳氮比。從溫鹽圖：(圖 3.6)、(圖 3.7)、(圖 3.13)中我們可以看到在 11 月的時候，會有一些高溫低鹽水在 SEATS 測站中出現，這些高溫低鹽水有可能就是由南海的陸棚區湧出來，八月和十一月都有淡而溫暖的海水，並且是與西菲律賓的海水差異最大的海水。可能代表受到陸棚海水之影響較大。因此，這些碳氮比較高之有機物，很有可能是來自陸棚再懸浮之陸源有機物。經由水平傳輸，進到沈積物收集器裡面，在(圖 3.12)中也可以看到 11 月這一段時間的碳氮比值比較高，到 1 月以後就沒有此一現象。

SEATS 測站所採集到的懸浮性顆粒有機物的碳氮比與碳同位素組成之關係如(圖 3.20)，並以相同的陸源和海源的混合公式來作圖。但有將近一半的點是位於這幾條線的下方，也就是說並非單純的由前面所假設的這兩種端成份所混合而成的。需要假設一個碳同位素值低到-26‰，而碳/氮的比值為 6.63 之海源端成份，才可以把所有的觀測

值包進去。因此，我們需要去了解為什麼會有碳同位素值這麼輕的海源有機物。

3.4.2 控制浮游植物同位素組成的因素

影響浮游植物同位素的因素已經被相當廣泛的討論過(Rau et al., 1982; Rau et al., 1996)，浮游植物的碳來源主要是來自於溶於水的二氧化碳，用 $[CO_2]_{aq}$ 表示，浮游植物行光合作用時，所產生的同位素分化作用之公式為：

$$\alpha_{P-aq} = (1 + \delta_P/1000)/(1 + \delta_{aq}/1000) \quad (9)$$

α_{P-aq} = 浮游植物攝取 $[CO_2]_{aq}$ 時產生的分化

δ_P = 浮游植物同位素值

δ_{aq} = 溶於水的二氧化碳的同位素值

同位素的分化係數通常用千分比表示，所以會轉換成下面的式子：

$$\epsilon_{P-aq} = 1000(\alpha_{P-aq} - 1) \quad (10)$$

此所顯示的是差異量，也就是差異多少千分比。此處所討論的同位素分化公式都是參考 Hofmann et al. (2000)，的文章。

根據 Rau et al. (1996)，所探討的同位素分化過程，主要是來自於植物本身利用二氧化碳時所做的篩選，還有在海水中經擴散進入細胞時產生的分化，因為跟擴散有很大的關係，所以海水中的 $[CO_2]_{aq}$ 濃度就變的很重要。經過簡化之後的同位素分化公式(Rau et al., 2001)如下：

$$\epsilon_{P-aq} = \epsilon_{P-CO_2} - \{(\epsilon_{P-CO_2} + \epsilon_d)\mu_i/[CO_2]_{aq}\}(\gamma/S)/P \quad (11)$$

ϵ_{P-CO_2} = 行光合作用製造葡萄糖的時候，浮游植物酵素篩選所造成的同位素分化。

ϵ_d = 在海水中自然擴散所造成的分化

μ_i = 即時的植物生長速率(s^{-1})

γ = 浮游植物中的碳含量(mol)

S = 浮游植物細胞的表面積(m^2)

P = 細胞壁的滲透率(ms^{-1})

即時的植物生長速率可以用以下的公式得到：

$$\mu_i = (L + D) \mu_{phy} / L \quad (12)$$

L = 光照時間

D = 黑暗時間

μ_{phy} = 一天的生長速率

在 SEATS 測站光照時間為 11.07~13.13 小時，平均值為 12.05 ± 0.8 小時，所以 $(L + D)/L$ 大約為 2.0，再由此算出即時的生長速率。 γ 是在浮游植物體中的碳含量，所以和浮游植物的體積(μm^3)有很大的關係，公式如下：

$$\gamma = 3.154 \times 10^{-14} \times V^{0.758} \quad (13)$$

表面積是由細胞半徑(m)來計算的，公式為：

$$S = 4\pi r^2 \quad (14)$$

由以上公式可以計算出 ϵ_{P-aq} ，但是並非真正的浮游動物同位素值，而是相對於 δ_{aq} 的值，但是海水中的 δ_{aq} 很難測量，但是 δ_{DIC} 比較好測量，所以我們要用 δ_{aq} 和 δ_{DIC} 的關係式來計算出 δ_{aq} 的值，兩者有一溫度關係式(Hofmann et al., 2000)：

$$\epsilon_{aq-DIC} = -(0.0144[CO_3^{2-}]/[DIC] - 0.1119)T - 11.84 \quad (15)$$

$[CO_3^{2-}]$ = 碳酸根的濃度

$[DIC]$ = 溶解性無機碳的濃度

T = 海水溫度($^{\circ}C$)

因此我們可以由以上的公式計算出 δ_p 的值：

$$\delta_p = \{[(1 + \delta_{DIC}/1000) * \alpha_{P-aq} * \alpha_{aq-DIC}] - 1\} * 1000 \quad (16)$$

$$\doteq \delta_{DIC} + \epsilon_{P-aq} + \epsilon_{aq-DIC}$$

由式 11 和式 15 和式 16 可以知道我們需要溫度、 $[CO_2]_{aq}$ 濃度、 δ_{DIC} 的同位素值、 $[CO_3^{2-}]$ 濃度、 $[DIC]$ 濃度(圖 3.21)、還有(表 3.2)的參數，由此就可以計算出 δ_p 的值。

3.4.3 海水中 $\delta^{13}C_{POC}$ 的季節變化

我們現在可以使用式 16 來計算浮游植物(懸浮顆粒有機物)的碳同位素值，因此我們使用這五個航次所蒐集到的上述參數，來計算當時的同位素數值估計值，和在 SEATS 所收集到的懸浮顆粒有機物同位素數值做比較。目的是為了要估計隨參數變化所帶來的變異，及找出主要影響同位素數值變化的參數。

為了要計算出隨時間參數的變化所帶來的同位素變異，我們把表面 20 公尺以淺的溫度， $[CO_2]_{aq}$ ， δ_{DIC} 和 $[CO_3^{2-}]/[DIC]$ 的觀測值，以多項式迴歸的方式來找出即時的參數變異，如(圖 3.21)，我們用這些隨時間變化的資料和參考之前 Rau et al., (1997), 的參數(見表 3.2)，繪製出(圖 3.22)，圖中的黑色實線是參考 Hofmann et al., (2000) Rau et al., (1997), 的假設參數所繪製出的線：酵素篩選溶於水的二氧化碳所造成的分化為-23‰、浮游植物細胞壁的滲透率為 $5 \times 10^{-5} m/s$ ，細胞半徑是 $1.5 \mu m$ ，浮游植物生長速率為 $0.95 d^{-1}$ 。上下的兩條點虛線是假設的參數變異範圍，請參考表 3.2，由圖中我們可以發現，觀測值和計算出來的值在趨勢上很接近，但是觀測值的變化度卻大於計算值。

在浮游植物生長速率方面，我們假設其範圍為 $0.8 \sim 1.1 d^{-1}$ ，我們以南海測站的觀測結果 Chen, (2005) 作為實際生長速率值並與估計的生長速率值做比較，繪製表層海水 20 公尺的基礎生產力對葉綠素濃度

(圖 3.23)，我們以接下來的公式來計算浮游植物的生長速率 μ_{phy} ：

$$\mu_{phy} = PP/[POC]_{phy} = PP/\{[Chl-a]*(POC/Chl-a)_{phy}\} \quad (17)$$

PP=初級生產力的碳量 $m^{-3}d^{-1}$

$[POC]_{phy}$ =單位體積內的浮游植物生物量 $mg\ m^{-3}$

$(POC/Chl-a)_{phy}$ =平均有機碳和葉綠素的比率，此處我們用的數值是 50mg C/mg Chl-a(Sarmiento et al., 1993)

用以上的公式來計算各觀測值的成長速率，把成長速率繪製成長條圖，如(圖 3.23)，我們發現我們所假設 SEATS 的浮游植物成長速率 $0.8\sim 1.1d^{-1}$ ，相當的符合此測站所推測的生長速率。

關於 $[CO_2]_{aq}$ 影響 $\delta^{13}C_{POC}$ 的值方面，我們把 SEATS 測站五個航次 20 公尺以淺的 $\delta^{13}C_{POC}$ 觀測值和 $[CO_2]_{aq}$ 作圖(圖 3.24)，並且用表 3.2 的基本參數值及其他應變數的平均值和 $[CO_2]_{aq}$ 變化作圖，發現除了 2004 年 8 月的值以外，其他的點都相當的符合計算出來的值。 $[CO_2]_{aq}$ 的變化量所造成的 $\delta^{13}C_{POC}$ 改變 $-0.75\%/ \mu M$ ，稍微的高於之前 Rau et al., (1997)所計算的結果($-0.6\%/ \mu M$)，因此我們得知 $[CO_2]_{aq}$ 所帶來的同位素數值的變化範圍大約是 0.5% 。

3.4.4 上層水體中 $\delta^{13}C_{POC}$ 的垂直變化

南海中顆粒性有機碳同位素的垂直變化，從表水到表層的沈積物如(圖 3.25)。在最上層的 200 公尺中，同位素變化的趨勢是漸漸變輕的，0~20 公尺的 $\delta^{13}C$ 同位素平均值為 -22.1% ，21~100 公尺的平均值為 -23.0% ，101~200 公尺的平均值 -24.0% 。之前我們在(圖 3.20)曾經討論過，而且以碳氮比來看，比較輕的同位素值都是海源的，並非陸源的碳氮比組成。從垂直分布圖來看，次表層 21~200 公尺的同位素，有很多數值比表層 0~20 公尺的最低值 -24.2% 還要低，根據之前的研究結果指出， $\delta^{13}C_{POC}$ 垂直分布中，在密躍層的地方，同位素有

極低值(Jeffrey et al., 1983)。密躍層在 SEATS 的深度大約是在 50~150 公尺，在 SEATS 的水文參數剖面圖中，如(圖 3.1)、(圖 3.2)、(圖 3.3)、(圖 3.4)、(圖 3.5)中所顯示，除了 ORI-717 航次以外，在密躍層中的同位素值都是最低的。根據(Jeffrey et al., 1983)的解釋是：因為在此處的密度增加，所以顆粒性有機碳的沈澱速度變慢，且在此處還有旺盛的呼吸作用，使得同位素變輕。

海洋中有機物在分解過程中之同位素變化尚無定論，水生植物斯巴達草，在分解的時候，同位素值會變輕約 4‰(Benner et al., 1987)。由於植物在分解的過程中，木質素部份會較容易保存下來，木質素部分有較輕的同位素組成。湖泊中的有機物之分解，也有類似的變化(Lehmann et al., 2002)。但是以上都不是在開放性海洋中，對藻類所做的實驗。在 Cariaco 海盆的沈積物收集器實驗中，並未發現有機物同位素隨深度的明顯變化趨勢(Woodworth et al., 2004)。因此，並無明顯證據顯示顆粒性有機碳同位素在密躍層變輕是由於細菌分解。因此，我們可以假設或許是其他的原因導致 SEATS 的同位素值變輕。

有一種可能性是在顆粒性有機碳的製造過程中，就產生這樣漸漸變輕的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值。在南海表層海水中是屬於一個貧營養鹽的環境(Liu et al., 2002)，所以透光層相當的厚，透光層的定義是達到表層光合作用的 0.6% 的深度。在南海北部的冬天，透光層可以達到 100 公尺(Chen et al., 2004)，而在其他季節中，因為葉綠素含量還沒有冬季高，(Liu et al., 2002; Tseng et al., 2005; Chen et al., 2005)，因此透光層的深度在其他季節會比 100 公尺還要深，我們用式 17 來計算 100 公尺以淺的生長速率，並以生長速率對深度作圖(圖 3.26)，我們發現生長速率在 20 公尺以深之後就急速的降低，我們把深度和生長速率的關係作出以下的關係式：

$$\mu_{phy}=3.0*\exp[-0.07*(z-2)]*\{1-\exp[-0.08*(z+4)]\}+0.1 \quad (18)$$

z =海水的深度

我們用這一個深度和生長速率的關係式，還有表 3.2 的其他參數，以及整年的平均參數(溫度、 $[CO_2]_{aq}$ 、 δ_{DIC} 、 $[CO_3^{2-}]/[DIC]$)加以計算表水 100 公尺以淺所生長的顆粒性有機碳 $\delta^{13}C_{POC}$ 深度剖面(圖 3.27)並和現場實測值加以比較。此計算之同位素值(圖 3.27)僅是反應出單單生長速率所造成的現地生長的浮游植物之同位素變化。

和觀測值比較之下，在 20 公尺以淺的地方因為混合很均勻，所以觀測值和計算值有差不多的數值，但是我們發現相同深度的觀測值和計算值在 20 公尺以深卻有很顯著的差異，這是因為曲線所表示的是現地所生產的顆粒性有機碳，因為較深的地方生長速率較低，所以生產的有機碳也有限。實際上有許多的顆粒性有機碳自表層沈降下來，經過混合以後，同位素值就不似計算值所算出來那麼輕。

3.4.5 南海 DIC 之同位素組成

由於顆粒性有機碳同位素之計算需要使用 DIC 之同位素值，所以本節將討論 DIC 之同位素組成，並與其它在西太平洋海域之測定結果相比較。南海海水主要是藉由呂宋海峽和外面的西北太平洋產生海水交換。我們將比較南海海水(Lin et al., 1999, Chou et al., 2006)和 WOCE 航次(P10、P13，圖 3.28)的 DIC 資料。根據 WOCE 兩條側線 P10 和 P13 的觀測結果(http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp071/p10_hy1.csv，http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp075/p13_hy1.csv)，西太平洋海水中無機碳的同位素有相當廣的分佈，那是因為 P10 和 P13 測線橫跨了很大的緯度範圍(P10: 35.1667° N~4.0153° S，P13: 54.25° N~4.749° S)。其中可能有來自不同水團的海水，所以要和南海海水加以比較，首先要找出 WOCE 資料中和南海相似的水團。

首先把北緯 5~25 度間的資料與南海 0~20°C 間的溫鹽圖加以比較，把溫度鹽度差異過大的標本去除，再用溫鹽特性最接近的標本來做比較(圖 3.29 a.b)。由 DIC 的同位素垂直分佈(圖 3.30、圖 3.31)可以知道，北緯 5~25 度的西太平洋海水中的 DIC 同位素和南海北部及中部海水中，水深深於 500 公尺的 DIC 同位素相似度非常高。淺於 500 公尺的海水，可能因為較容易受到外界作用干擾，如：生物吸收、有機物分解、大氣二氧化碳之溶入，所以差異度較大。

由 $\text{DIC}\delta^{13}\text{C}$ 對溫度作圖(圖 3.32、圖 3.33)，我們可以發現 Lin et al., (1999) 與 Chou et al., (2006) 這兩組數據在 16°C~30°C 的範圍內有相當的差距，相差大約 0.5‰(Lin：0.5~1.6‰，Chou：0.1~0.9‰)。這有可能是因為兩組數據在採集時間上差了十年，後者受到更多人為二氧化碳的影響，所以 $\text{DIC}\delta^{13}\text{C}$ 比較輕。在這 $\text{DIC}\delta^{13}\text{C}$ 對溫度分佈裡 Lin et al., (1999)和 WOCE 數據分佈較相似有可能因為採集時間較為接近，所以在 16°C~30°C 部分兩者較為接近。

在較冷的海水(低於 6°C)比較上，Lin et al., (1999)數據分佈較廣，而 Chou et al., (2006)之數據分佈較狹窄；在 2~3.5°C 之間，其與 WOCE 資料之中低值相當一致。而 Lin et al., (1999)之數據在 2~4.5°C 間有一半以上偏高。這些差異是何原因造成我們並不清楚。而本研究使用 Chou et al., (2006)來加以計算討論，這是由於 $\text{DIC}\delta^{13}\text{C}$ 是和懸浮顆粒

性有機碳同時採樣的，且周文臣博士曾於 2004 年和加州大學 (UC,Davis) 之同位素實驗室作過樣品比對(周, 2004)，兩實驗室之間沒有系統誤差，因此我們使用其數據來計算。

3.4.6 懸浮和沈降的顆粒性有機物之關係

相對於 $\delta^{13}\text{C}$ 漸漸變輕的 200 公尺以淺的懸浮性顆粒有機物，在沈積物收集器中採集到的沈降顆粒性有機物同位素值比懸浮性顆粒還要重。在混合模式計算中(圖 3.18)，沈積物收集器中的標本包含海源和陸源兩種有機物，我們假設的海源的 $\delta^{13}\text{C}$ 值是-22.5~-21.3‰，而這一範圍和 20 公尺以淺的懸浮性有機碳之平均值-22.1‰很相似，所以推測沈降的顆粒性有機物主要都是來自 20 公尺以淺的表水，而次表層所生成的顆粒性有機物或許因為生產之量比較少，所以並非沈降顆粒的主要來源。

我們參考 Kienast et al., (2001a) 的數據，作出南海表層沈積物和海底之半懸浮的霧狀物與 SEATS 測站之懸浮有機碳、沈積物收集器標本的比較圖，我們發現霧狀物的同位素組成，比表層海水或是推測的海源同位素值都要來的重，而表層沈積物的同位素值又比霧狀物來要重，以前推測這種現象的原因，是因為在沈降過程中，比較輕的碳同位素較易被分解掉，留下的有機物之同位素值比較重 (Westerhausen et al., 1993)。

近來有多位學者提出一個假說，解釋造成從沈積物收集器到霧狀物到表層沈積物同位素值會越來越重的原因，是由於在工業革命以前之大氣二氧化碳濃度較低，且同位素值較重之緣故(Bentaleb and Fontugne, 1996；Fischer et al., 1997；Kienast et al., 2001a)。這並非是數值向海洋深部越來越重，而是相對於海底沈積物，現生的有機

碳變的較輕，受到索式效應(Suess effect)影響的緣故，也就是人為的二氧化碳(同位素值為-27‰~-29‰)，溶入海水裡面的效應(Kienast et al., 2001b)。根據 Chou et al., (2006)的研究指出，溶解性無機碳的濃度每增加 1 $\mu\text{mol/kg-SW}$ ， $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的值會降低 0.026‰，在南海表層水中，溶解性無機碳的濃度大約增加了 60 $\mu\text{mol/kg-SW}$ ，所以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的值大約降低了 1.6‰。也就是說碳的來源因為受到人為二氧化碳(同位素值較輕)的影響，溶解性無機碳同位素值變輕了。

除了來源變輕的影響以外，大氣中增加的二氧化碳分壓，使海水中的溶解性無機碳濃度變高，這會導致現生的顆粒性有機碳的同位素值更進一步的變輕。為了證實這一個假設，我們把這五次的觀測結果假設總鹼度相同，把二氧化碳分壓，回推到工業革命以前的 280 μatm (Petit et al., 1999)，發現以工業革命時後的二氧化碳分壓情況下， $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ 大概只有現在的 75%，且碳酸根濃度會比現在高 23%，我們再利用以上二氧化碳濃度的變數，以及前面的參數，用式 16 加以計算，發現在工業革命以前， $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 的值會比現在重大約 3.5~4.3‰ 左右。這就對懸浮性有機顆粒物和表層沈積物的差異做出了很好的解釋，而在表層沈積物上的霧狀有機物，有可能是兩者之間混合的結果，所以碳同位素值介於兩者之間。

因此，我們得知南海的懸浮性有機物的顆粒，可以即時反應出當時的二氧化碳濃度變化。但是這裡所計算的差異 3.5~4.3‰ 卻又比實際上觀測值差異 2~3‰ 還要大，有可能是受到以下兩點因素的影響：

1. 現在我們假設在工業革命以前的大氣濃度是 280 μatm (Petit et al., 1999)，且大氣和海洋中的二氧化碳濃度達到平衡，但是實際上海水中的二氧化碳濃度會有一點過飽和，這是因為除

了大氣中二氧化碳溶於水以外，陸源也會輸入二氧化碳到海洋中，所以工業革命之前海水二氧化碳濃度也會稍微高一點。

2. 我們假設當時海水溫度和現在一樣，但是實際上在 15~19 世紀的時候，當時氣溫是比現在低的(Folland et al., 2001)，根據研究(Rau et al., 1997)每一度溫度降低會導致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 的值增加 0.4‰。

因為以上兩點的緣故，所以計算的結果比起觀測的結果會有一點超估。

3.5 小結

1. 從 2004 年五月到 2005 年三月的這段時間，一共有五次南海 SEATS 航次，在這些航次中，20 公尺以淺的懸浮顆粒性有機碳同位素值是-24.2~-21.3‰，21~100 公尺是-25.1~-21.5‰，101~200 公尺是-25.9~-23.2‰。在 2001 年 12 月到 2001 年 11 月，在南海北部兩個地點放置了沈積物收集器，每次一串，每串有 3~4 個收集器。374 公尺到 1248 公尺的沈降顆粒性有機碳同位素值是-25.0~-21.0‰，1925 公尺到 3250 公尺碳同位素值是-23.7~-21.9‰。我們以海源($\text{C/N}=5.6\sim 7.6$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}=-22.5\sim -21.3\text{‰}$)和陸源($\text{C/N}=22$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}=-25.5\text{‰}$)的端成份為其做出混合曲線，發現 SEATS 的懸浮性顆粒有機物大多是海源的，南海北部的沈降性顆粒有機物中，在冬季有明顯的陸源物質之貢獻。
2. 浮游植物之有機碳同位素的組成主要受到以下幾點的影響：即時的生長速率、行光合作用的時候酵素篩選的同位素分化、細胞大小、細胞壁的滲透率等等。經過這些參數的計算，在 100 公尺以淺所產生的懸浮顆粒性有機碳的同位素值可以低到將近-28‰，但是

因為在次表層所產生的有機碳比較少，所以水體中受到表層沈降下來的有機碳之影響很大，所觀測到的同位素值較計算之同位素值也會高不少。

3. 由同位素混合模式來看，沈積物收集器中的海源性有機物之同位素組成與表層 20 公尺以淺所產生的同位素平均值相近。而相較於漸漸變輕的懸浮顆粒性有機物，從沈積物收集器中的碳同位素到表層沈積物的有機碳同位素的變化卻是漸漸變重，以前提出的說法是因為在沈降過程中，較輕的 C^{12} 會先被分解掉，所以越深的地方碳同位素會越重。而我們在此提出的假設是，浮游植物的碳主要來源：溶於水的二氧化碳，受到索氏效應影響，變輕了大概 1.6‰ 左右，且二氧化碳含量因為人為因素越來越高 ($280\mu\text{atm} \Rightarrow 340\mu\text{atm}$)，所以溶於水的二氧化碳濃度也變多了，因為這些因素造成現生的顆粒性有機碳同位素值比工業革命以前要輕，所以現生的懸浮性顆粒碳同位素數值，會比表層沈積物碳同位素數值輕。因此我們知道懸浮顆粒性有機碳的同位素值可以反應現在二氧化碳的濃度。

第四章 翠峰湖岩芯有機物及同位素分析

本研究利用中央研究院研究人員在翠峰湖所採集之岩芯標本 (TFL-1B)，分析沈積物中的含水量及碳、硫含量，藉此進一步了解翠峰湖沈積物之特性，希望可以有助於探討過去之環境變遷。

4.1 翠峰湖簡介

翠峰湖是全省最大的高山湖泊(圖 4.1)，海拔 1,840 公尺，位於太平山與大元山之間，周圍環境為森林區(圖 4.2)植被覆蓋良好。其水文體系有別於一般湖泊，水源為附近山區雨水匯集而成，並無溪流注入，湖面呈現一大一小葫蘆狀兩湖區(圖 4.3)。滿水期 9~11 月時，面積可達 25 公頃，湖深近 7 公尺；枯水期 1~4 月，乾季水位降低，水位面下降約 4 公尺。因湖的東側有頁岩滲水層，湖水不易蓄滿，會露出大片水草地，每年如此循環。根據推論，其沈積物可能來源是：隨乾溼沈降所沈積的砂塵、周圍的板岩受風化而被雨水沖刷進入湖中、周圍的樹木和葉子、湖水中的有機物。

中央研究院地球科學研究所及環境變遷研究中心之研究人員，為探討台灣地區過去之環境變化，曾在翠峰湖採集沈積物岩芯標本進行研究(Lee et al., 2003)。該岩芯(TFL-G)標本經過 ^{14}C 定年，結果是：

37 cm處為 550 ± 60 年，48 cm處為 1160 ± 40 年。

4.2 採樣地點之地質環境

翠峰湖地區出露之岩層主要為始新世—漸新世之畢祿山層與中新世之廬山層，二者以翠峰湖斷層為界。畢祿山層以灰黑色板岩為主，夾有厚層之變質砂岩、結晶石灰岩與變質礫岩。廬山層以板岩為主。始新世的畢祿山層及中新世的廬山層，主要是以頁岩、板岩為主，時夾雜細砂岩及石灰岩之薄層，地層構造劈理，褶皺軸大部份呈南北或北北東走向。畢祿山層主要部分是深灰色的板岩和千枚岩，夾著一些薄層到中層暗灰色至白灰色的石英岩和石灰質或泥灰質的凸鏡體，有時也含有不規則的礫岩層。本層下部多板岩和石英砂岩所成的互層和淡灰色厚層硬砂岩(何春蓀，1975)。

4.3 結果

4.3.1 粒徑分析結果

在粒徑分析方面，在分離岩芯的時候，我們使用 $500\mu\text{m}$ 、 $125\mu\text{m}$ 粒徑的浮游動物篩網來分離粗顆粒和細顆粒，原因是因為大部分的粗顆粒都是由岩石碎屑所構成，而這些岩石的生成時間和岩芯有機沈積物的生成時間並非同時，而我們要探討的是有機沈積物，所以在做分

析的時候，先一步把他們分離，避免受到干擾。分離方法是濕篩，先以 500 μm 的篩網過濾大約 3 公克的岩芯，並且把過濾過 500 μm 篩網的顆粒以 125 μm 篩網作進一步的分離，結果如(圖 4.4)，我們看到在 100 公分以淺的地方，大部份都是小於 125 μm 的細顆粒，就算有較大的顆粒，也是介於 125 μm ~500 μm ，大於 500 μm 的顆粒在 100 公分以淺的地方幾乎是沒有。但是在 100 公分以深的地方，我們可以發現，大於 500 μm 的顆粒急速增加，包括 125 μm ~500 μm 粒徑的顆粒也是，小於 125 μm 的顆粒有機物含量到最後只剩下差不多 30%，表示在 100 公分左右的時候，當時的沈積環境有很大的改變。

由樣本烤乾後的重量，可以得到沈積物之含水量(圖 4.5)，含水量在 0~40 cm 的地方，大約在 60% 附近震盪，40 cm 以深就隨深度遞減，到約 140 cm 時，減到 20% 左右；其下變化不大。計算含水量公式如下：

$$W\% = (W_w / W_0) * 100\%$$

$$WW = W_0 - W_1$$

乾燥前岩芯重： W_0

乾燥後岩芯重： W_1

間隙水重： W_w

由含水量公式，藉由假設的沈積物密度 2.5 g/cm³ 可以計算出岩芯的孔隙率。

$$\Phi = V_w / (V_w + V_s)$$

$$V_w = M_w / \rho_w$$

$$V_s = M_s / \rho_s$$

Φ =孔隙率 V_w =間隙水體積 V_s =沈積物體積

M_w =水重 M_s =沈積物重

ρ_w =水密度 1 g /cm³ ρ_s =沈積物密度 2.5 g /cm³

從 TFL-1B 岩芯中的含水量(圖 4.5)和孔隙率(圖 4.6)我們可以知道，這根岩芯的含水量和孔隙率是隨深度從 40 公分以深穩定的遞減，40 公分以淺有一些波動。

4.3.2 碳氮硫分析結果

有機碳的含量(圖 4.7)則是在 100 公分以深穩定的減少，在 100 公分以淺有一些小波動，但是碳的含量大都是在 2~4% 震盪。由此可以看出有一個趨勢是，細顆粒越多，含碳量就越多，反之，含碳量就減少。

氮含量(圖 4.8)在 100 公分以淺在 0.225~0.35% 之間震盪，在 100 公分以深含量就穩定的降低到 0.1%。從氮的含量，我們看到的是它的變化和碳含量的變化趨勢相當一致，這應該是由於兩者來源是相同的。所以在碳氮關係(圖 4.9)中，兩者的相關性相當好。從有機碳和氮的關係，碳和氮的比值達到 15，可以發現此處沈積物主要都是以

陸源為主。(圖 4.10)是深度對碳氮比值的圖，由表層至 100 公分，碳氮比值一直都很穩定的在 10~12 震盪，100 公分以深則碳氮比值漸漸減少到 2 左右。

硫的含量(圖 4.11)在沈積物中則是相當少，波動也蠻大的，在 120~140 公分的地方有較多的硫。另外我們可以觀察到的，有機碳和硫的含量成正比 (圖 4.12)。硫相對於有機碳來說，含量低了近百倍，而兩者有如此好的相關性，且截距相當接近零，可以推測有機碳和硫有相同的來源。

有機碳和含水量及孔隙率也成正相關的關係，含水量、孔隙率越高，含碳量越高(圖 4.13a.b)，因此以後再做相關分析的時候，含水量或許可以作為含碳量多寡的指標。

碳氮的同位素變化則是有很大的不同，碳同位素值的變化趨勢在 100 公分的地方有很顯著的轉變(圖 4.14)，以淺的地方是越深越輕，以深的地方是越深越重。而氮同位素值則是一直向下持續的變重(圖 4.15)。

4.4 討論

根據 Liew et al., (1994)、Liew et al., (2000)，所發表的高山湖泊(七彩湖)沈積物岩芯花粉研究，發現在大約 2000~3700 年前，鐵杉的花

粉比例大幅增加，鐵杉是屬於比較寒冷的樹種，推測當時氣溫比現在低大約 1°C 。在 Jian et al., (2000)，在南海南部(255)和北部(B-3GC)分別打了一根岩芯，發現在兩根岩芯的 2000~4000 年間，都有一個寒冷的事件，叫低普林蟲事件。因此種有孔蟲適於生活在溫暖水域，在較寒冷時期海水裡面的此種有孔蟲比例會降低。因此，Jian et al., (2000) 推測當時的海水表面溫度比現在低大約 2°C 。由以上兩個參考文獻顯示在這段時期，氣候是有一些顯著的變化。以下我們以翠峰湖這一段時間的觀測結果做比較。

4.4.1 沈積速率

翠峰湖岩芯在 15 公分、87 公分、111 公分、131 公分、149 公分的 地方發現可以定年的標本，定出來的年代分別是 600 年、2668 年、2748 年、2272 年、3011 年(高，未發表數據)。在 131 公分處年代的反轉，可能代表一不穩定的沈積狀態，因此不予考慮。由此我們可以計算出這根岩芯的沈積速率(圖 4.16)，分別是： 0.25mm/yr 、 0.35mm/yr 、 3.0mm/yr 、 1.45mm/yr ，由這些沈積速率可以看出來，在 87 公分以淺的地方，沈積速率比較穩定，但是到了 87 公分以深的地方，沈積速率急速的加快，也就是大約 2600~3000 前的沈積環境有很大的改變，對照到沈積顆粒粗細和年代的關係圖可以發現(圖 4.17)，在這一段時間內大顆粒的沈積物增加很多，對照到前人的研

究，這時候的氣候是比較寒冷的，顆粒漸漸較粗的原因，或許是因為那時氣候寒冷，風化較緩慢，比較不完全，導致粗顆粒變多。或是由於氣候寒冷，有較強烈的冷暖變化，高山湖泊區域季節變化較大，冬季時有結冰的現象，水分會侵入岩石縫隙中，使岩石崩裂，物理風化較強，導致粗顆粒較多。

4.4.2 碳氮含量及同位素的變化

在同位素組成方面碳(圖 4.21)和氮(圖 4.22)的變化就比較有不同的趨勢。碳的同位素變化很明顯的以大約 2500 年為分界點，從現在到 2500 年碳的同位素是漸漸變輕，2500 年以前岩芯碳同位素值是變重。翠峰湖沉積物中之碳同位素值與 Kao et al., (2000)在福山所得到的 C3 植物碳同位素值相當一致(-24.4~-29.5‰)。因此，湖中的有機碳來源應當也主要來自 C3 植物。

但是我們對照到碳氮比值和時間關係(圖 4.20)，發現在碳氮比值在碳氮含量及碳同位素極速改變的這一段時間之內，也是改變的相當快，碳氮比值從 4 一直降低到 1 左右。我們再以氮同位素對碳同位素作(圖 4.23)，在圖中可以看到 100 公分以深碳氮同位素都越來越重，趨向板岩之有機碳和氮之同位素組成(Kao and Liu, 2000)，因此，可以推測，在此處有機物受到岩石來源的影響很大，而碳氮的含量越來越少。2500 年以前氣候較為寒冷，因此，可能造成翠峰湖附近地表

之物理風化作用較為強烈，造成粗顆粒之岩石碎屑的快速沈積。從 2500 年前到現在這一段時間碳同位素方面是漸漸變重，氮同位素卻是越來越輕，有可能是因為這一段時間氣候漸漸變暖，生長速率變快，碳同位素分化越來越小，同位素值越來越重(Pearman and Francey., 1976； Stuiver and Braziunas., 1987)。氮同位素則因為固氮作用在漸漸變暖的氣候中越來越重要，所以氮同位素值越來越輕。

沈積環境的改變也反應在碳氮含量上，如(圖 4.18)和(圖 4.19)，在 2600 年以前到現在，碳的含量在 2~4%震盪，氮的含量在 0.2~0.35%震盪，到 2600 年以前的時候，碳和氮的含量都急速減少，且因為沈積速率非常快，所以在 2600~3100 年之間有相當多的標本取樣。在岩芯底部碳含量降到 0.22%。氮含量也有類似的變化，最近的 2600 年，氮含量在 0.20~0.35%之間震盪，老於 2600 年，急驟下降，最低達到 0.09%。在碳氮比值方面(圖 4.20)，也是在老於 2600 年以前有明顯的改變。

4.5 小結

1. 翠峰湖是高山湖泊，沒有其他河流注入，沈積物來源為：隨乾溼沈降所沈積的砂塵、周圍的板岩受風化而被雨水沖刷進入湖中、周圍的樹木和葉子、湖水中的有機物。在翠峰湖

TFL-1B 中，我們做了粒徑、含水量、含碳量、含硫量、含氮量、碳同位素、氮同位素這幾種分析，粒徑方面在 100 公分以淺主要是小於 125 μm 的細顆粒，100 公分以深的地方，大於 125 μm 的粗顆粒漸漸增加，而含碳量方面在 100 公分以深的地方慢慢下降到 0.2%，在 100 公分以淺的地方在 2~4% 左右震盪。氮含量在 100 公分以淺在 0.2~0.34% 之間，100 公分以深含量慢慢下降到 0.9% 左右。碳同位素從 0~100 公分的地方是慢慢變輕從 -26.2~-27.6‰，100 公分以深的地方則是完全相反，同位素趨勢是慢慢變重，範圍是 -27.3~-25 ‰，氮同位素是從 1.5~3.6‰，且從表層到底層都是穩定的增加。

2. 在 15 公分、87 公分、111 公分、149 公分的地方發現可以定年的標本，定出來的年代分別是 600 年、2668 年、2748 年、3011 年。發現到 87 公分以深的地方，沈積速率急速的加快，顯示當時沈積環境確實有改變，以沈積速率對映到沈積年代上，發現在沈積環境改變的地方，大約 2500 年以前，參數確實有明顯的變化，來源方面應該是由於岩石的含量增加所導致，從 2500 年前到現在，同位素上也有反應出氣候漸漸變暖的結果，對照到 Liew et al., (1994)、Liew et al., (2000)、Jian et al., (2000) 等人的研究結果發現，在大約 2000~3700 年的時候

比現在寒冷大約 2°C 左右，所以翠峰湖的岩芯是會反應到當時氣候的改變。

第五章 總結

本研究分析南海時序測站(SEATS)之顆粒性有機碳之碳氮含量及碳同位素組成，希望找出影響碳同位素值的主要因素。並藉分析翠峰湖岩芯中的碳氮含量及同位素組成，以藉此來探討過去的氣候以及沈積環境。

1. 從 2004 年五月到 2005 年三月的這段期間，一共有五次南海 SEATS 航次，在這幾次航次中，20 公尺以淺的懸浮性顆粒有機碳同位素值是-24.2~-21.3‰，21~100 公尺是-25.1~-21.5‰，101~200 公尺是-25.9~-23.2‰。2001 年 12 月到 2001 年 11 月，在南海北部兩個地點放置了沈積物收集器，每次一串，每串有 3~4 個收集點。374 公尺到 1248 公尺的沈降顆粒性有機碳同位素值是-25.0~-21.0‰，1925 公尺到 3250 公尺碳同位素值是-23.7~-21.9‰。
2. 我們以海源($C/N=5.6\sim7.6$ $\delta^{13}C_{POC} = -22.5 \sim -21.3\text{‰}$)和陸源($C/N=22$ $\delta^{13}C_{POC} = -25.5\text{‰}$)的端成份為其做出混合曲線，發現 SEATS 的懸浮性顆粒有機物大多是海源的，而在南海北部冬季的沈降性顆粒有機物中有明顯的陸源物質之貢獻。
3. 浮游植物之有機碳同位素的組成主要受到以下幾點的影響：瞬間生長速率、行光合作用的時候酵素篩選的同位素分化、細胞大小、溶於海水的二氧化碳濃度、細胞壁的滲透率等等。經過這些參數的計算，可以模擬表層懸浮性顆粒有機碳同位素值之季節性變化。在有光層深部產生的懸浮顆粒性有機碳的同位素值可以低到將近-28‰，但是因為在次表層所產生的有機碳比較少，所以水體中受到表層沈降下來的有機碳之影響

較大。

4. 由同位素混合模式來看，沈積物收集器中的海源性有機物之同位素組成與表層 20 公尺以淺所產生的同位素平均值相近。沈積物收集器中的碳同位素到表層沈積物的有機碳同位素的變化是漸漸變重。無機碳同位素由於索氏效應，而變輕了大概 1.6‰左右(Chou et al., 2006)，且溶於水的二氧化碳濃度也變多了，所以造成現生的顆粒性有機碳同位素值比工業革命以前要輕。因此懸浮顆粒性有機碳的同位素值可以反應當代的二氧化碳變化。
5. 翠峰湖是高山湖泊，本研究利用其岩芯 TFL-1B，做了粒徑、含水量、含碳量、含硫量、含氮量、碳同位素、氮同位素之分析。粒徑方面在 100 公分以淺主要是小於 125 μ m 的細顆粒，100 公分以深的地方，大於 125 μ m 的粗顆粒漸漸增加。在 100 公分以淺的地方含碳量在 2~4%左右震盪，在 100 公分以深的地方含碳量慢慢下降到 0.2%。氮含量在 100 公分以淺在 0.20~0.34%之間，100 公分以深含量慢慢下降到 0.09%左右。碳同位素在 0~100 公分是慢慢隨深度變輕從 -26.2~-27.6‰，100 公分以深的地方則是完全相反，同位素趨勢是隨深度慢慢變重，範圍是 -27.3~-25.0 ‰。氮同位素是從 1.5~3.6‰，且從表層到底層都是穩定的隨深度增加。
6. 在 15 公分、87 公分、111 公分、149 公分的地方發現可以定年的標本，定出來的年代分別是 600 年、2668 年、2748 年、3011 年。87 公分以深的地方，沈積速率急速的加快，顯示當時沈積環境有顯著之改變。利用沈積速率推算出沈積年代，發現沈積環境急驟改變的沈積層，大約在 2500 年以前。各種

地化參數之改變應該是由於沈積物中岩石碎屑的含量增加所導致，這與前人研究所發現，大約 2000~3700 年的時候比現在寒冷大約 2°C 左右相符合。從 2500 年前到現在，氣候漸漸變暖的結果，同位素上也有所反應，碳同位素逐漸變重，可能是 C₄ 植物增加；而氮同位素逐漸變輕，可能是固氮作用增加所致。所以翠峰湖的沈積物中有機碳及氮可以反映出當時氣候的改變。

參考資料(中文部分)

王詩銘，2004，南海北部有機碳化學之研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，112 頁。

何春蓀，1975。臺灣地質概論，中華民國經濟部，118 頁。

周文臣，2004，南海時間序列測站海水之碳化學參數與碳-13 之垂直分佈及其在混合層中的季節變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所博士論文，211 頁。

邱子虔，2000，南海東南海域 MD972142 岩心晚第四紀浮游有孔蟲氧同位素地層及古海洋變遷，國立台灣大學地質學研究所碩士論文，70 頁。

施詠嚴，2005。南海時間序列測站 2002-2004 年間溶解態無機碳之時序變化：淨族群生產力之評估，68 頁，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文。

侯偉萍，2004，南海週遭海域二氧化碳變化之研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，112 頁。

陳鎮東，2001。南海海洋學，國立編譯館，506 頁。

陳冠倫，2001，水體中懸浮顆粒有機碳、氮同位素之研究：淡水河及東海南部，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，98 頁。

游志謙，2002，南海北坡晚第四紀沉積物有機碳同位素的變化，國立

中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，83 頁。

賴志良，1996，台灣東北海域海水中顆粒性有機碳及顆粒氮的分佈及其季節性變化之研究，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，201 頁。

參考資料(英文部分)

- Benner, R., Fogel, M.L., Hodson, R.E., Sprague, E.K., 1987. Depletion of C-13 in Lignin and Its Implications for Stable Carbon Isotope Studies. *Nature*, Vol 329(Iss 6141): 708-710
- Bentaleb, I. and M. Fontugne, E., 1996. Anthropogenic CO₂ invasion of the surface Ocean: its influence on the organic carbon isotope composition of phytoplankton. *C.R. Acad Sci Paris, Ser.II*, 322, 743-748.
- Charles, C.D., Hunter, D.E. and Fairbanks, R.G., 1997. Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science*, 277, 925-928.
- Chen, Y.L.L., 2005. Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 52(2): 319-340.
- Chen, Y.L.L., Chen, H.Y., Karl, D.M., Takahashi, M., 2004. Nitrogen modulates phytoplankton growth in spring in the South China Sea. *Continental Shelf Research*, 24(4-5): 527-541.
- Chou, W.-C., D. D. Sheu, B. S. Lee, C. M. Tseng, C. T. A. Chen, S. L. Wang and G. T. F. Wong, 2006. Depth distributions of alkalinity, TCO₂ and $\delta^{13}\text{C}$ TCO₂ at the SEATS time-series site, northern South China Sea : controlling processes and anthropogenic CO₂ influence. *Deep-Sea Research II* (accepted)
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 133-149.

- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364:364, 218-220.
- Feely, R.A., Sarbine, C.L., Takahashi, T., Wanninkhof, R., 2001. Uptake and Storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO₂ survey. *Oceanography* 14, 18-32.
- Fischer, G., R. Schneider, P.J. Müller, and G. Wefer, 1997. Anthropogenic CO₂ in Southern Ocean surface waters: evidence from stable organic carbon isotopes. *Terra Nova*, 9, 153-157.
- Folland, C.K. et al., 2001. Observed Climate Variability and Change. In: J.T. Houghton et al. (Editors), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 881pp. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Fry, B. and Sherr, E.B., 1984. ¹³C measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems. *Contributions in Marine Science*. 27:13-47.
- Gong, G. C., Liu, K. K., Liu, C. T., 1992. The chemical hydrography of the South China Sea west of Luzon and a comparison with the West Philippine Sea. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 3(4): 587~602.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G. and Rubenstone, J.L., 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science*, 263, 663-665.

- Hayes, J.M., 1993. Factors Controlling C-13 Contents of Sedimentary Organic- Compounds- Principles and Evidence. *Mar Geology*, Vol 113, Iss 1-2:111-125
- Hoefs, J., 1973 *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, New York, 140p.
- Hofmann M., D.A. Wolf-Gladrow, T. Takahashi, S.C. Southerland, K. Six, and E. Maier-Reimer., 2000. Stable carbon isotope distribution of particulate organic matter in the ocean: A model study. *Mar.Chem*, Vol72(Iss 2-4):131-150
- Houghton J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Xiaosu, D., 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis* contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 944P.
- Hu, J.Y., Kawamura, H., Hong, H., Qi, Y.Q., 2000. A review on the currents in the South China Sea: seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio intrusion. *Journal of Oceanography* 56, 607-624
- Huang, C., Y., S. F. Wu, M. Zhao, M. T. Chen, C. H. Wang, X. Tu, and P. B. Yuan, 1997. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last deglaciation, *Marine Micropaleontology*, 32. 71-94,
- Indermühle, A., Stocker, T.F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H.J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., Stauffer, B., 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* 398, 121-126.
- Jeffrey, A.W.A., Brooks, J.M., Pflaum, R.C., Sackett, W.M., 1983. Vertical

Trends in Particulate Organic-Carbon C-13-C-12 Ratios in the Upper Water Column. DEEP SEA RES PT A OCEANOGR RES, Vol 30, Iss 9: 971-983.

- Jian, Z., Wang, P., Chen, M.-P., Li, B., Zhao, Q., Buhring, C., Laj, C., Lin, H.L., Pflaumann, U., Bian, Y., Wang, R. and Cheng, X., 2000. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea: *Paleoceanography*, 15, 229-243.
- Jian, Z., Wang, P., Saito, Y., Wang, J., Pflaumann, U., Oba, T., and Cheng, X., 2000. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184:305–319.
- Junk, G and Svec, H. J., 1958. The absolute abundance of nitrogen isotopes in the atmosphere and compressed gas from various sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, 234-243.
- Kao, S.-J., Liu, K.-K., 2000 Stable carbon and nitrogen isotope systematics in a human-disturbed watershed (Lanyang-Hsi) in Taiwan and the estimation of biogenic particulate organic carbon and nitrogen fluxes. *Global Biogeochem. Cycle* 14, 189-198.
- Karl, D. M., Bates, N., Emerson, S., Harrison, P. J., Jeandal, C., Liu, K.-K., Marty, J.-C., Michaels, A. F., Miquel, J. C., Neuer, S., Nojiri, Y., Wong, C. S., 2003. Temporal studies of biogeochemical processes in the world's oceans during the JGOFS era. In: M.J.R. Fasham (Ed.), *Ocean Biogeochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*, IGBP Book Series, Springer, pp. 239-267..

- Keeling, C.D., Whorf, T.P., 2004. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn.
- Kienast, M., Calvert, S.E., Pelejero, C., Grimalt, J.O., 2001a. A critical review of marine sedimentary delta C-13org-pCO₂ estimates: New palaeorecords from the South China Sea and a revisit of other low-latitude delta C-13 org-pCO₂ records. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(1): 113-127.
- Kienast, M., S. Steinke, K. Stattegger, and S. E. Calvert, 2001b Synchronous tropical South China Sea SST change and Greenland warming during deglaciation, *Science*, 291, 2132-2134,
- Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., McKenzie, J.A., 2002. Preservation of organicmatter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulatedand in situ early sedimentary diagenesis. *eochemica et Cosmochimica Acta*, 66(20):3573-3584
- Liang, W.D., Jan, J.C., Tang, T.y., 2000. Climatological wind and upper ocean heat content in the South China Sea. *Acta Oceanographica Taiwanica* 38, 91-114.
- Liew, P.M. and Hsieh, M.L., 2000 Late Holocene sea level, river discharge and climate interrelationships in the Taiwan Region..*Jour. Asian Earth Sciences*, 18, 499-505.
- Liew, P.M. and Huang, S.Y., 1994 A 5000 year's pollen record from Chitsai lake, in Central Taiwan. *TAO*, 5(3), 411-420.

- Lin, H.L., C. T. Lai, H.C. Ting, L. J. Wang, M. Sarnthein, and J. J. Hung, 1999 Late Pleistocene nutrients and sea-surface productivity in the South China Sea – A record of teleconnections with northern-hemisphere events, *Marine Geology*, 156, 197-210,
- Lin, H.L., Wang, L.W., Wang, C. H., Gong, G. C., 1999 Vertical distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the northeastern South China Sea, *Deep-Sea Research I*, 46, 757–775,
- Liu, K. K., and Kaplan, I. R., 1989 Eastern tropical Pacific as a source of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnol. Oceanogr.*, 34, 820-830.
- Liu, K.K., Chao, S.Y., Shaw, P.T., Gong, G.C., Chen, C.C., Tang, T.Y., 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: observations and a numerical study. *Deepsea Research I* 49, 1387-1412.
- Mariotti, A., 1983 Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural ^{15}N abundance. *Nature*, 303, 685-687.
- McCave, I.N., Hall, I.R., Antia, A.N., Chou, L., Dehairs, F., Lampitt, R.S., Thomsen, L., van Weering, T.C.E., Wollast, R., 2001. Distribution, composition and flux of particulate material over the European margin at 47° – 50°N. *Deep-Sea Research II* 48, 3107 – 3139.
- Middelburg J.J., Nieuwenhuize, J., 1998. Carbon and Nitrogen Stable Isotopes in Suspended Matter and Sediments from the Schelde Estuary. *MAR CHEM*, Vol 60(Iss 3-4): 217-225.
- Neftel, A., Moor, E., Oeschger, H., Stauffer, B., 1985. Evidence from polar ice cores for the increase in the atmospheric CO_2 in the past two

- centuries. *Nature* 315, 45-47
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Pearman G. I., Francey R. J., and Fraser P. J. B., 1976 Climatic implications of stable isotopes in tree rings. *Nature* 260,771-772.
- Pflaumann, U. and Z. M. Jian, 1999. Modern distribution patterns of planktonic-foraminifera in the South China Sea and western Pacific – A new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures, *Marine Geology*, 156, 41-83.
- Rau, G.H., Kaplan, I.R., Sweeney, R.E., 1982. Plankton C-13-C-12 Ratio Changes with Latitude - Differences Between Northern and Southern Oceans. *DEEP SEA RES PT A OCEANOGR*, Vol 29(Iss 8): 1035-1039.
- Rau, G.H., Riebesell, U., Wolfgladrow, D., 1996. A Model of Photosynthetic C-13 Fractionation by Marine- Phytoplankton Based on Diffusive Molecular CO₂ Uptake. *MAR ECOL PROGR SER*, Vol 133(Iss 1-3): 275-285.
- Rau, G.H., Riebesell, U., Wolfgladrow, D., 1997. CO_{2aq}-Dependent Photosynthetic C-13 Fractionation in the Ocean - A Model Versus Measurements. *GLOBAL BIOGEOCHEM CYCLE*, Vol 11(Iss 2): 267-278.

- Rau, G.H., Chavez, F.P., Friederich, G.E., 2001. Plankton $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in Monterey Bay, California: evidence of non-diffusive inorganic carbon uptake by phytoplankton in an upwelling environment. *Deep Sea Research Part I* 48(1): 79-94. 610
- Sarmiento, J.L., Slater, R.D., Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W., Toggweiler, J.R., Evans, G.T., 1993. A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone. *Global Biogeochemical Cycle*, 7: 417-450.
- Sarmiento, J. L., Murnane, R., Lequere, C., 1995. Air-Sea CO_2 transfer and the Carbon budget of the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.*, 348, 211-219.
- Siegenthaler, U., Sarmiento, J.L., 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* 365, 119-125.
- Steinke, S, M. Kienast, U. Pflaumann, M. Weinert, and K. Stattegger, 2001. A high-resolution sea-surface temperature record from the tropical South China Sea (16,500-3000 Yr BP), *Quaternary Research*, 55, 352-362,
- Stuiver M. and Braziunas T. F., 1987. Tree cellulose $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopes and climatic change. *Nature* 328, 58-60.
- Sweeney, R. E., Liu, K. K. and Kaplan, I R., 1978. Organic nitrogen isotopes and their uses in determining the source of sedimentary nitrogen. In: Robinson, B. W. (ED.), *Stable Isotopes in the Earth Science*, pp. 9-26, DSIR. New Zealand.
- Tseng, C.-M., Wong, G. T. F., Lin, I.-I., Wu, C.-R., Liu, K.-K., 2005. A unique seasonal pattern in phytoplankton biomass in low-latitude waters

- in the South China Sea Geophys. Res. Lett., 32.
- Wada, E., Kadonaga, T. and Matsuo, S., 1975. ^{15}N in nitrogen of naturally occurring substances and global assessment of denitrification from isotopic viewpoint. *Geochem. J.*, 9, 139-148.
- Wada, E. 1980. Nitrogen isotope fractionation and its significance in biogeochemical process occurring in marine environments. In: E. Goldberg, Y. Horibe and K. Saruhashi (Ed.), *Isotope Marine Chemistry*, pp. 375-398, Uchida-Rokakuho, Tokyo.
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R. and Karasawa, K., 1987. Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River watershed, Japan. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 25, 321-336
- Wada, E. and Hattori, A., 1991. *Nitrogen in the Sea: Forms, Abundances, and Rate Processes*, CRC Press, Florida.
- Walsh, J.J., 1989. Total dissolved nitrogen in the seawater: A new high temperature combustion method and a comparison with photo-oxidation. *Marine Chemistry*, 26, 295-311.
- Wang, L. J. M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, P. M. Grootes, J. O. Grimalt, C. Pelejero, and G. Linck, 1999a. Holocene variations in Asian Monsoon Moisture – A bidecadal sediment record from the South China Sea, *Geophysical Research Letters*, 26, 18, 2889-2892,
- Wang, L. J., M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, J. Grimalt, P. Grootes, S. eiling, E. Ivanova, M. Kienast, C. Pelejero, and U. Pflaumann, 1999b. East-Asian Monsoon climate during the late Pleistocene – High – resolution sediment records from the South China Sea, *Marine*

- Ceology, 156, 245-284,
- Westerhausen, L., Poynter, J., Eglinton, G., Erlenkeuser, H., Sarnthein, M.,
1993. Marine and Terrigenous Origin of Organic-Matter in Modern
Sediments of the Equatorial East Atlantic - The Delta-C-13 and
Molecular Record. DEEP SEA RES PT I OCEANOGR RES, Vol 40(Iss
5): 1087-1121.
- Woodworth, M., Goni, M., Tappa, E., Tedesco, K., Thunell, R., Astor, Y.,
Varela, R., Diaz-Ramos, J.R., Muller-Karger, F., 2004. Oceanographic
controls on the carbon isotopic compositions of sinking particles from
the Cariaco Basin. Deep-Sea Research I, 51(12): 1955-1974
- Wyrtki, K. (1961) Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters.
Naga Report, 2, 195pp.
- Yan, X.-H., C.-R. Ho, Q. Zheng, and V. Klemas, 1992. Temperature and size
variabilities of the Western Pacific Warm Pool, Science, 258,
1643-1645,
- Yang, Y., Liu, K., Liu, C., 2004. Decoupled thermal structure in association
with propagating eddies in the Northern South China Sea. OS52A-01,
Western Pacific Geophysics Meeting, Honolulu, 16-20, Aug.

表 2.1：SEATS 測站各採樣航次

Cruise	Sampling Date	No. of hydrocasts	Depth range (m)	No. of samples
OR1-717	May 3-8, 2004	1	0~200	10
OR1-726	Aug 2-6, 2004	1	0~200	12
OR1-736	Nov 5-11, 2004	2	0~200	22
OR1-743	Jan 20-24, 2005	3	0~300	20
FR1-SC33	Mar 26-April 2, 2005	2	0~200	22

表 2.2：沈積物收集器

Site	Duration	Location	Interval	Trap depths (m) [No. of samples]
M1S	24 May 2002 – 5 Nov. 2002	21°30'N, 119°27'E	15 days	374 [11], 925 [11], 1925 [12], 2700 [12]
M2S	16 Dec. 2001 – 30 Apr. 2002	19°00'N, 117°29'E	15 days	447 [9], 1248 [10], 3250 [10]

表 3.1：在混合公式中，海源的參數

	A	B	C	D	E	F
C/N	6.63	5.63	5.63	7.63	5.63	6.63
$\delta^{13}\text{C}$	-21.5	-21.2	-22.5	-21.5	-24.0	-26.0

表 3.2：計算浮游植物的碳同位素值，所需要利用的參數以及它們所會產生的反應。

參數	分化原因	一般值	範圍	單位	敏感度(本研究)	敏感度(Rau et al., 1997)
μ_{phy}	因生長速率快慢產生的分化	0.95	0.8~1.1	d^{-1}	$8\text{‰}/(\text{d}^{-1})$	$7\text{‰}/(\text{d}^{-1})$
$\epsilon_{\text{p-CO}_2}$	浮游植物在利用二氧化碳的時候，產生的分化	-23	-25~-21		-0.6‰	-0.7‰
ϵ_{d}	二氧化碳在海水中擴散引起的分化	0.7	0.7			
r	細胞大小	1.5	0.85~2.6	μm	$1.4\text{‰}/\mu\text{m}$	$1.1\text{‰}/\mu\text{m}$
P	細胞壁滲透率	5×10^{-5}	$4.3 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}$	ms^{-1}	$-1.5 \times 10^5 \text{‰}/\text{ms}^{-1}$	$-1.3 \times 10^5 \text{‰}/\text{ms}^{-1}$

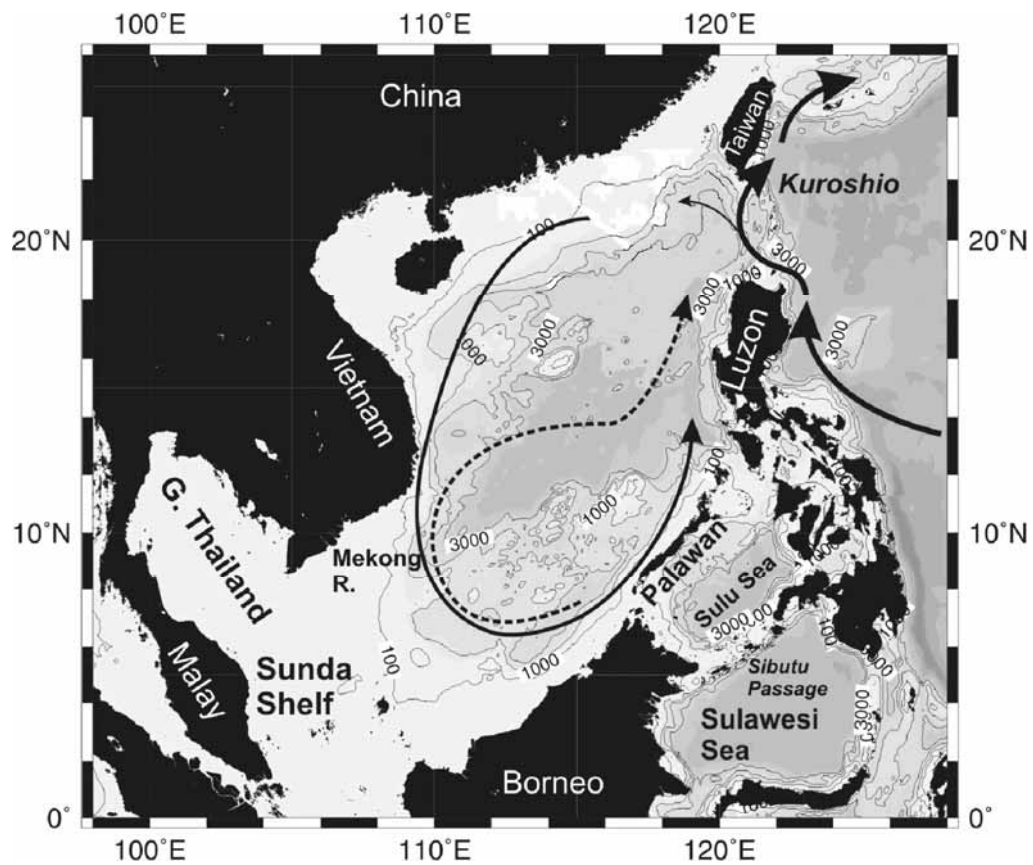


圖 2.1：南海簡圖及其環流(粗黑線為黑潮流、細黑線為黑潮流流入南海的分支、虛線為夏季時，夏季季風所引起的海流。)

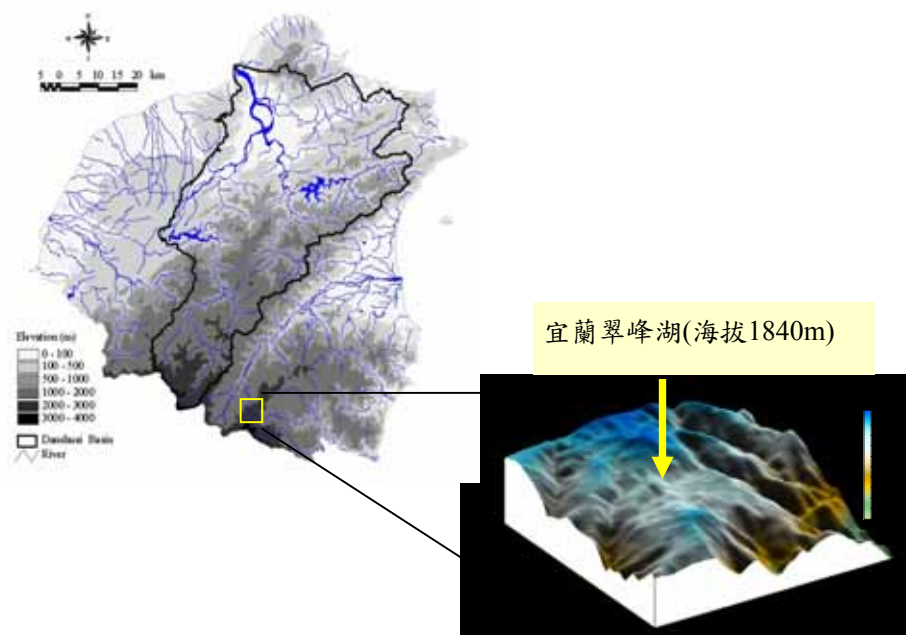


圖 2.2：翠峰湖簡圖



圖 2.3：溫鹽深海探儀與輪盤採水器系統



圖 2.4：2.5L 褐色採水瓶



圖 2.5：船上的過濾器材(台大 NCOR 提供)



圖 2.6：沈積物收集器(中山 NCOR 提供)

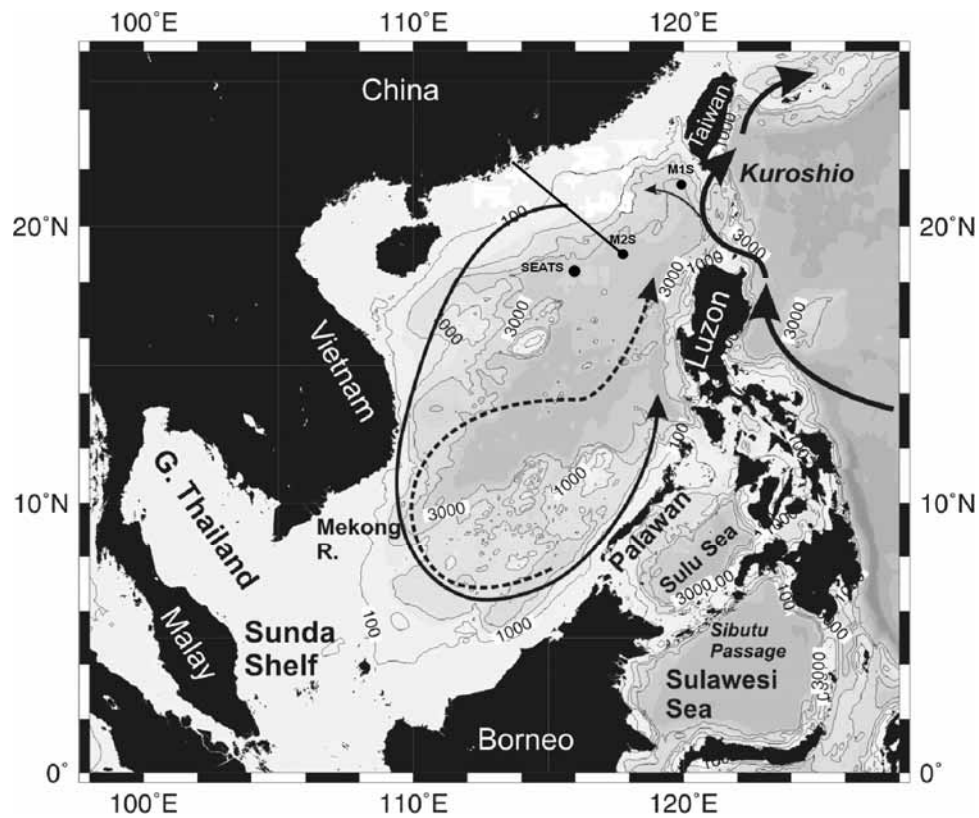


圖 2.7：SEATS 測站和兩沈積物收集器相關位置(M1S、M2S)，黑色直線為假設 M2S 冬季陸源傳輸來源(圖 3.19)。

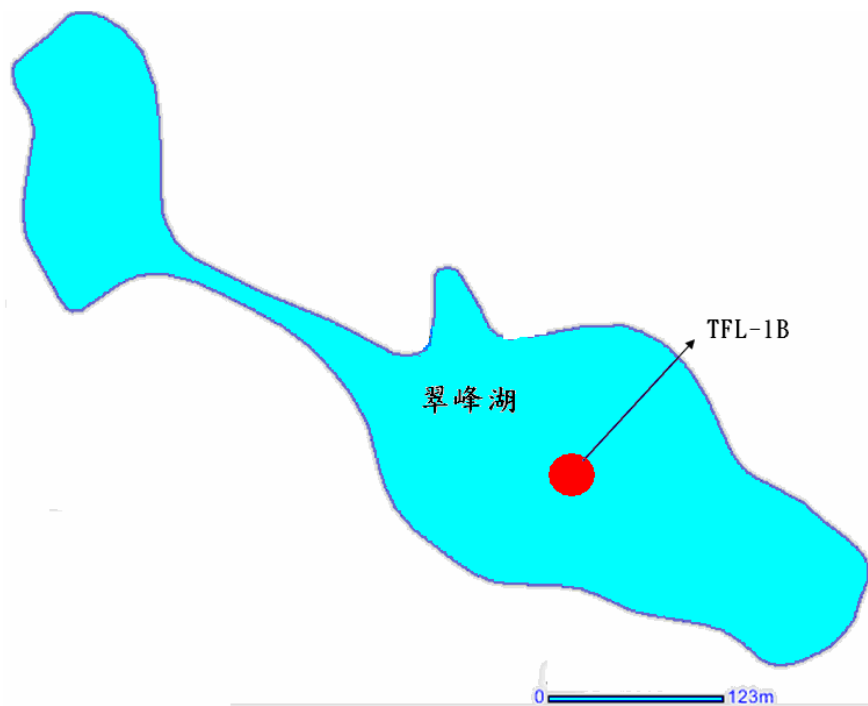


圖 2.8：翠峰湖採樣點示意圖



圖 2.9A：元素分析儀



圖 2.9B：質譜儀

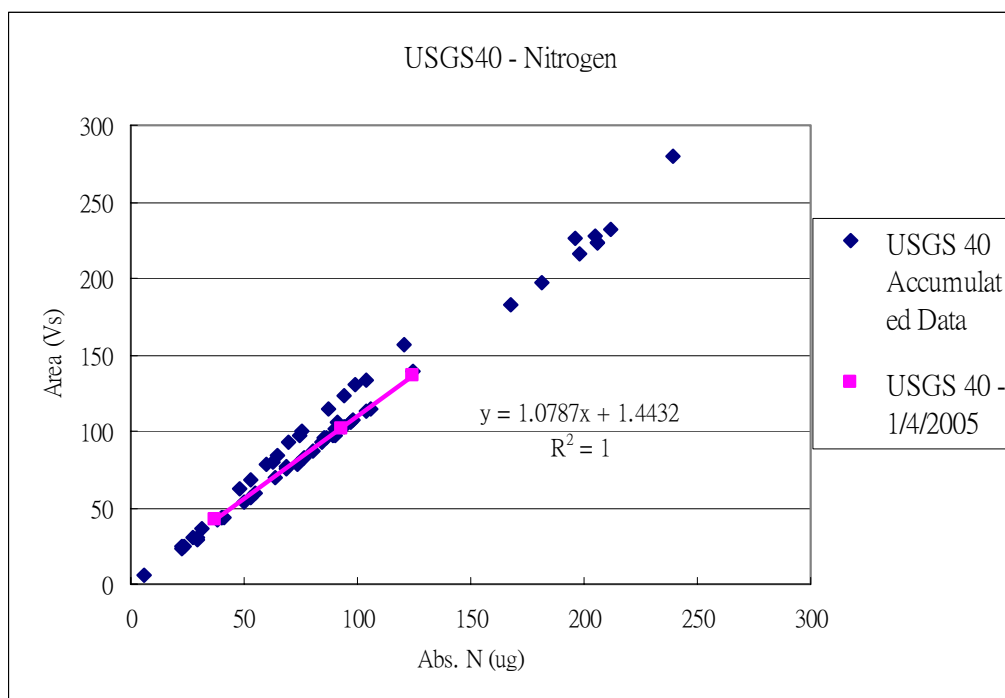


圖 2.10A：質譜儀檢量線及 2005 年 1 月 4 日當天質譜儀氮的檢量線(用 USGS40 標準品作的)

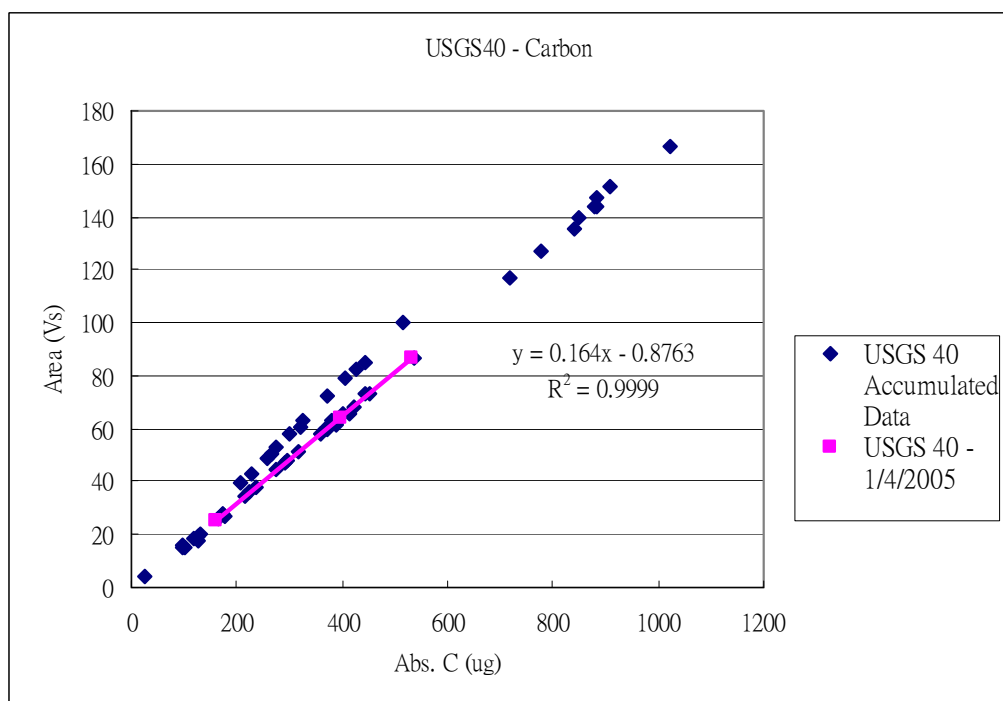


圖 2.10B：質譜儀檢量線及 2005 年 1 月 4 日當天質譜儀碳的檢量線(用 USGS40 標準品作的)

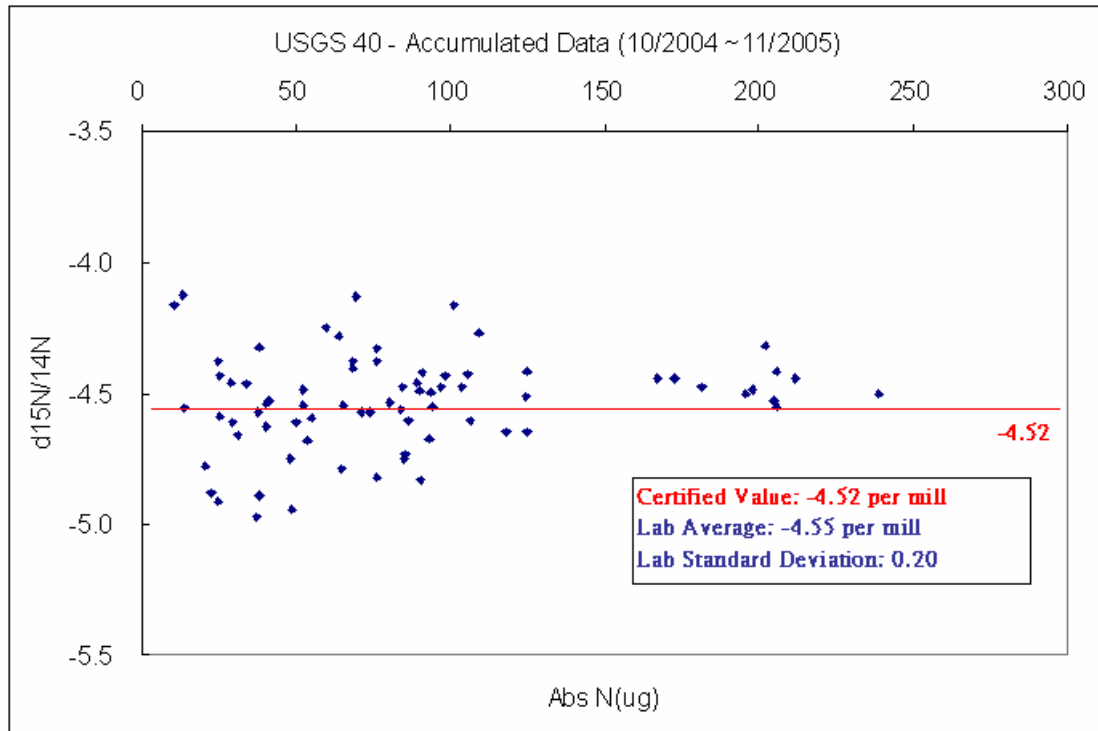


圖 2.11a：質譜儀從 2004 年 10 月~2005 年 11 月氮標準品 (USGS40)的累積資料，平均值為 -4.55‰ ，標準差為 0.20。

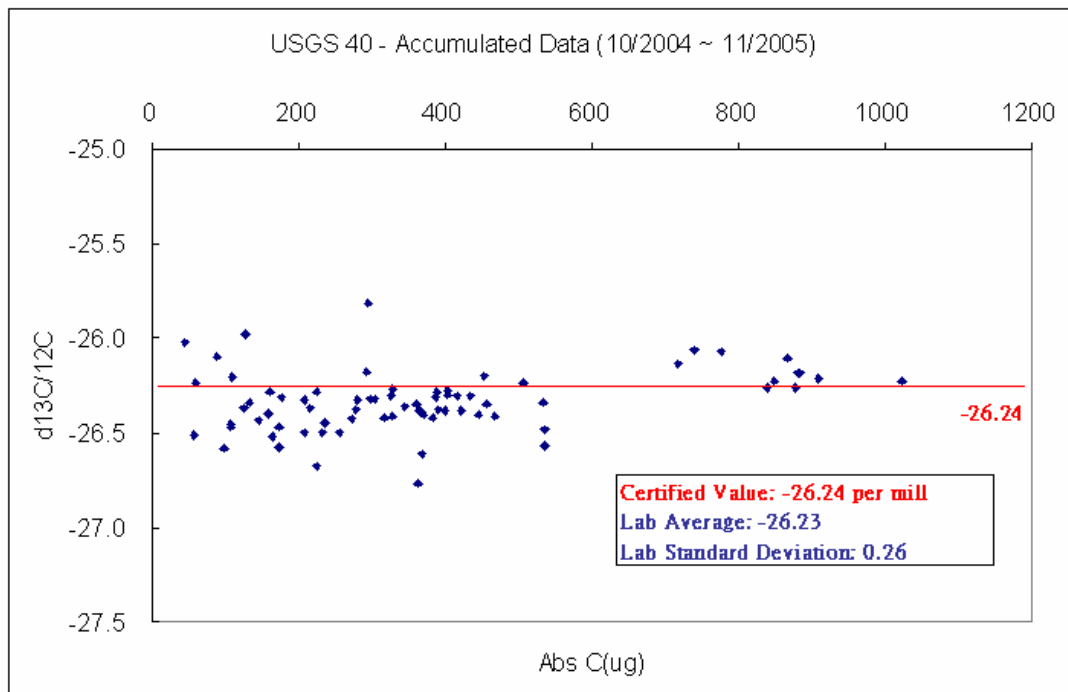


圖 2.11b：質譜儀從 2004 年 10 月~2005 年 11 月碳標準品 (USGS40)的累積資料，平均值為 -26.23‰ ，標準差為 0.26。



圖 2.12A：碳硫分析儀-分析部份

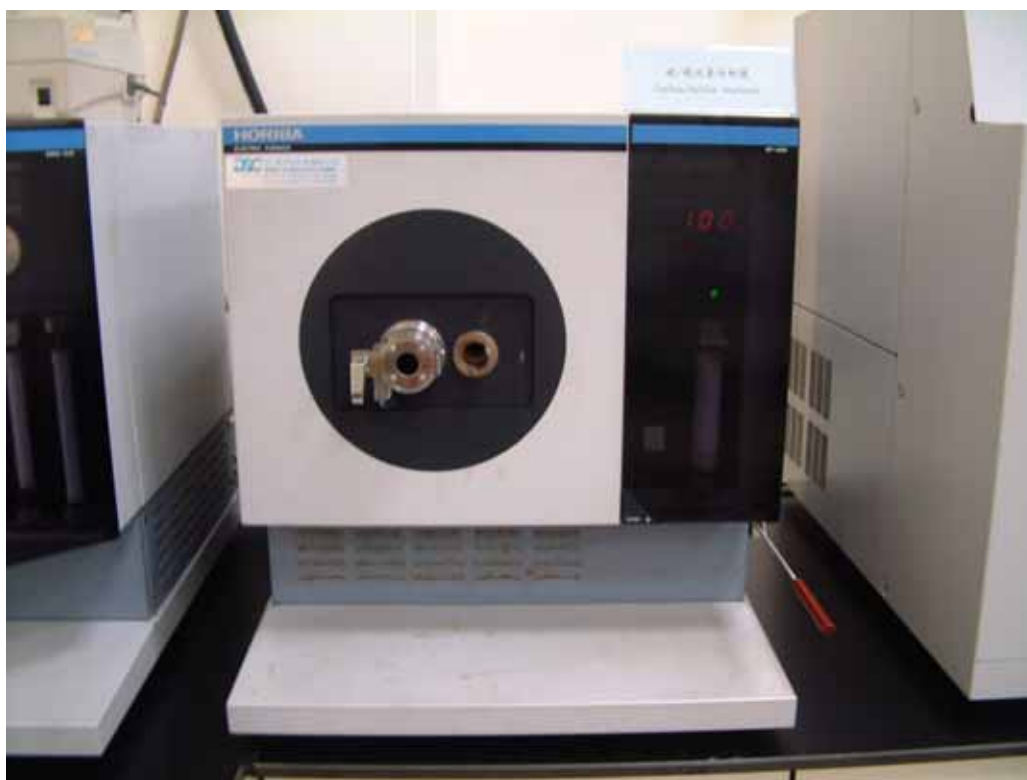


圖 2.12B：碳硫分析儀-燃燒部份

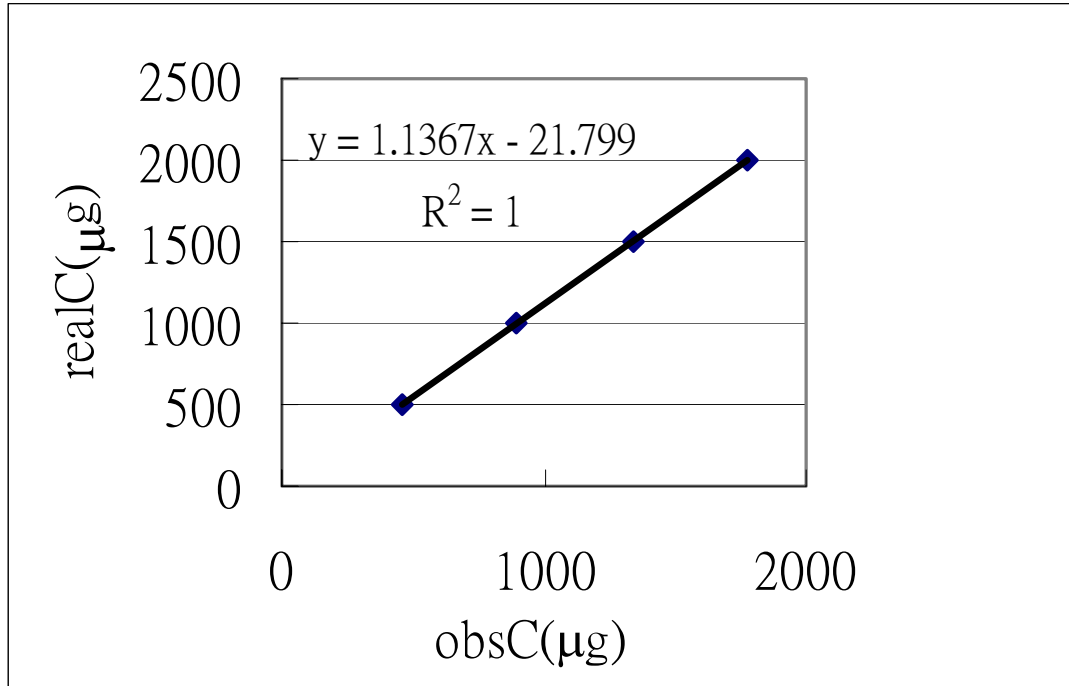


圖 2.13A：碳硫分析儀碳的檢量線

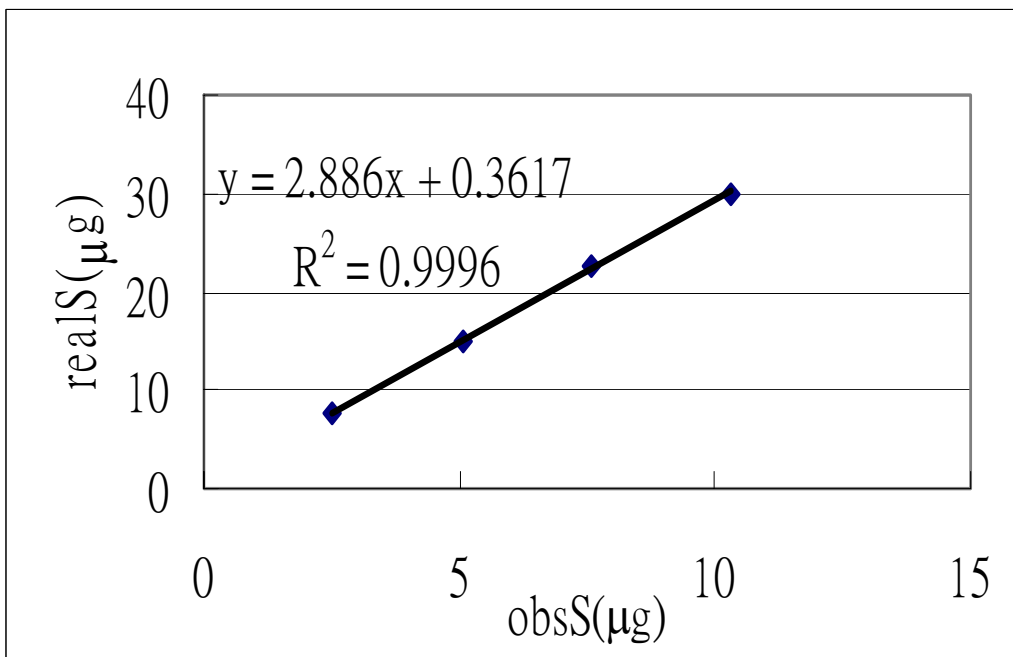


圖 2.13B：碳硫分析儀硫的檢量線

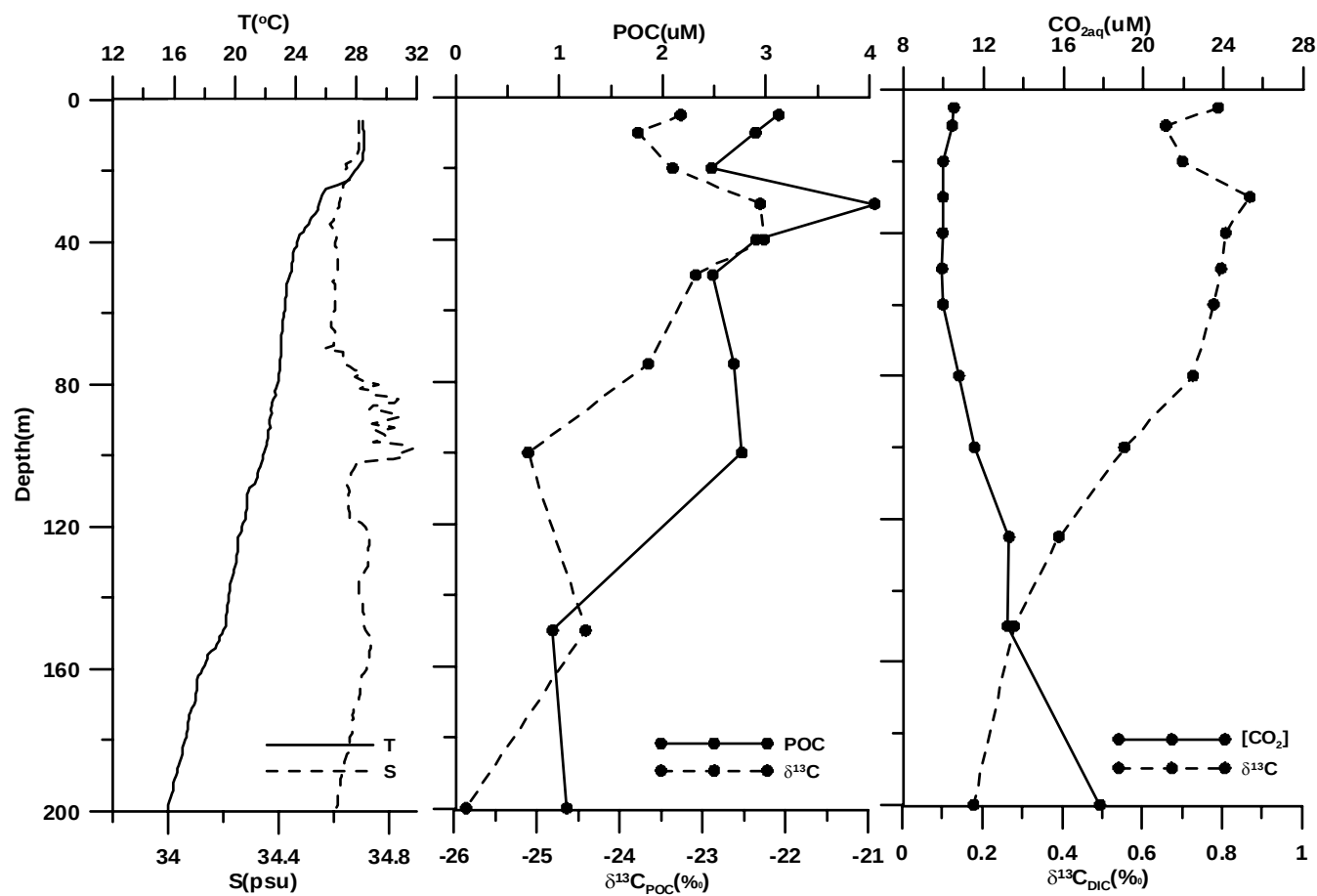


圖 3.1：ORI-717 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、溶解性碳同位素和溶解態二氧化碳濃度的深度剖面圖。

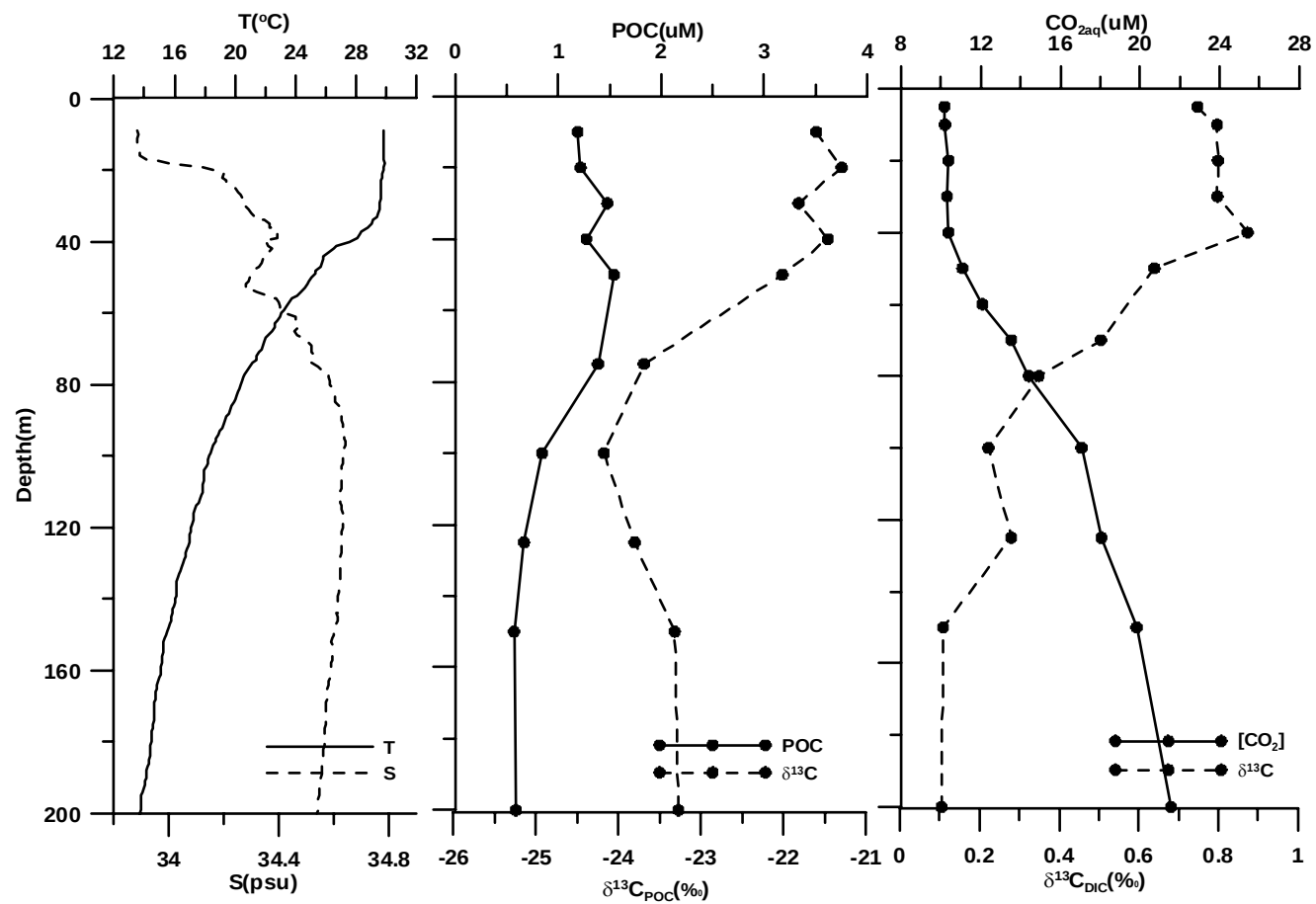


圖 3.2：ORI-726 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、溶解性碳同位素和溶解態二氧化碳濃度的深度剖面圖。

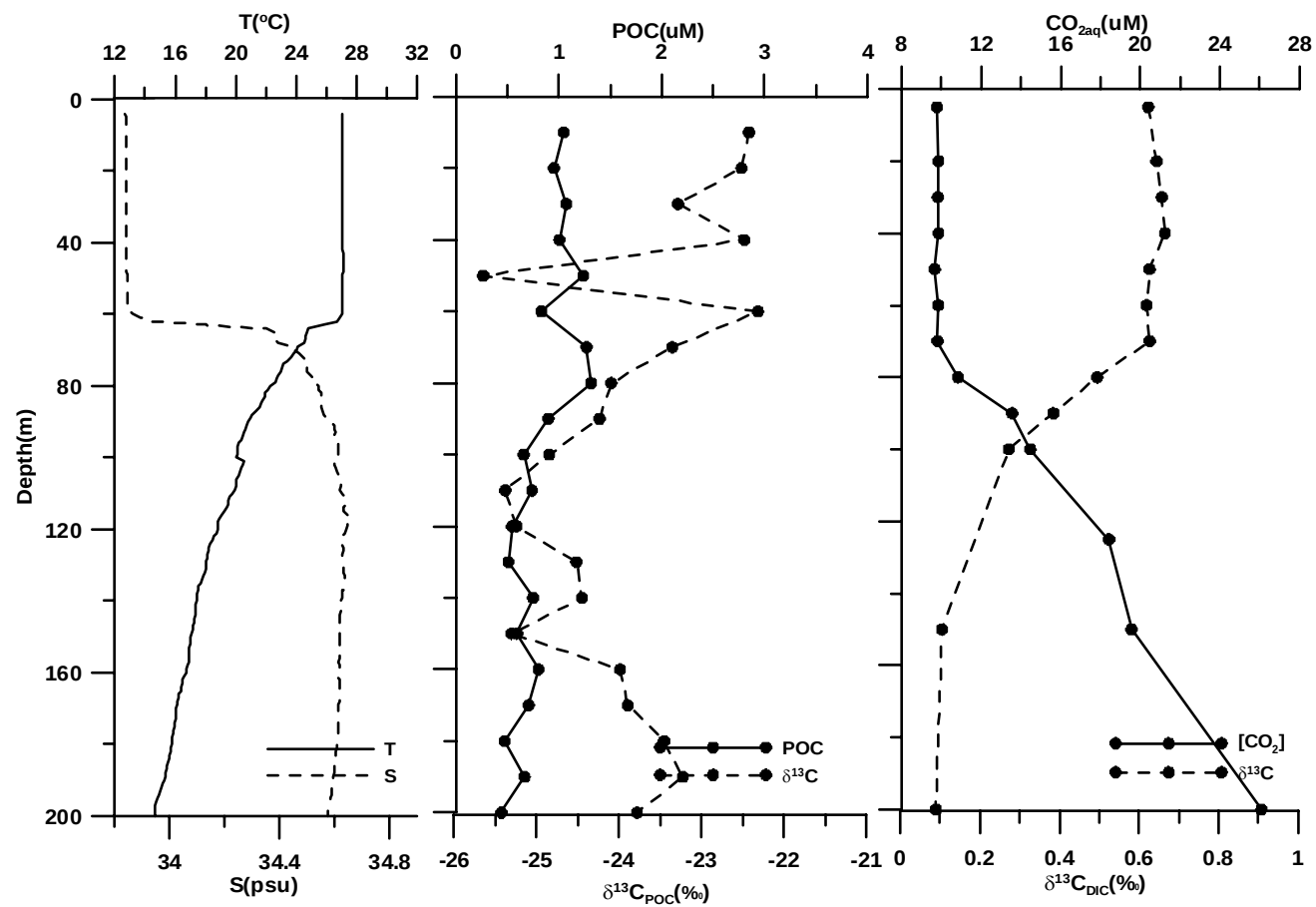


圖 3.3：ORI-736 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、溶解性碳同位素和溶解態二氧化碳濃度的深度剖面圖。

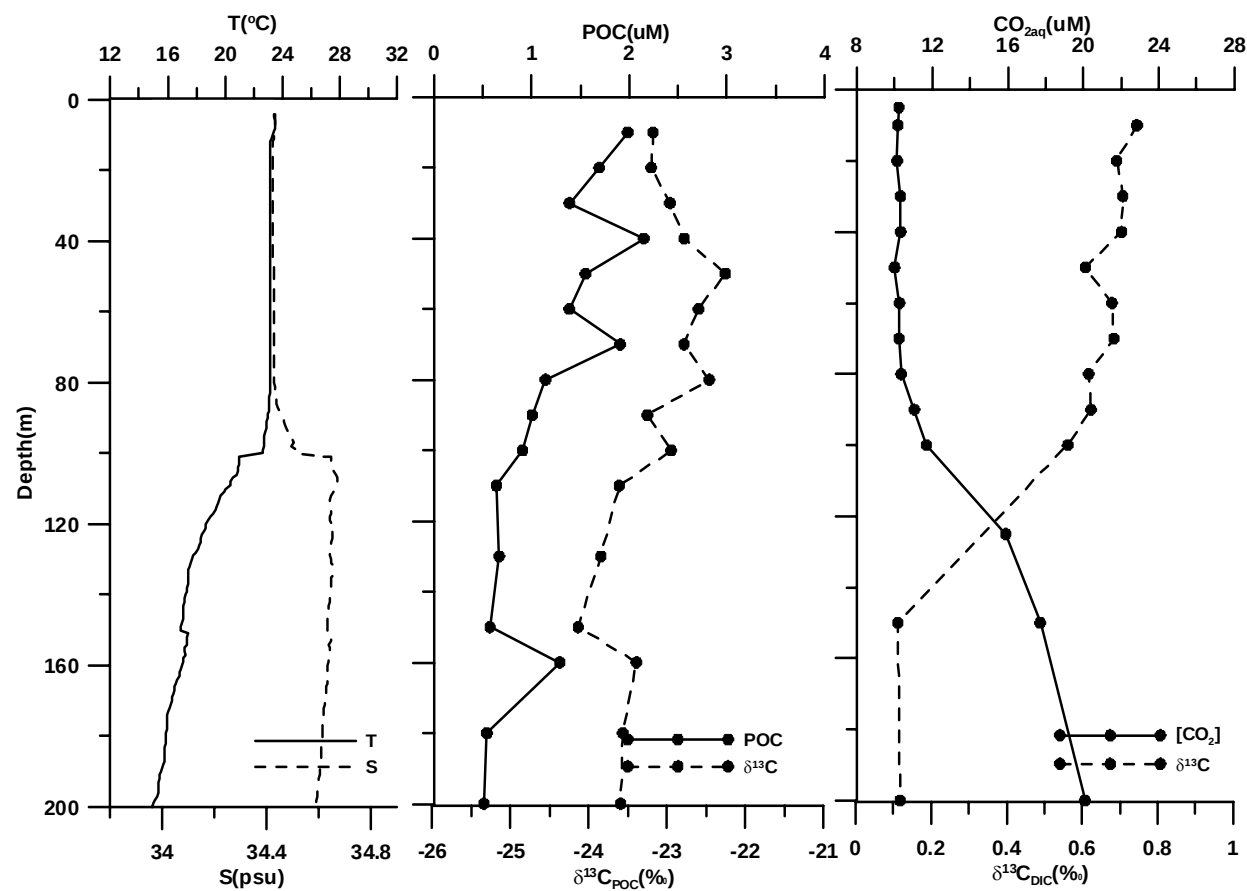


圖 3.4：ORI-743 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、溶解性碳同位素和溶解態二氧化碳濃度的深度剖面圖。

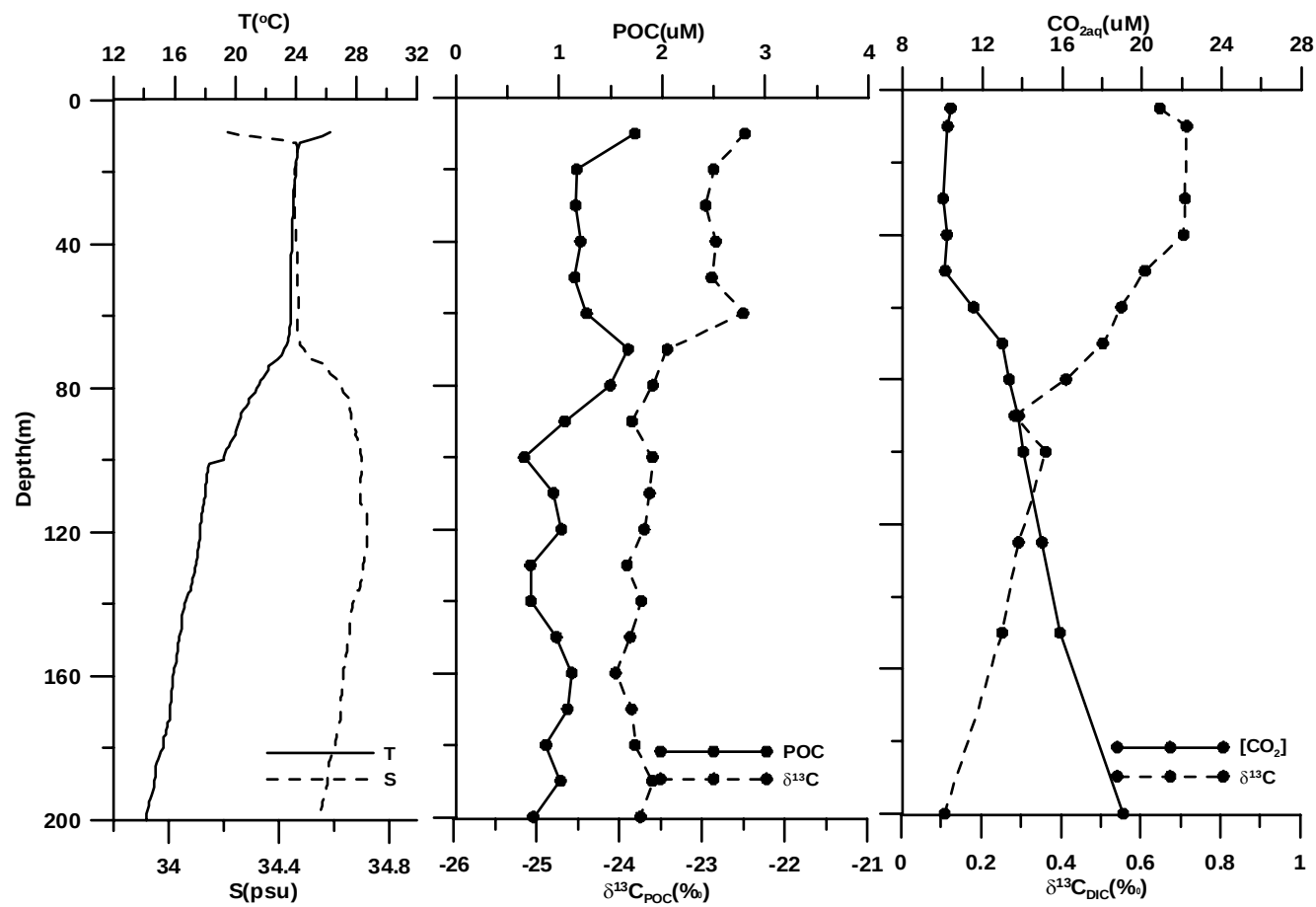


圖 3.5：FRI-SC33 航次的溫度鹽度、顆粒性有機碳含量及其同位素、溶解性碳同位素和溶解態二氧化碳濃度的深度剖面圖。

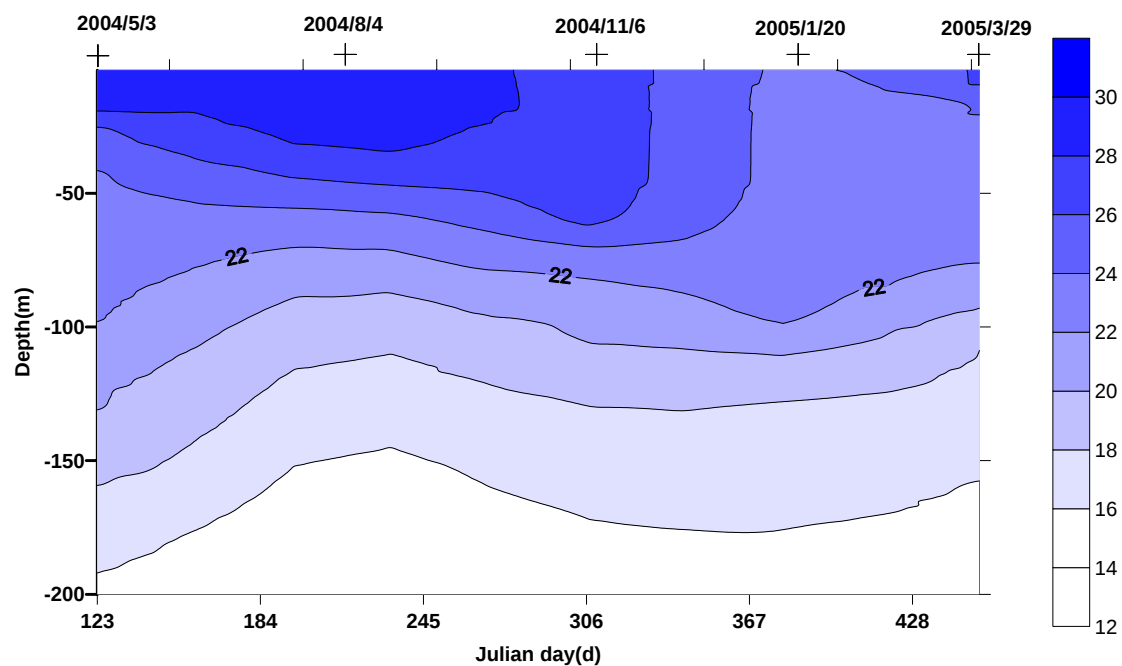


圖 3.6：SEATS 測站溫度(deg)年變化

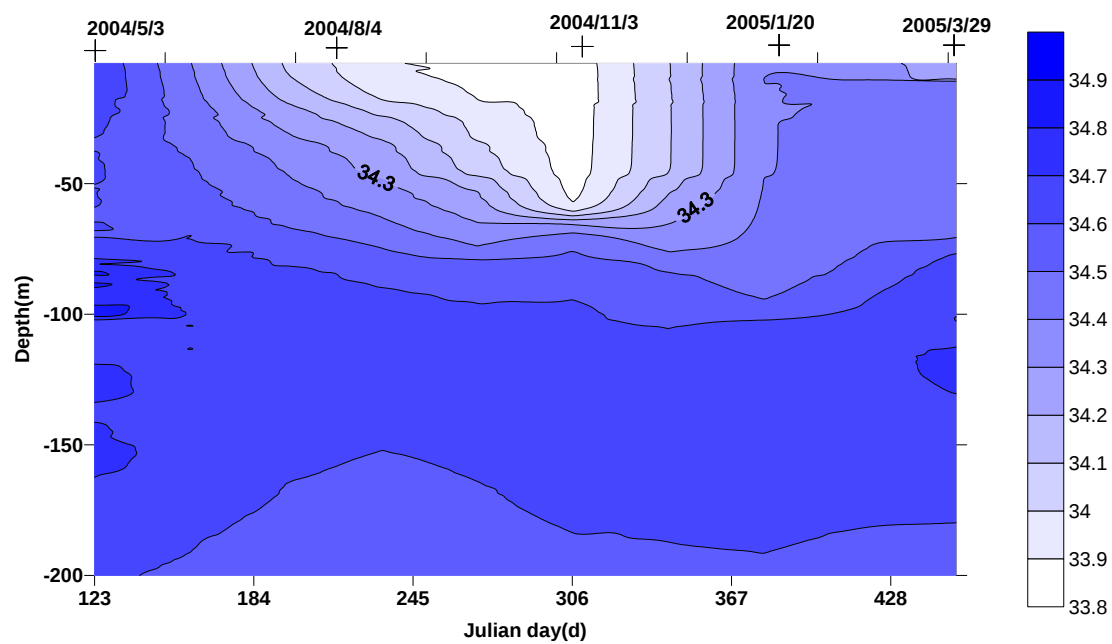


圖 3.7：SEATS 測站鹽度(PSU)年變化

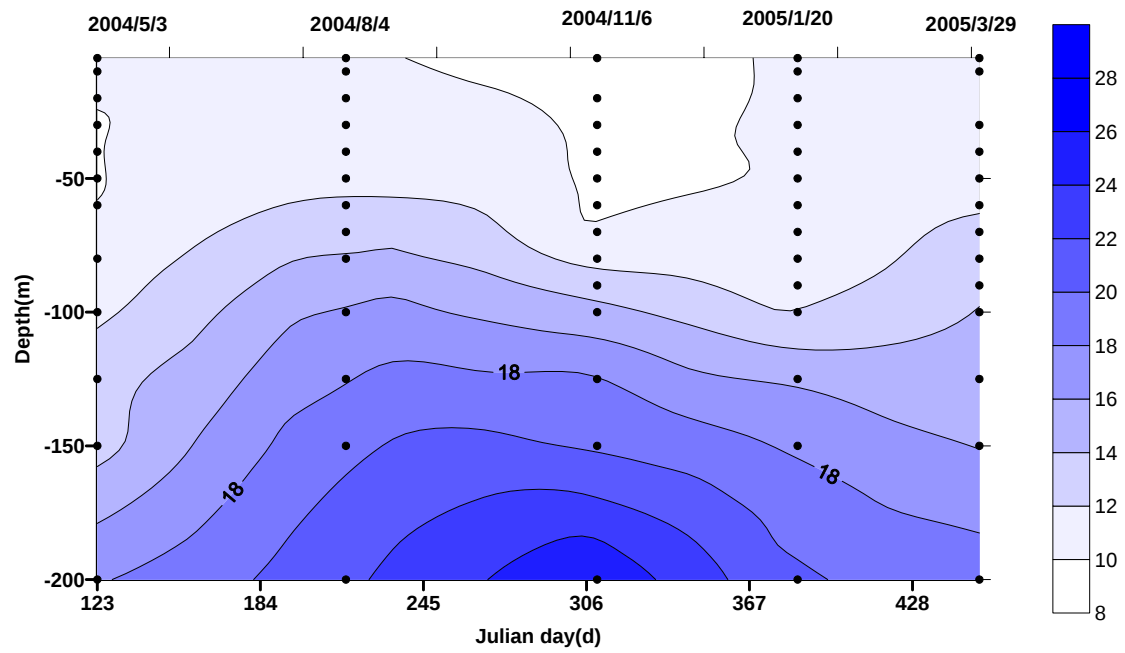


圖 3.8：SEATS 測站二氧化碳濃度(μM)年變化

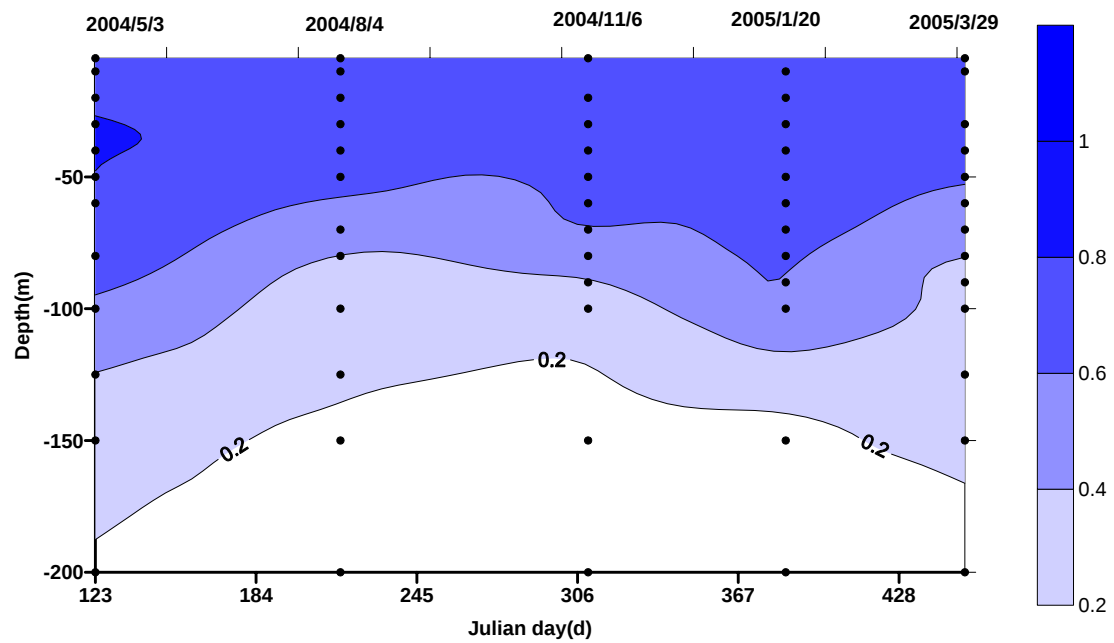


圖 3.9：SEATS 測站溶解性無機碳同位素(‰)年變化

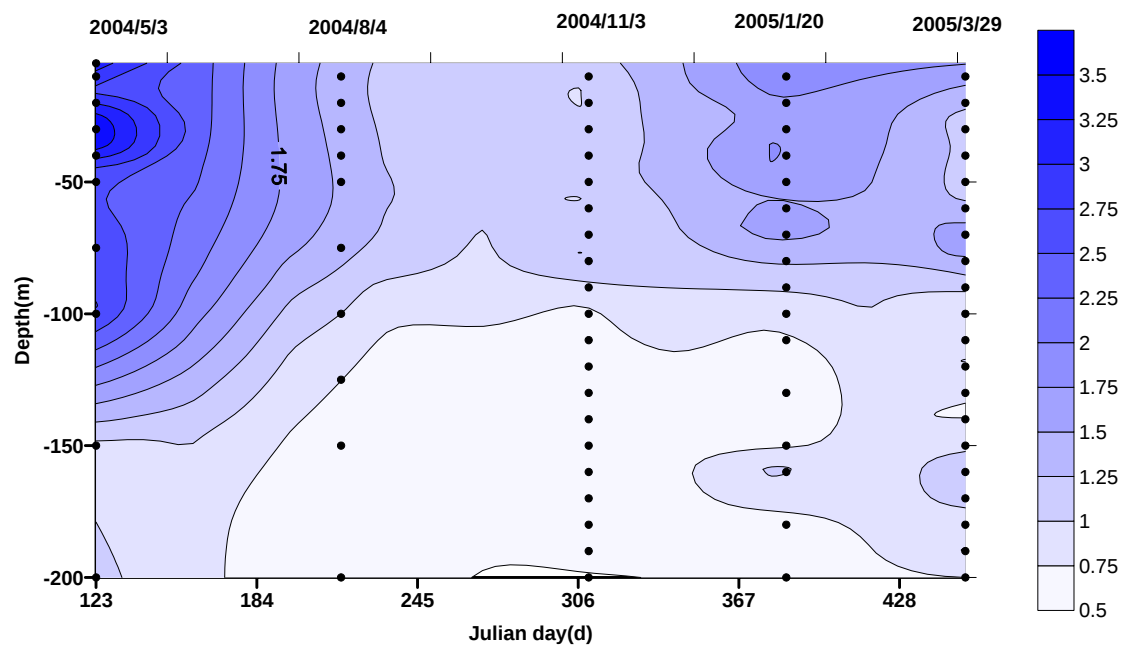


圖 3.10：SEATS 測站顆粒性有機碳濃度(μM)年變化

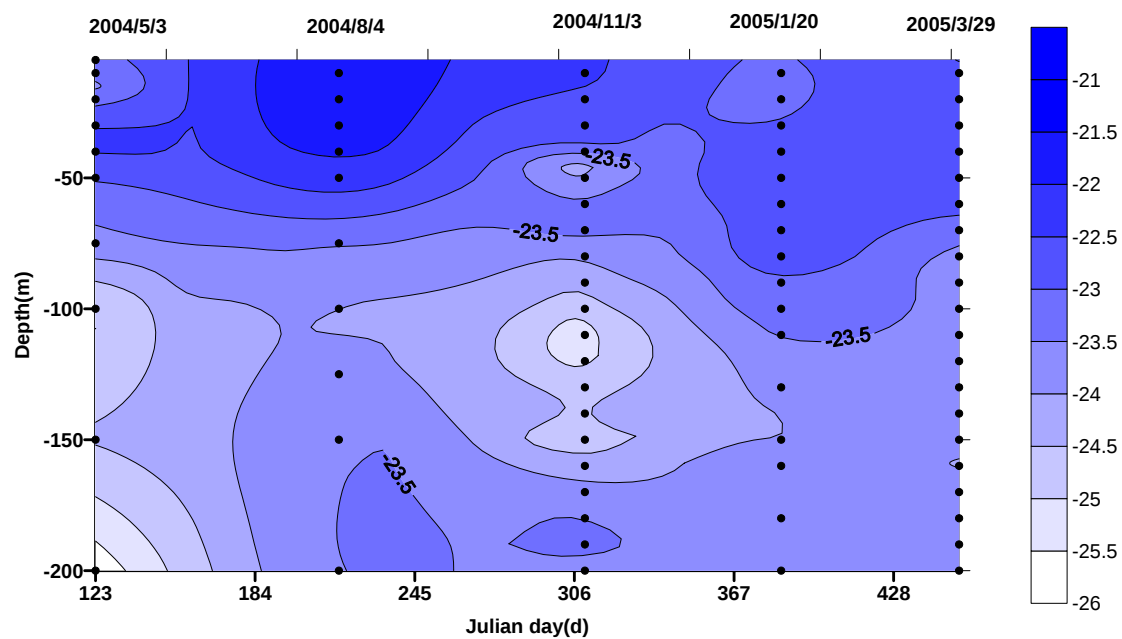


圖 3.11：SEATS 測站顆粒性有機碳同位素(‰)年變化

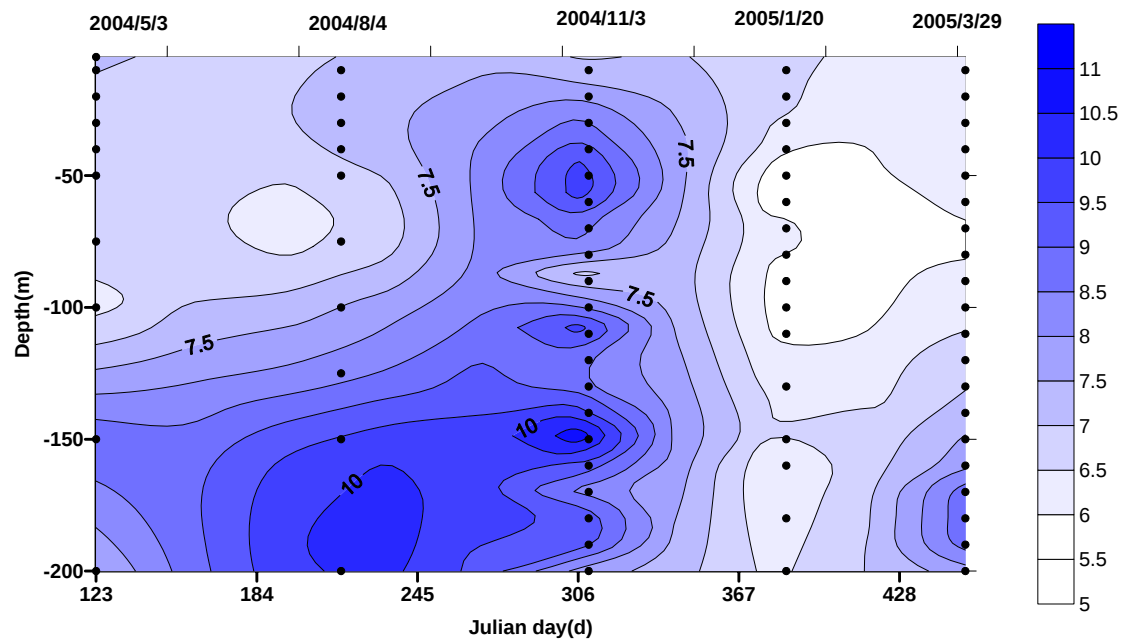


圖 3.12：SEATS 測站 POM 之碳氮比值年變化

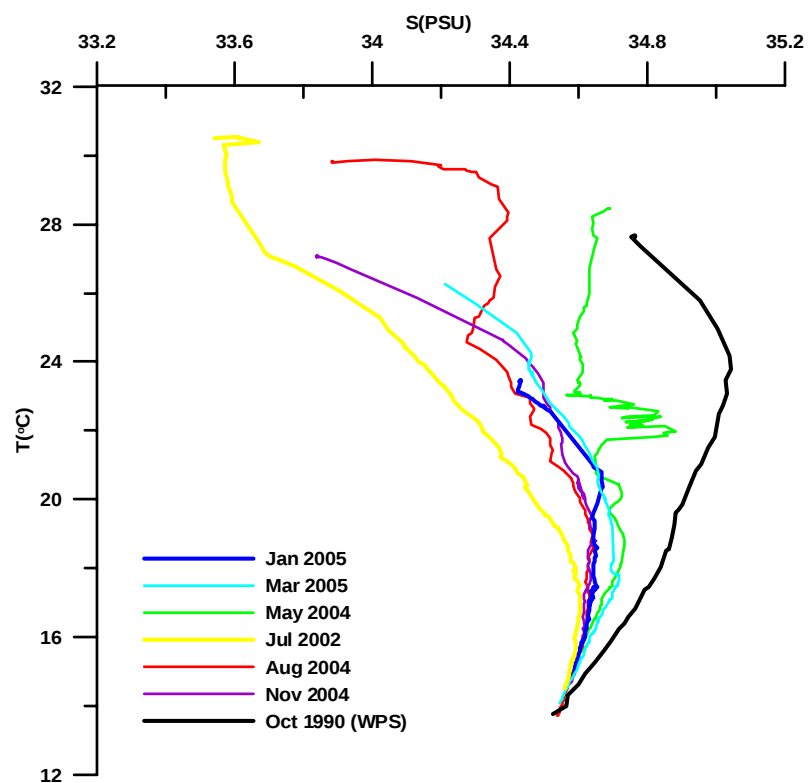


圖 3.13：南海(SEATS 測站、西菲律賓海)不同月份溫度鹽度比較圖

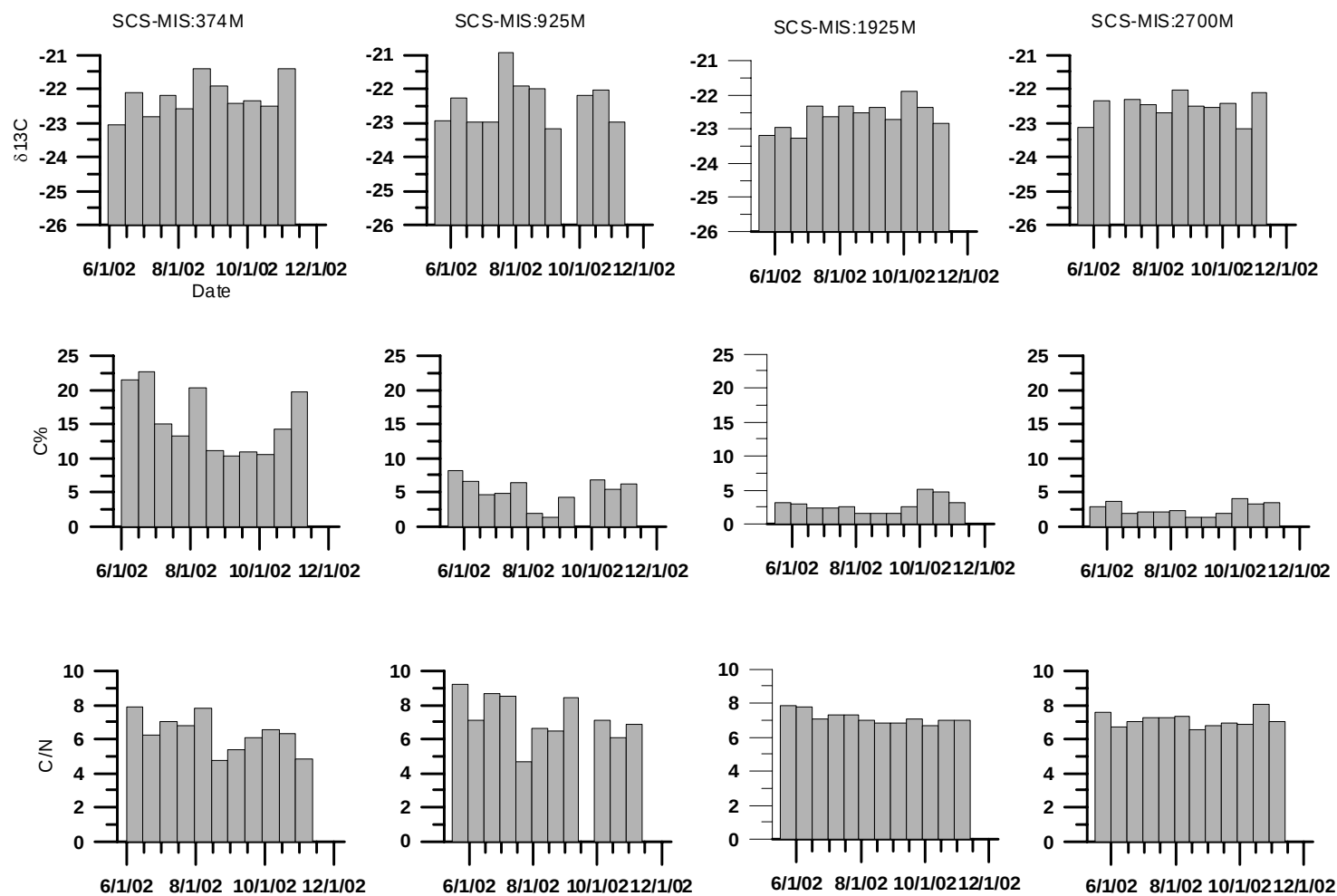


圖 3.14：MIS 沈積物收集器不同深度的碳同位素、碳含量以及碳氮比值對時間的關係圖

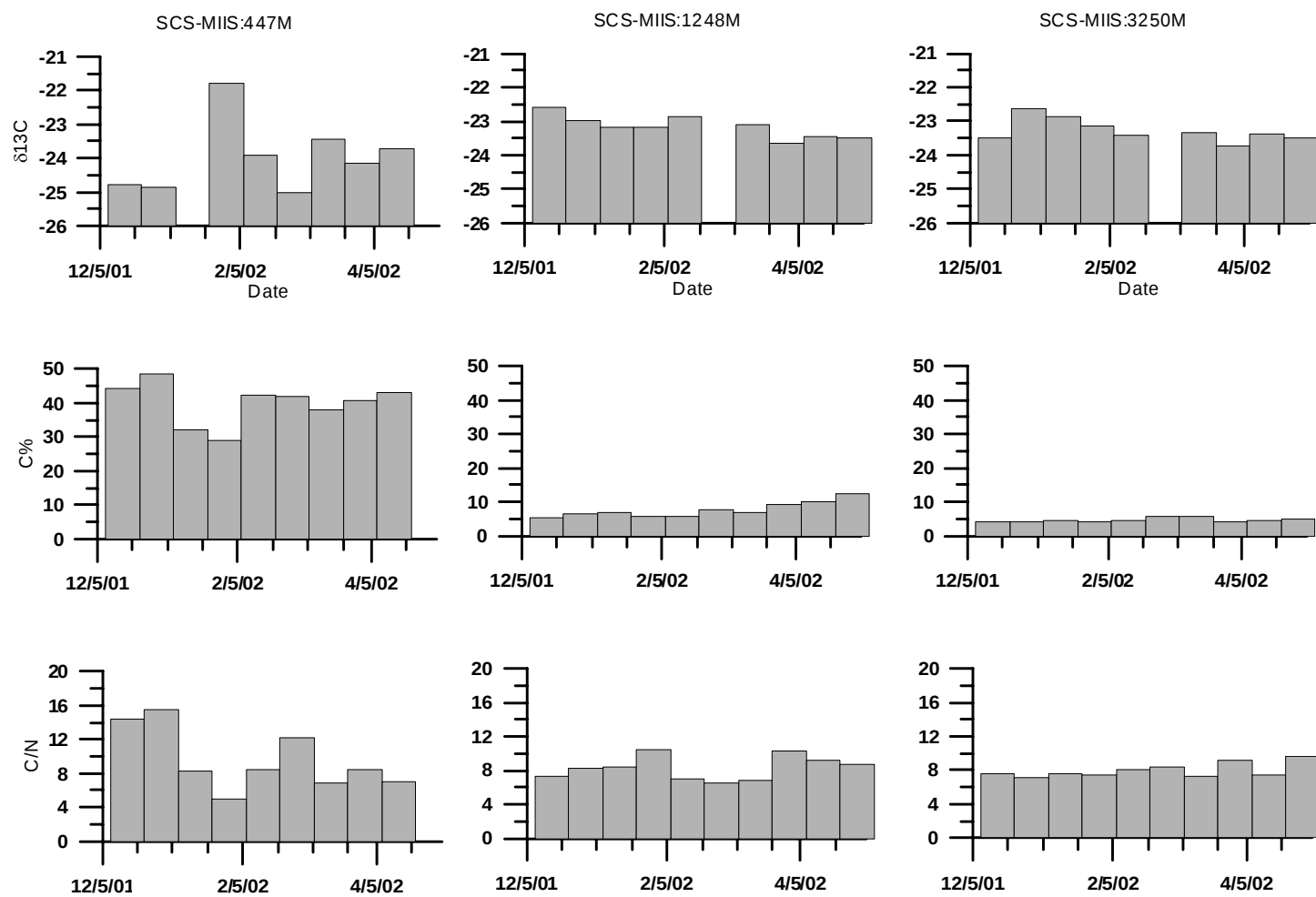


圖 3.15：M2S 沈積物收集器不同深度的碳同位素、碳含量以及碳氮比值對時間的關係圖

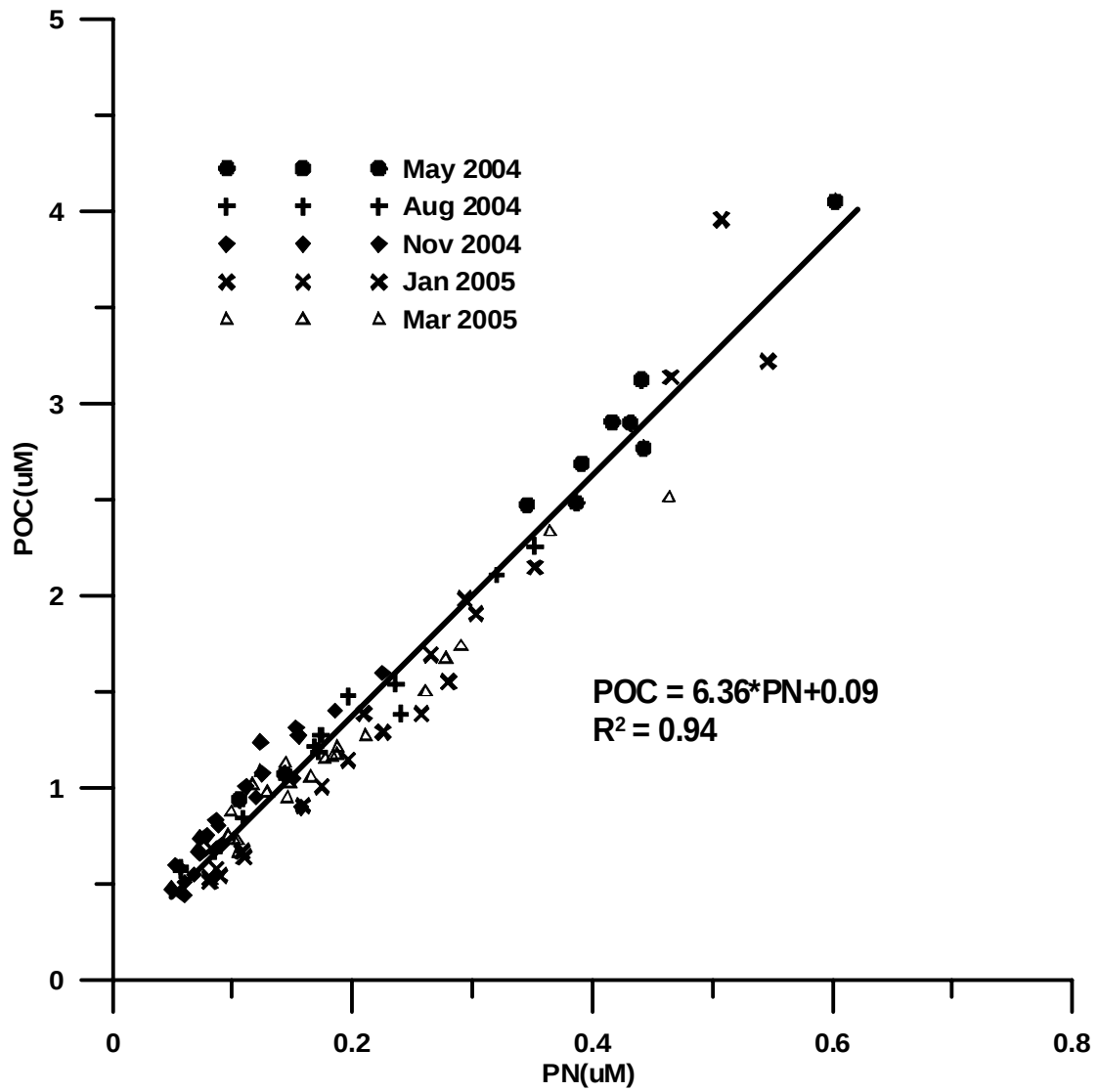


圖 3.16：五次採樣的顆粒性有機碳和氮的關係圖，及其回歸線。

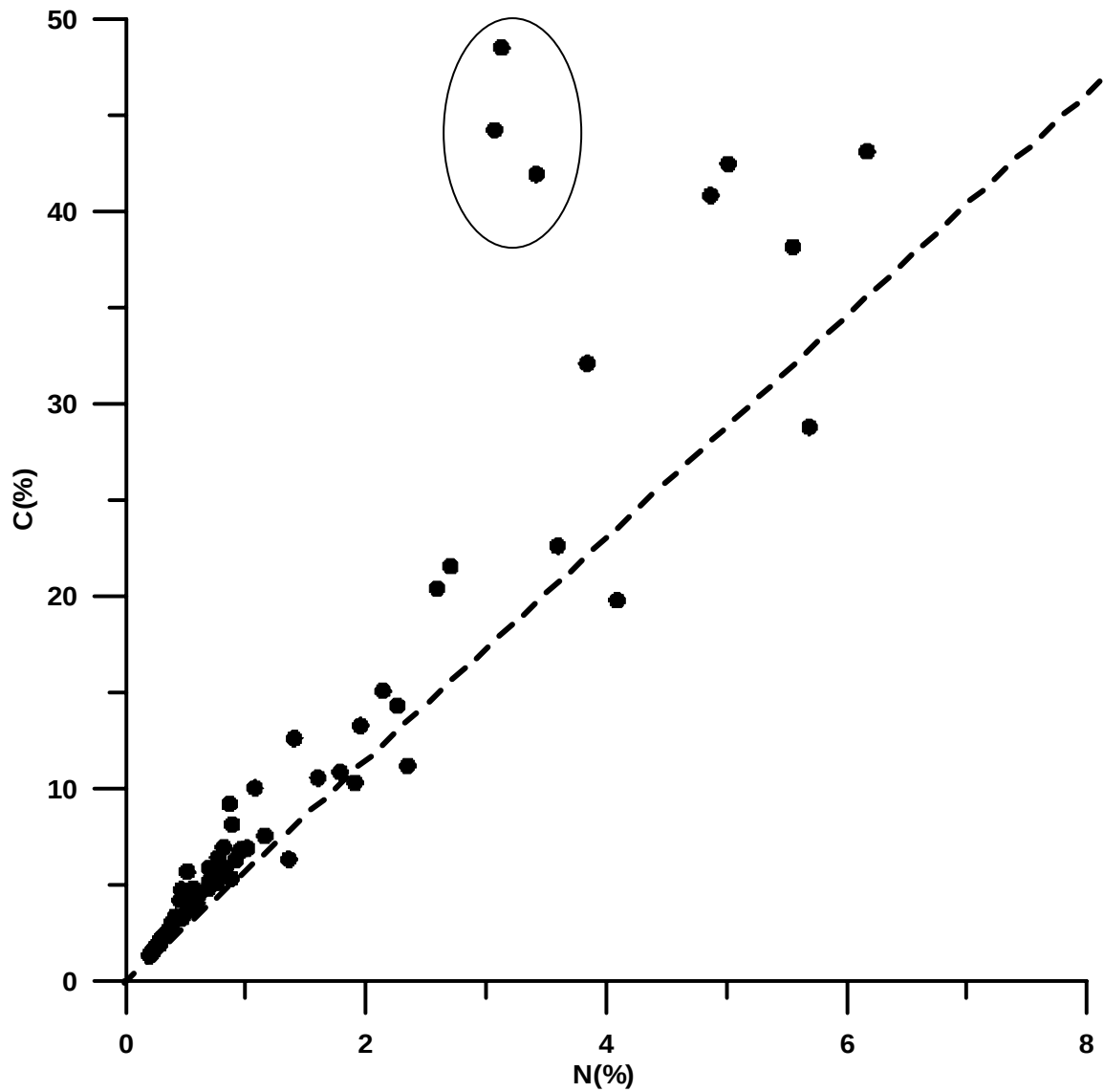


圖 3.17：沈積物收集器的碳氮百分比分布圖，圖中虛線為海水中碳氮重量比的 Redfield ratio。圓圈內為冬季 M2S-447 公尺沈積物收集器內的資料，有很大的碳氮比。

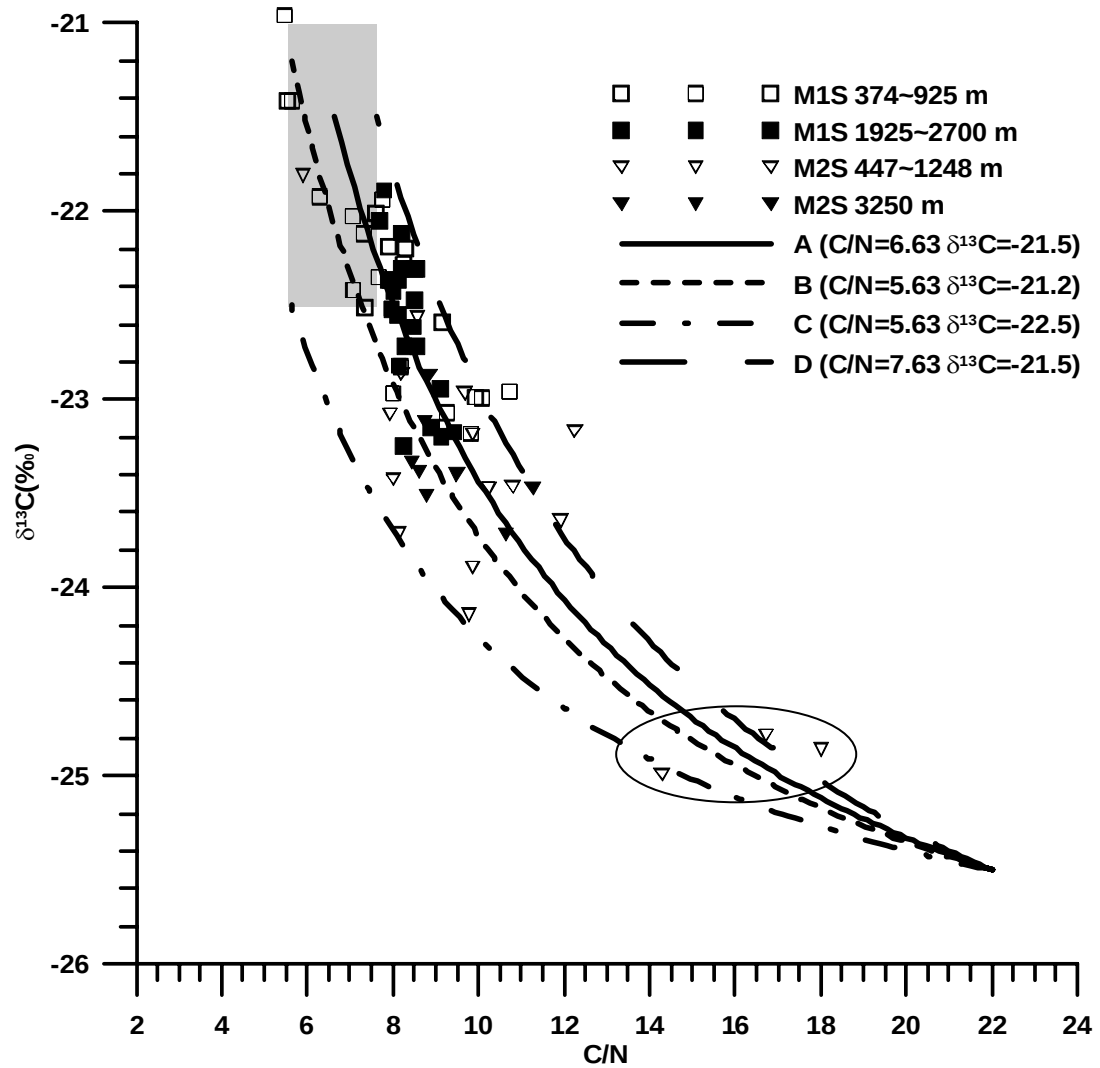


圖 3.18：沈積物收集器的顆粒性碳同位素對碳氮比值的圖，左上方暗灰色方型為假設海源的懸浮顆粒碳氮比和同位素來源，線條是陸源和海源的混合曲線。圓圈內為冬季 M2S-447 公尺沈積物收集器內的資料，由碳氮比來看受到相當陸源之影響。

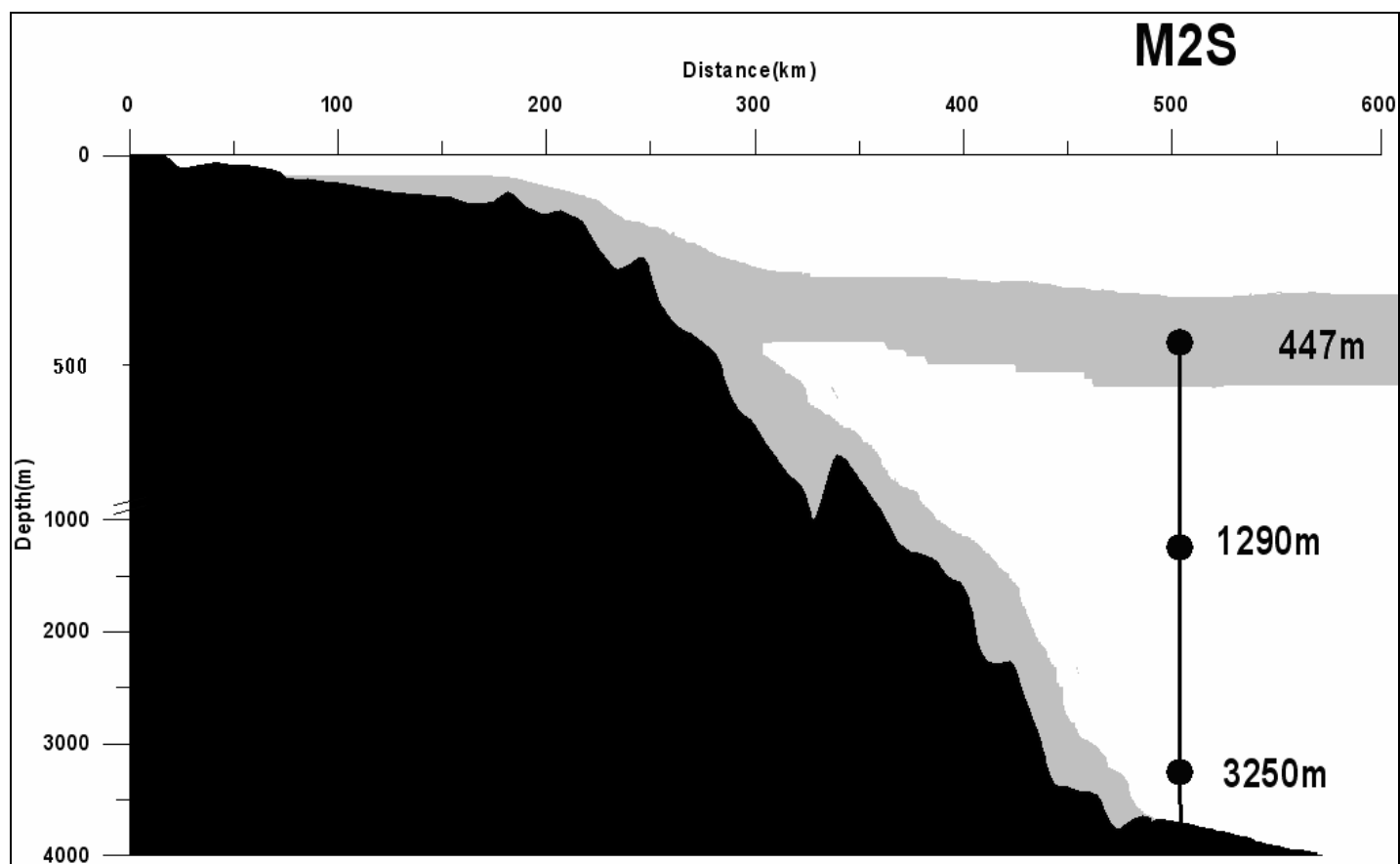


圖 3.19：由珠江口到 M2S 站之水深橫斷面的圖(圖 2.7 的黑線)，灰色即為冬季受到東北季風影響導致的大陸棚再懸浮陸源物質。(參考 McCave et al., 2001)

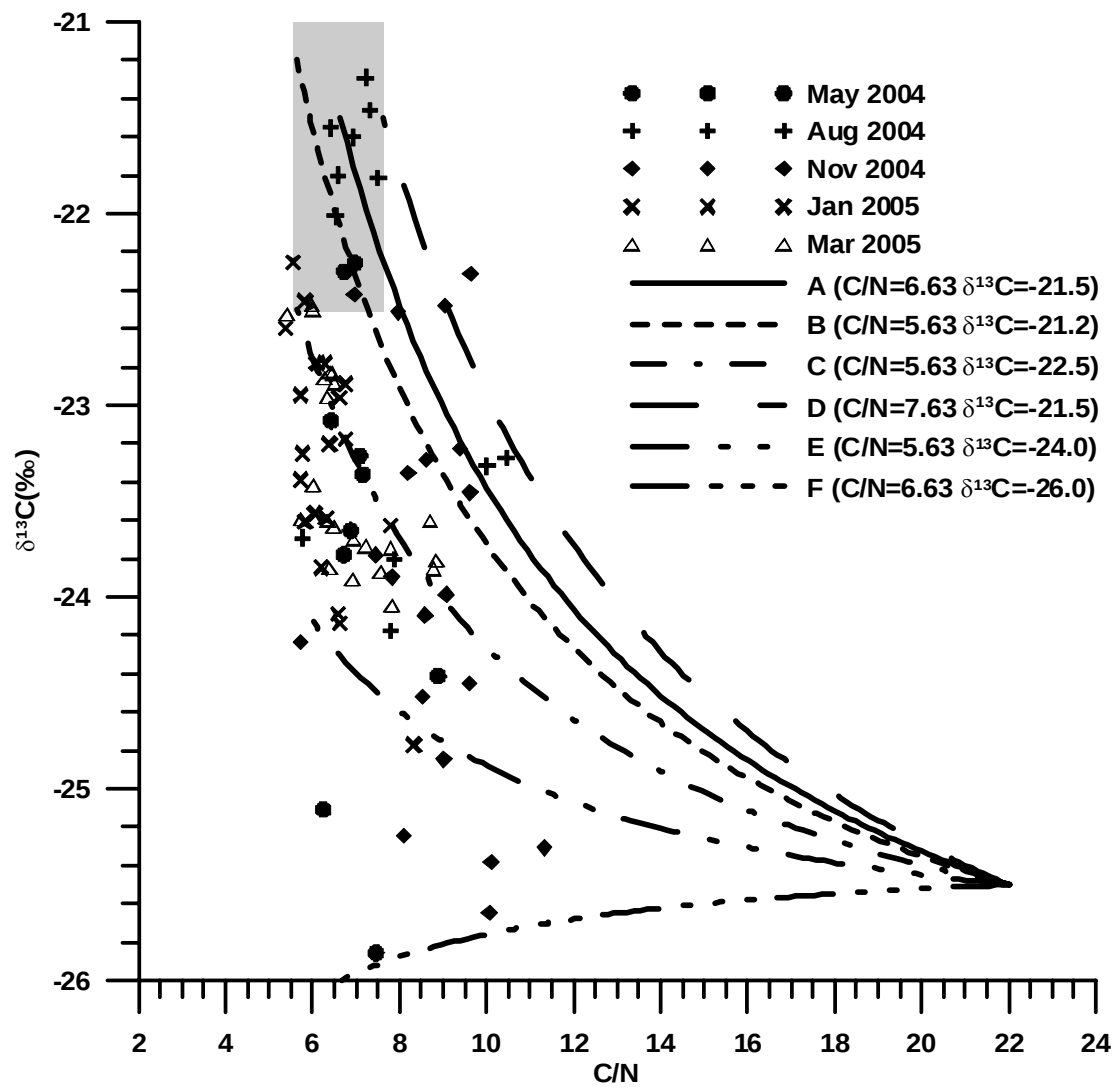


圖 3.20：SEATS 懸浮顆粒的碳同位素對碳氮比值的圖，其他六條線是陸源和海源的混合曲線。

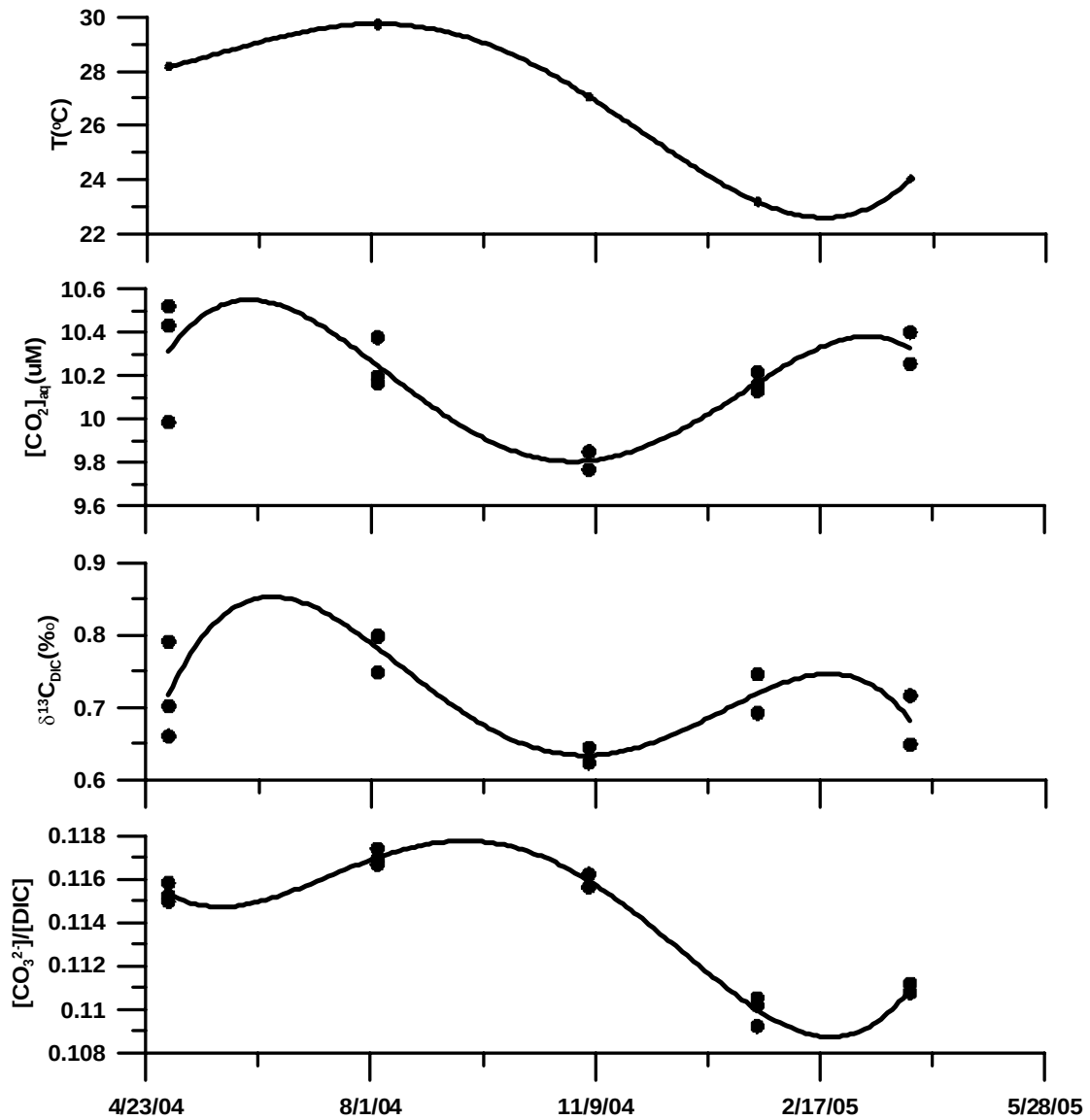


圖 3.21：在計算同位素時所需要的參數。回歸曲線是用多項式 4 次回歸式，由上而下分別是溫度、溶於水二氧化碳濃度、無機碳的同位素值、碳酸根濃度除無機碳濃度

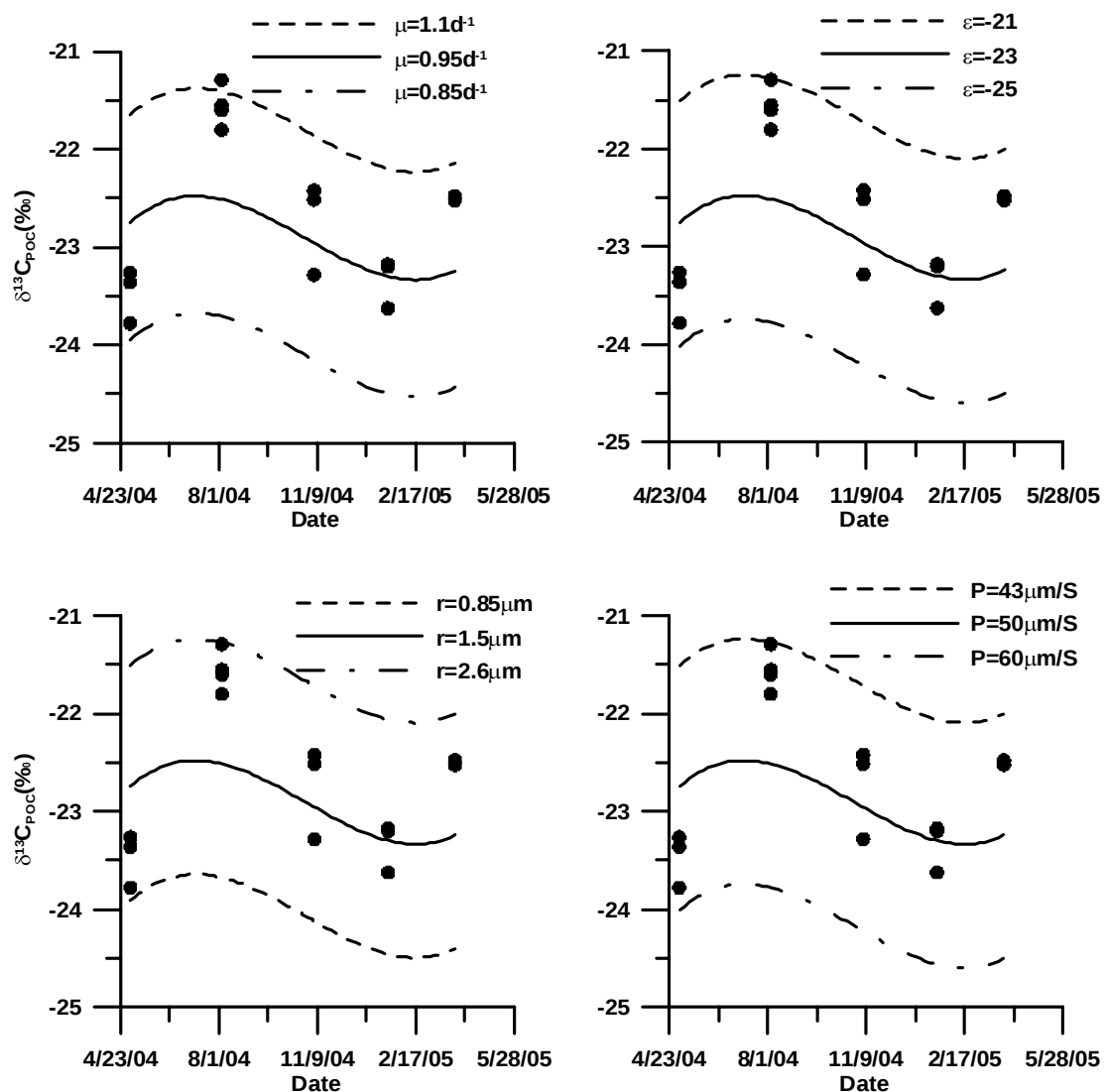


圖 3.22：利用 20 公尺以淺的觀測資料，和公式 16 模擬出來的結果比較圖，實線部份為利用表四的基本值當參數，虛線和點虛線部份為利用參數的變化範圍的計算結果。

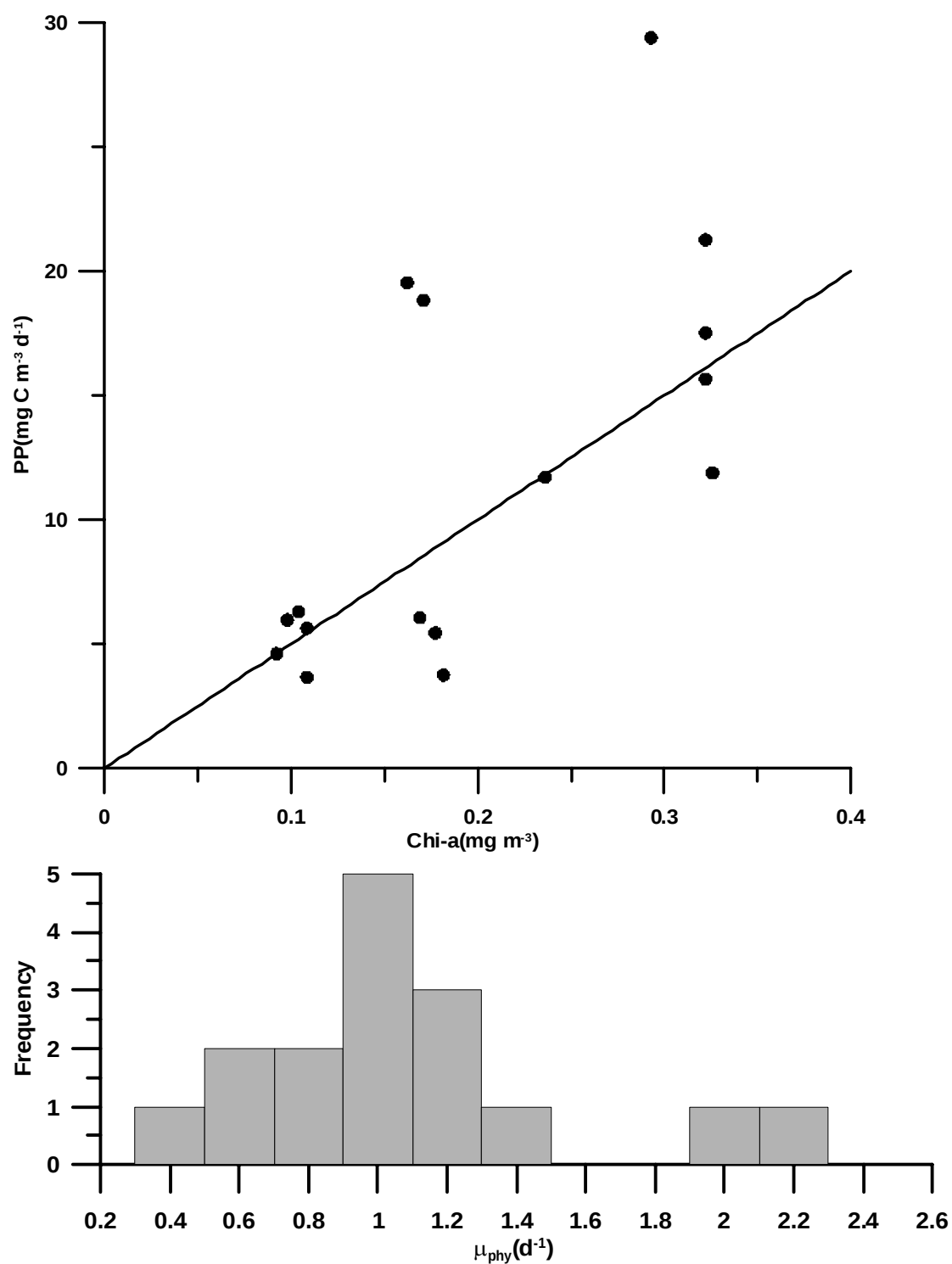


圖 3.23：上圖為利用(Chen, 2005)南海測站的初級生產力對葉綠素濃度的圖，數據可以用來計算生長速率，線條為生長速率為 1 的線。下圖為計算出來的生長速率長條圖。

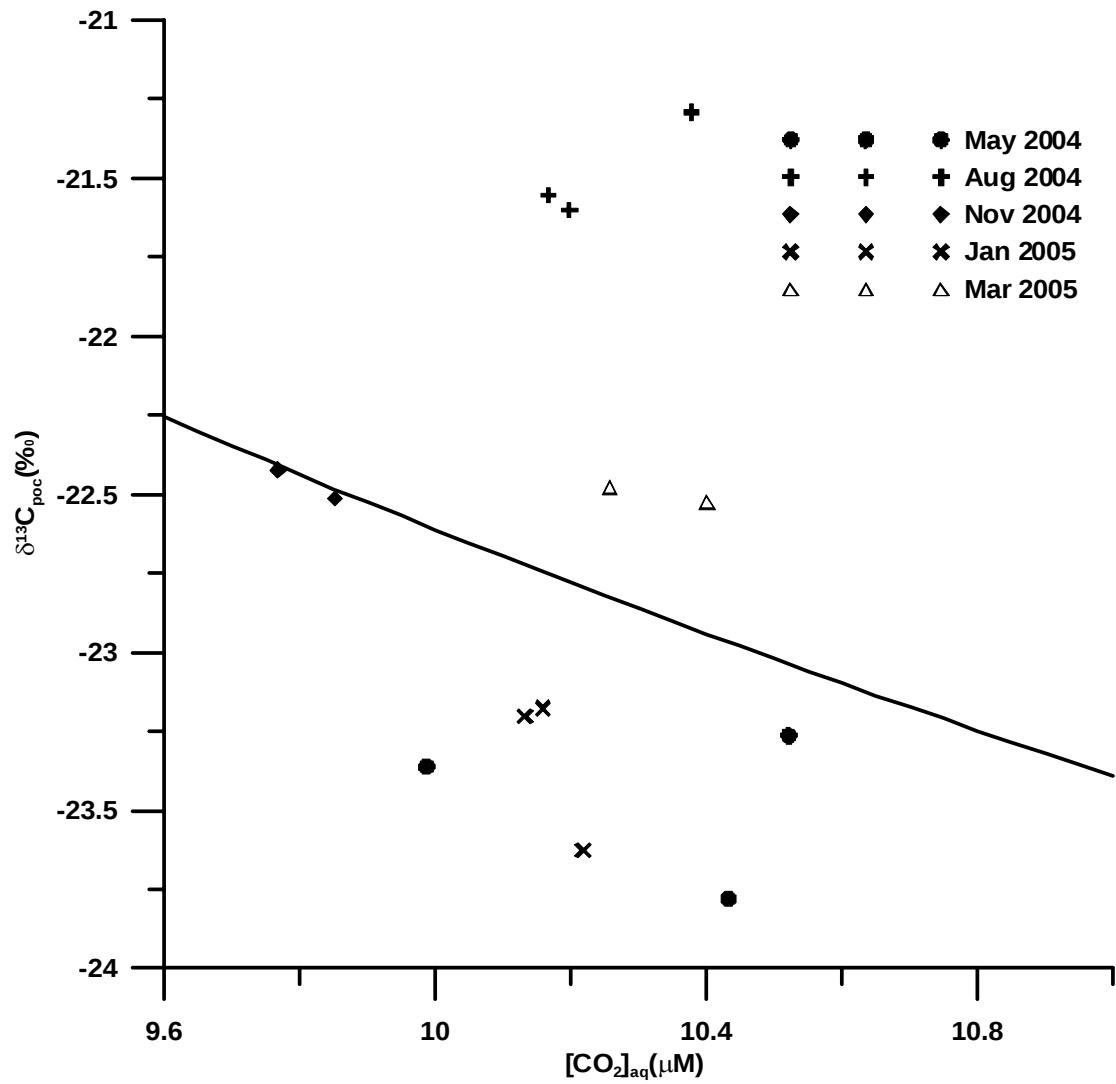
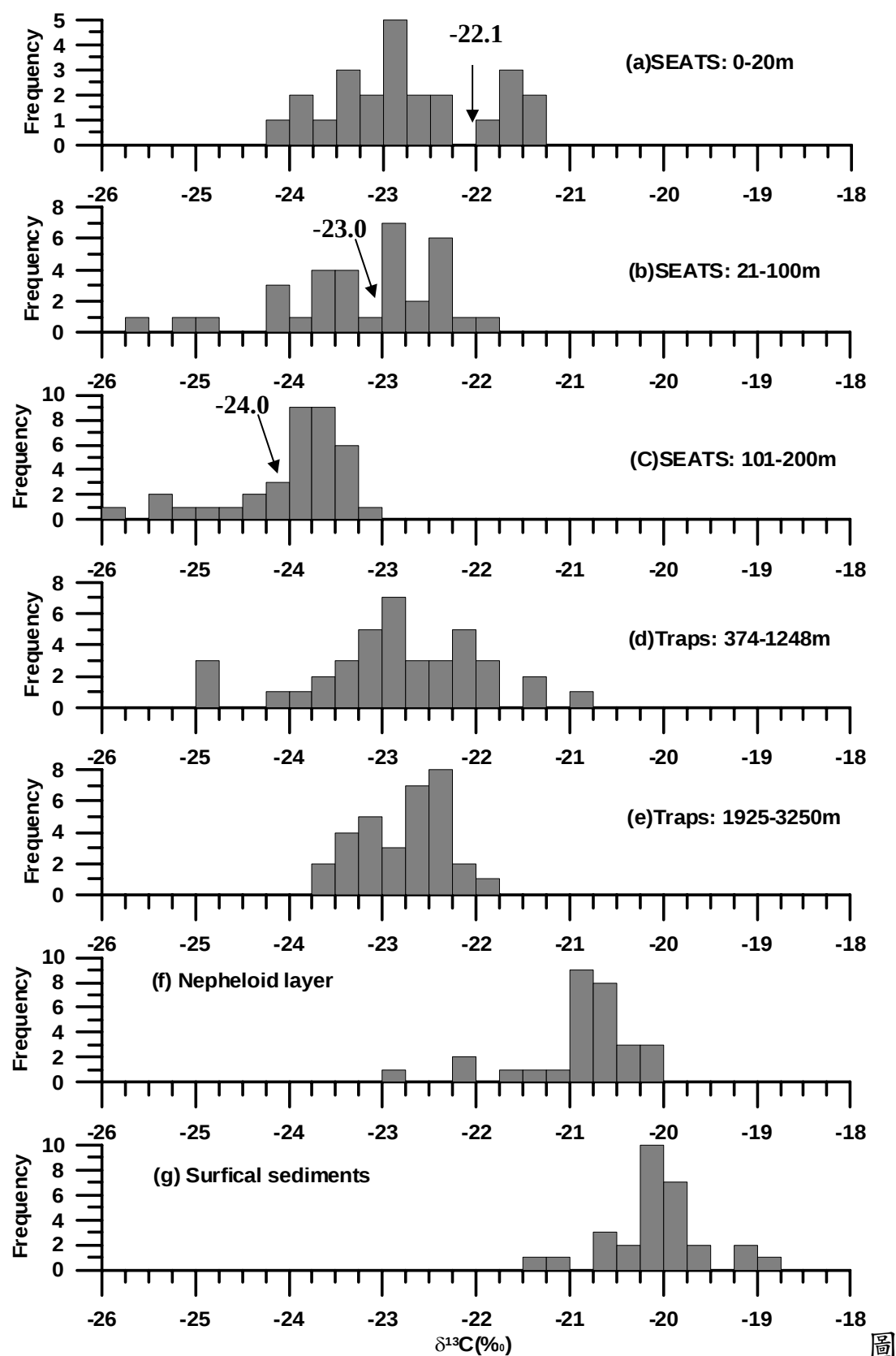


圖 3.24：二氧化碳濃度和顆粒性有機碳同位素 20 公尺以淺的圖，線條是使用式子 16 和表四的參數計算的顆粒性有機碳同位素隨二氧化碳的變異。



3.25：南海的有機碳同位素隨深度的分布直方圖，0~200 公尺懸浮顆粒上之數字為有機碳同位素加權平均值。

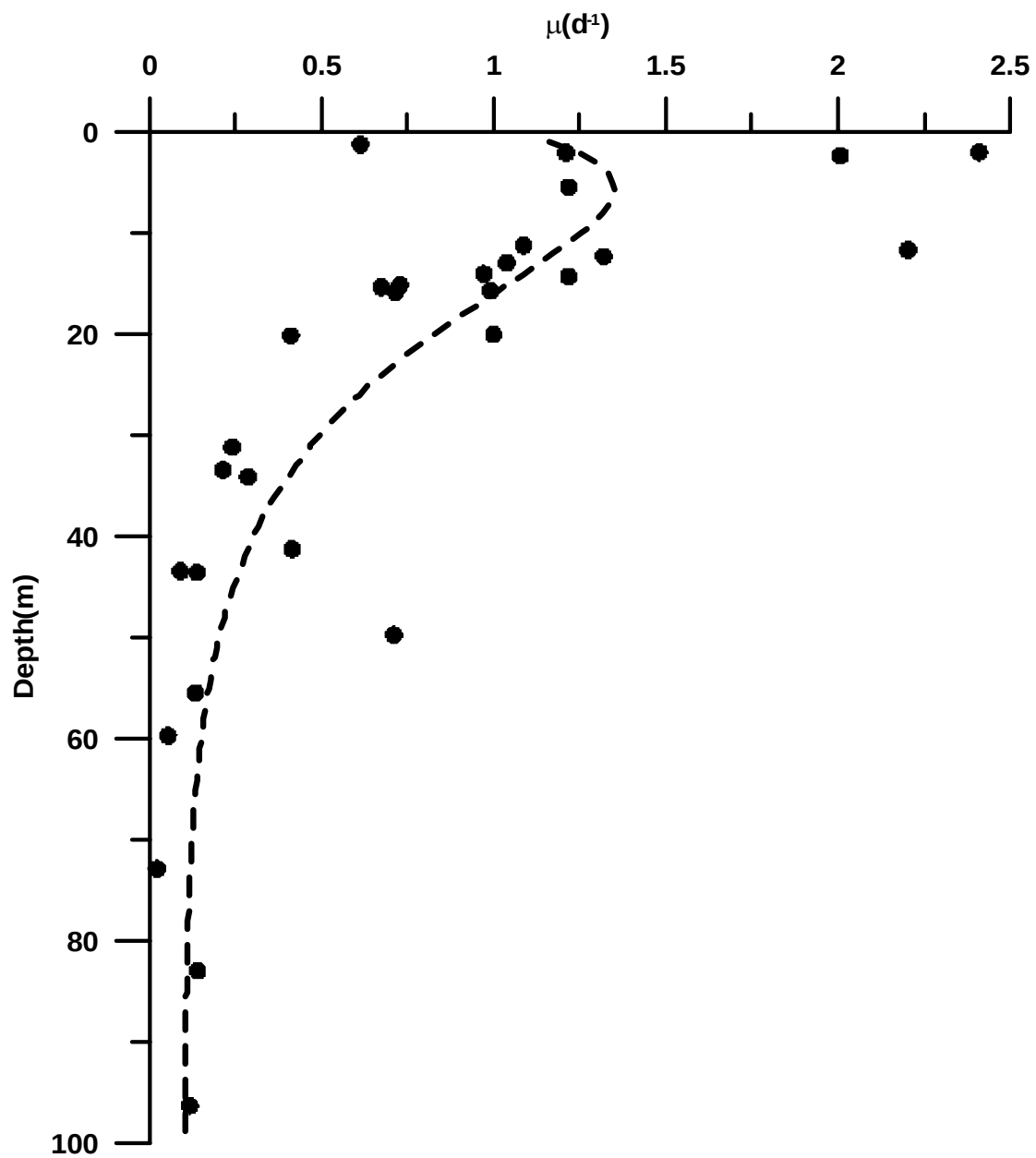


圖 3.26：南海測站(Chen, 2005)，深度和浮游植物和生長速率的關係圖。

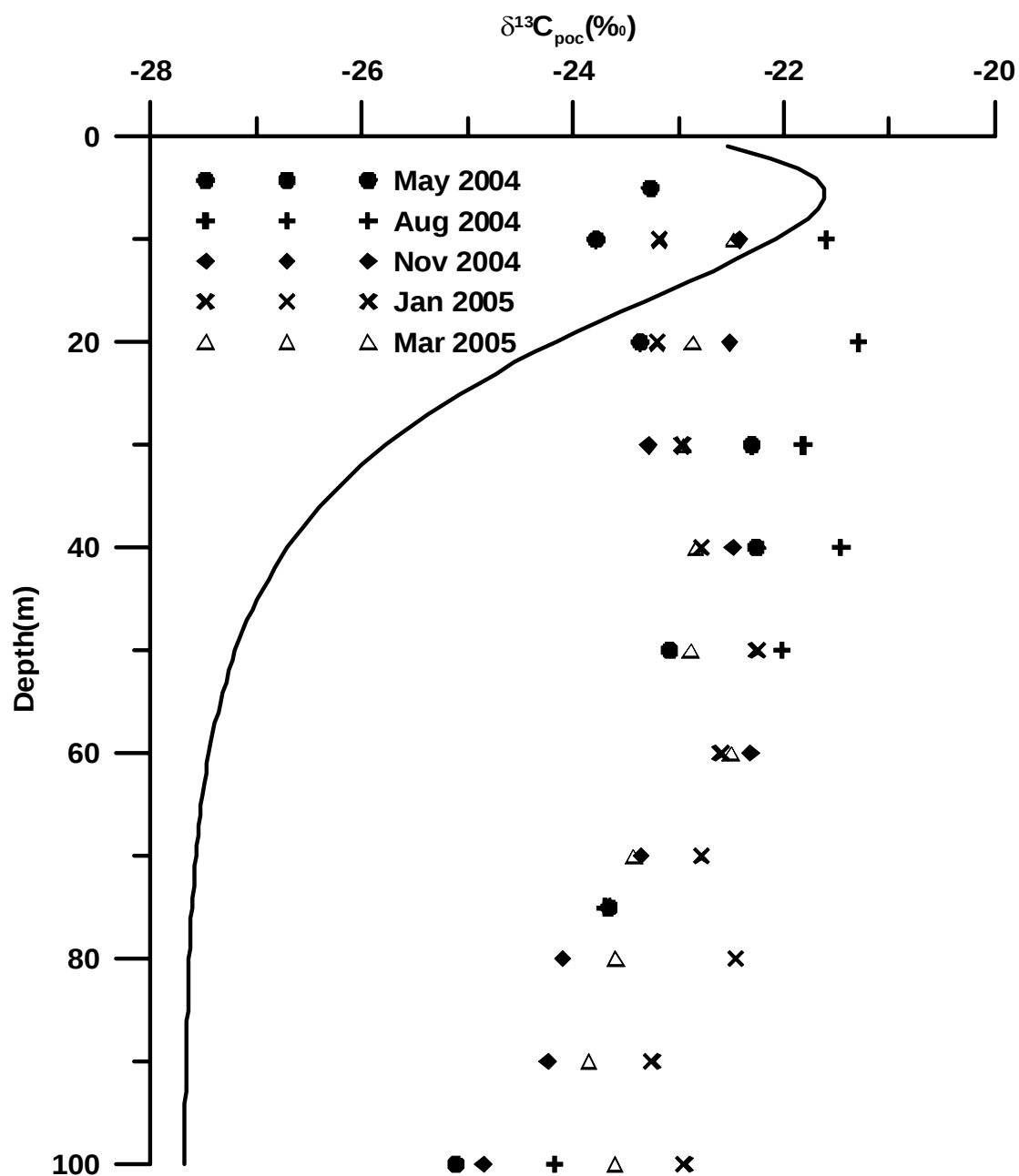


圖 3.27: 5 次 SEATS 航次 100 公尺以淺的有機碳同位素分布
隨深度變化比較圖，曲線部份是以公式帶入隨深度變化的生
長速率，其他數值採平均值及表四的數據。

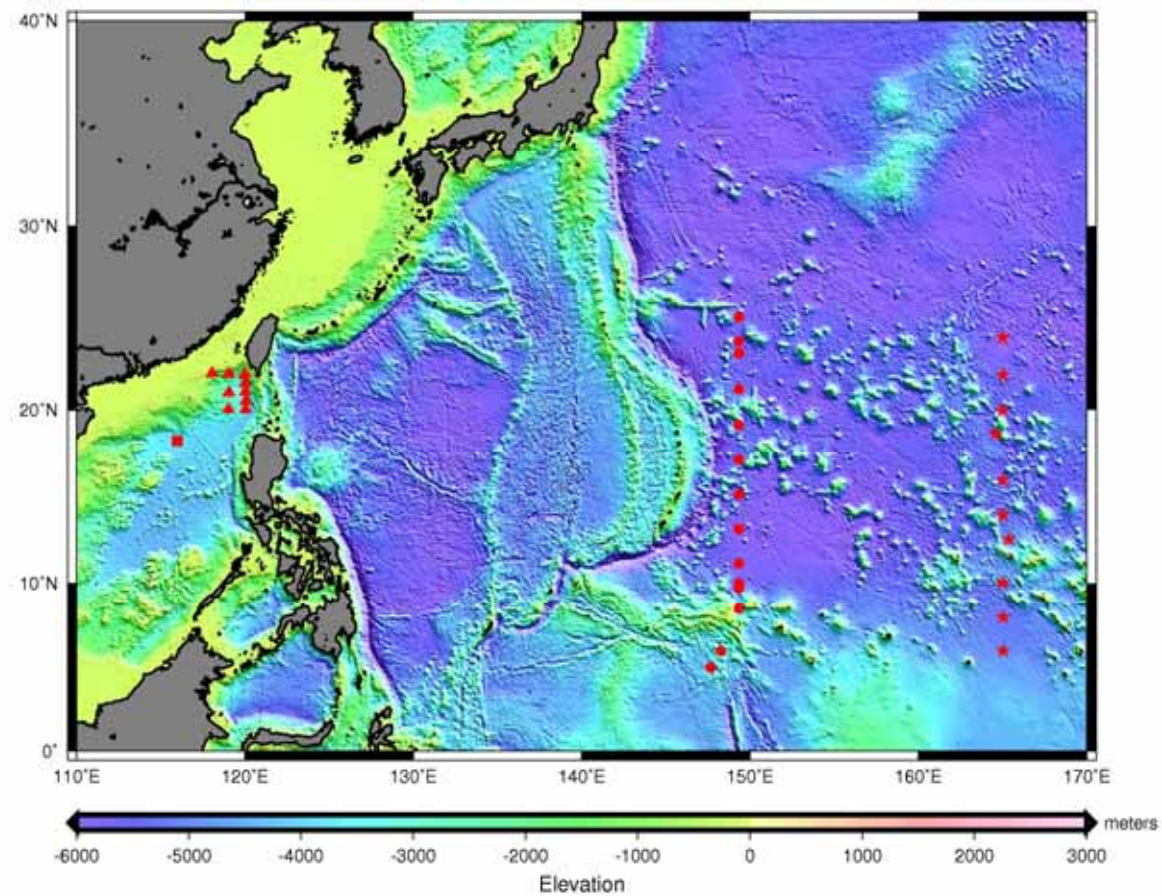


圖 3.28: WOCE 的 P10 和 P13 的航次站位圖(星號點為 P13 測線、圓點為 P10 測線、三角點為 Lin et al., 1999 測站、方塊點為 SEATS 測站)。

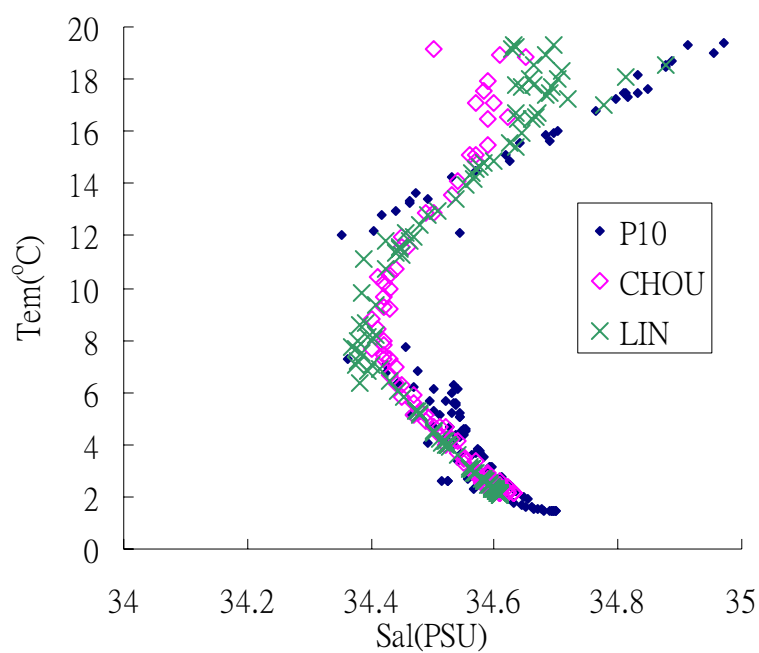


圖 3.29a：WOCE P10 航次和南海 0~20°C 溫鹽比較圖。

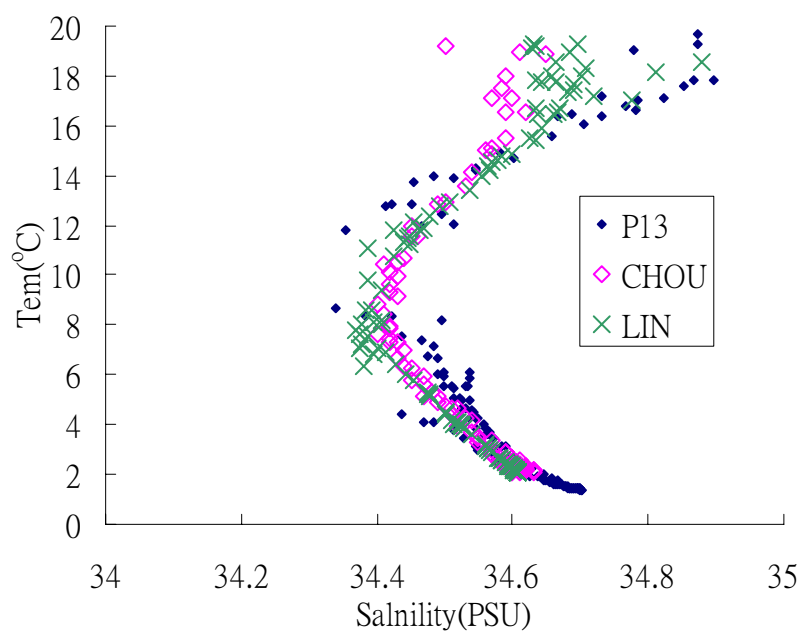


圖 3.29b：WOCE P13 航次和南海 0~20°C 溫鹽比較圖。

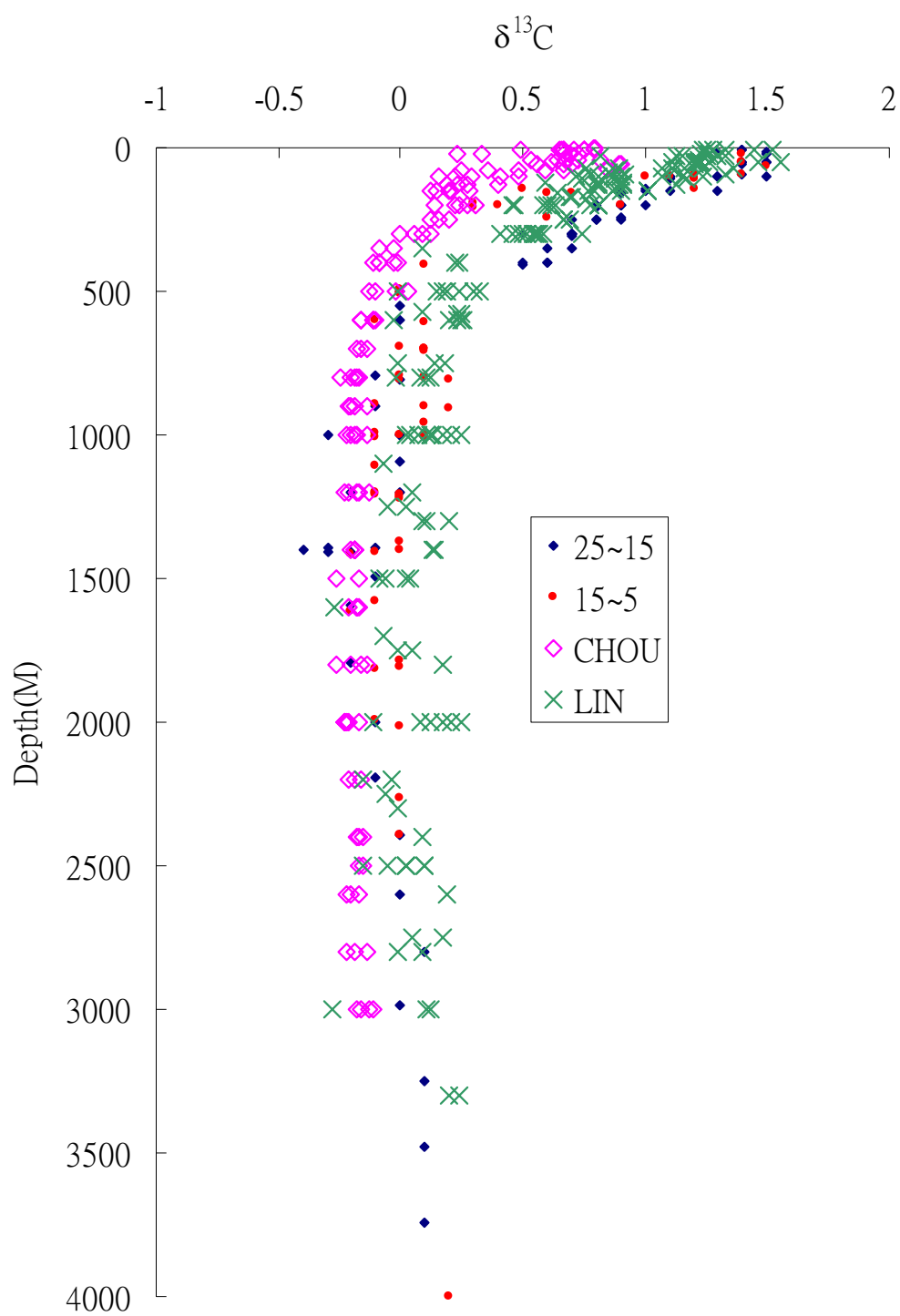


圖 3.30：WOCE 的 P10 航次 DIC 和南海 SEATS 航次的比較

圖

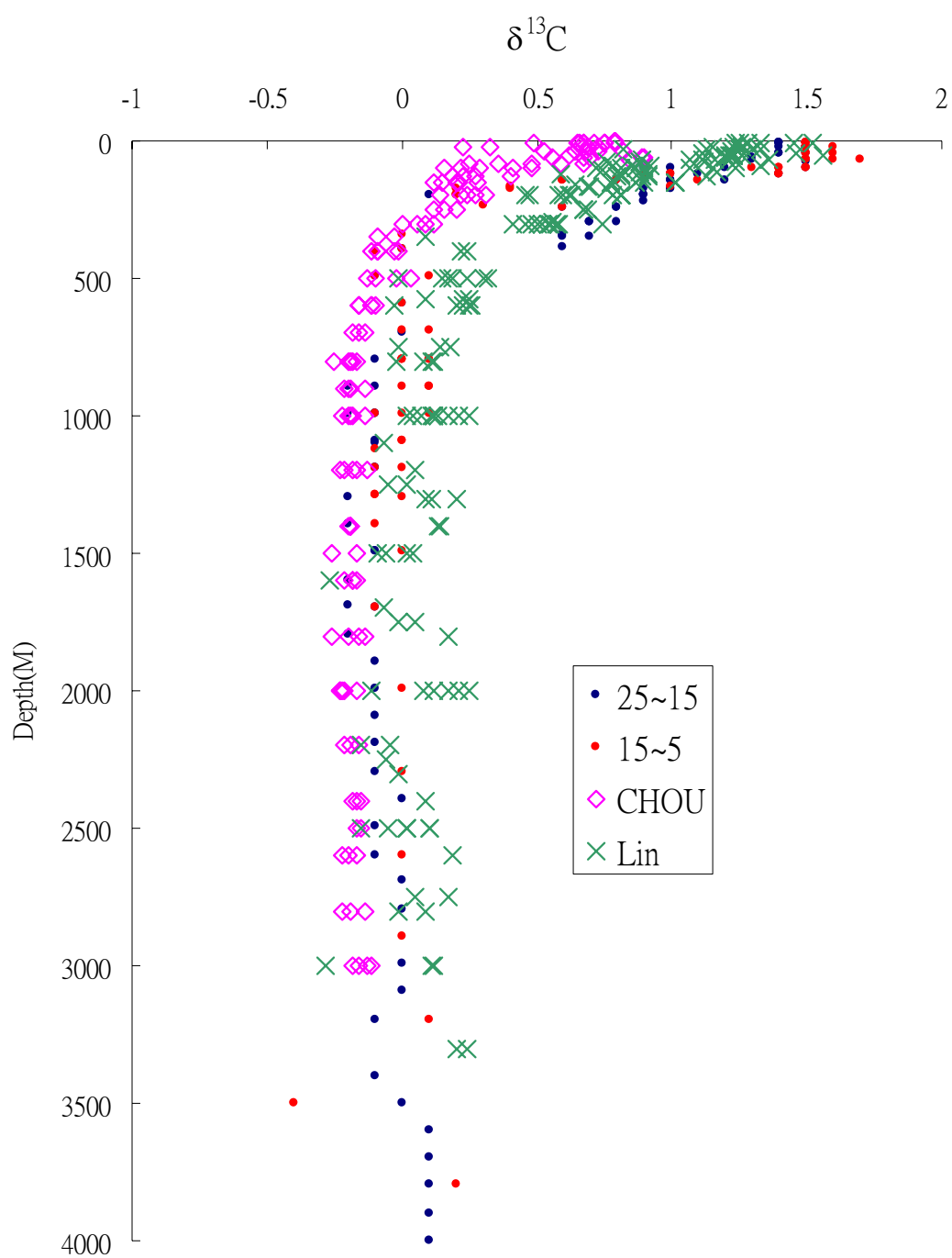


圖 3.31：WOCE 的 P13 航次 DIC 和南海 SEATS 航次的比較

圖

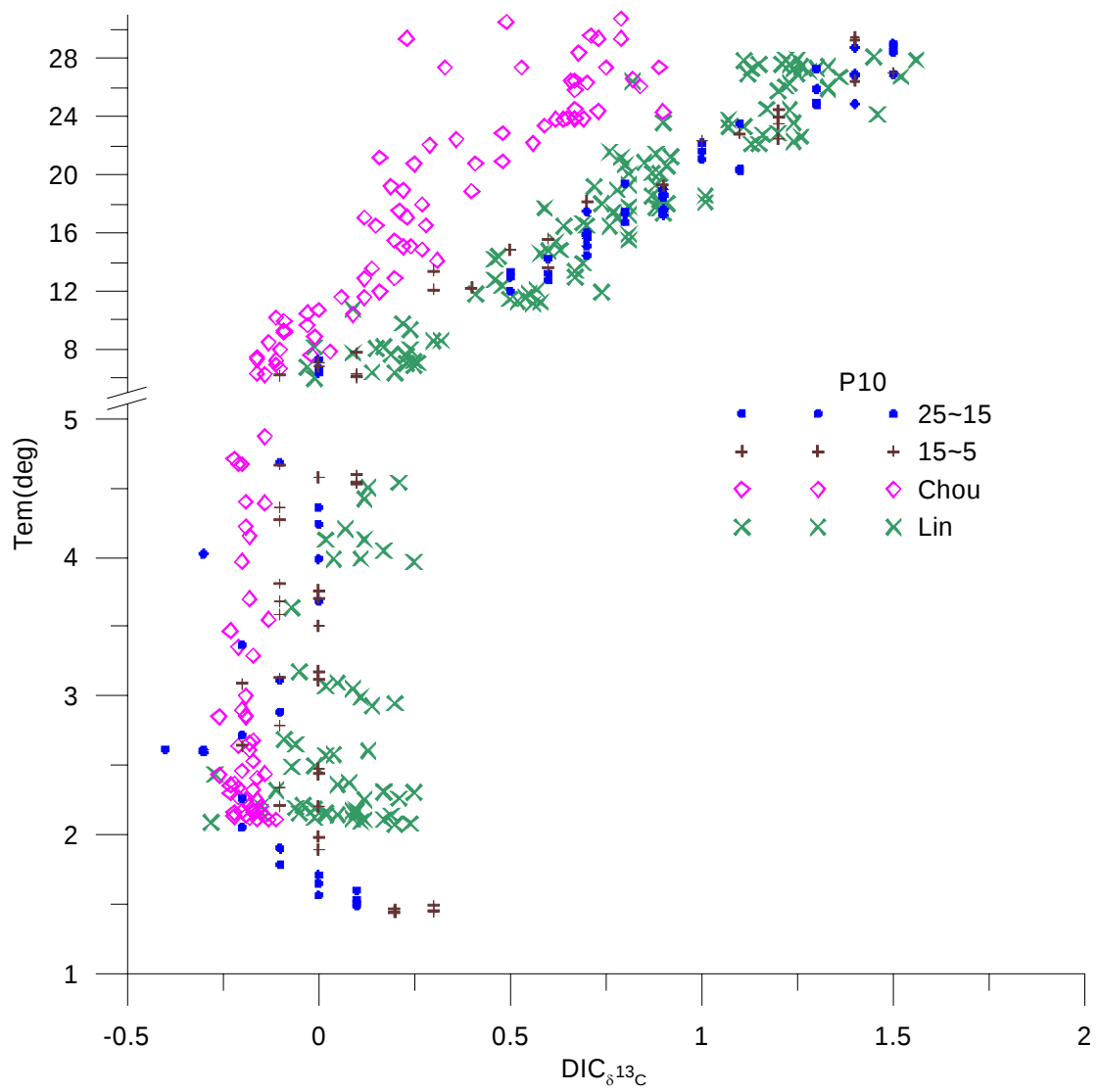


圖 3.32：WOCE 的 P10 航次資料和南海 DIC 同位素和溫度資料
(Lin et al., 1999, Chou SEATS DIC data)比較圖

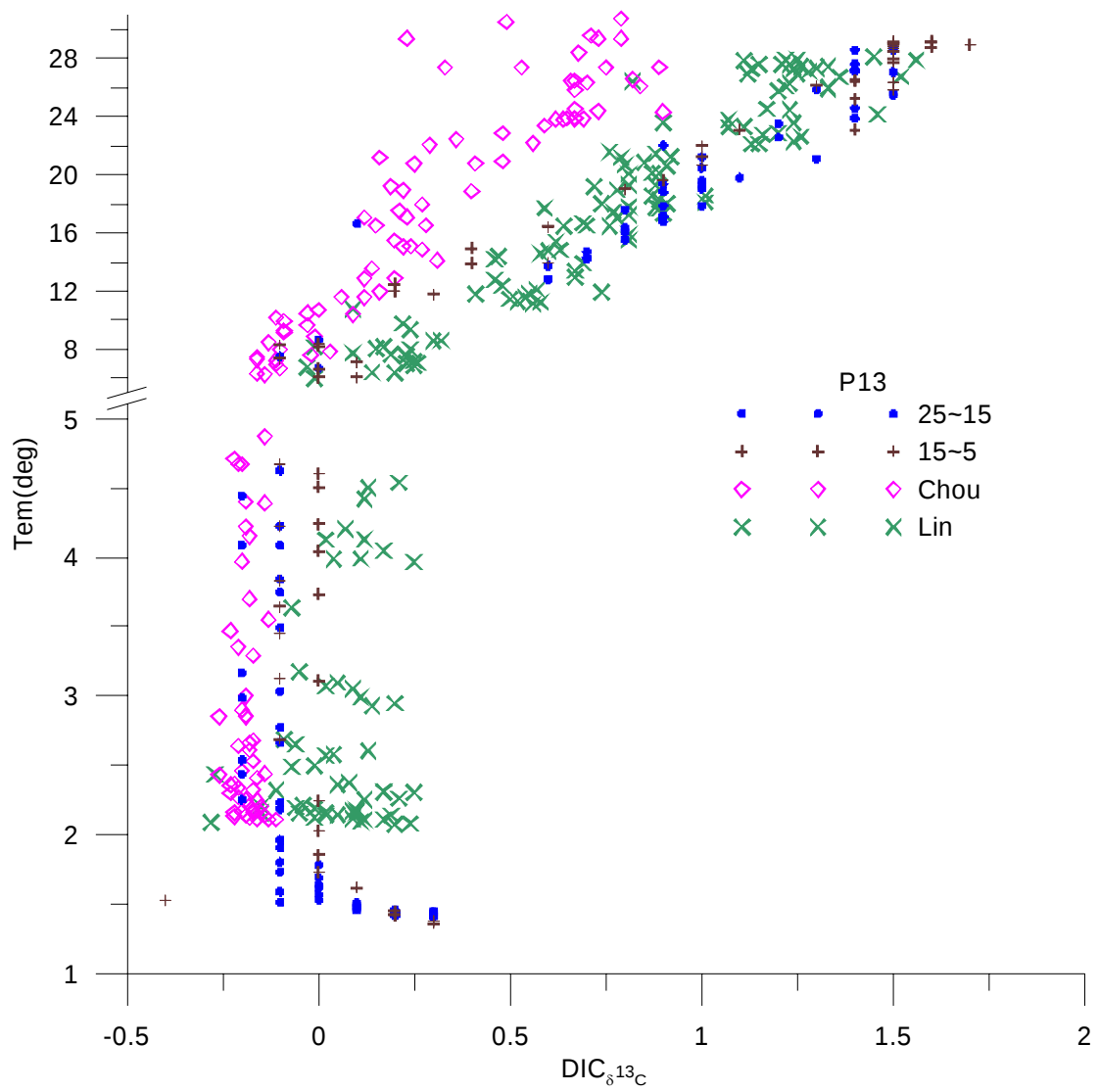


圖 3.33：WOCE 的 P13 航次資料和南海 DIC 同位素和溫度資料
(Lin et al., 1999, Chou SEATS DIC data)比較圖

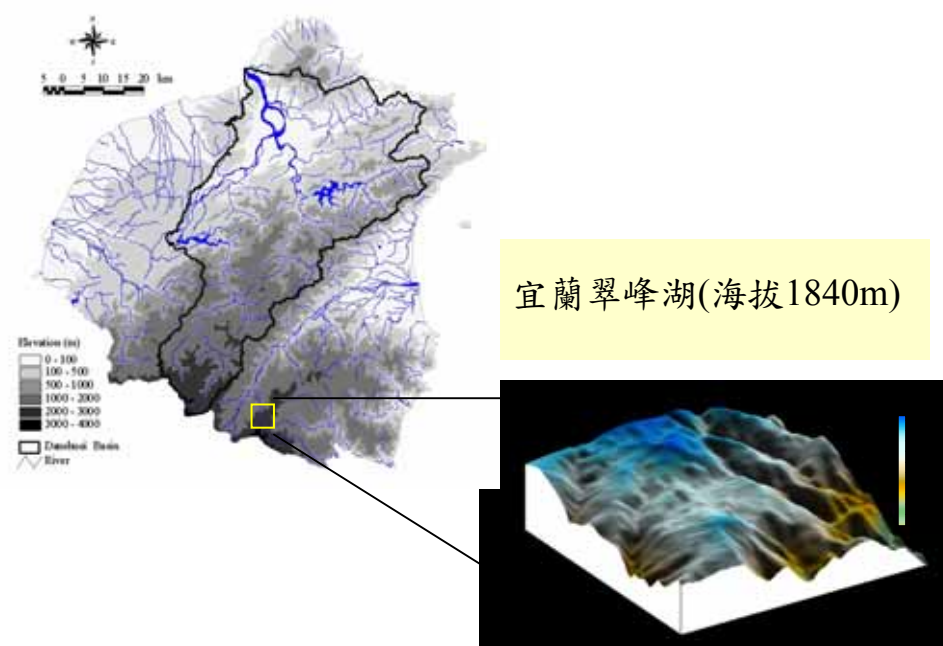


圖 4.1：翠峰湖位置示意圖及其周圍地形



圖 4.2：翠峰湖周圍環境

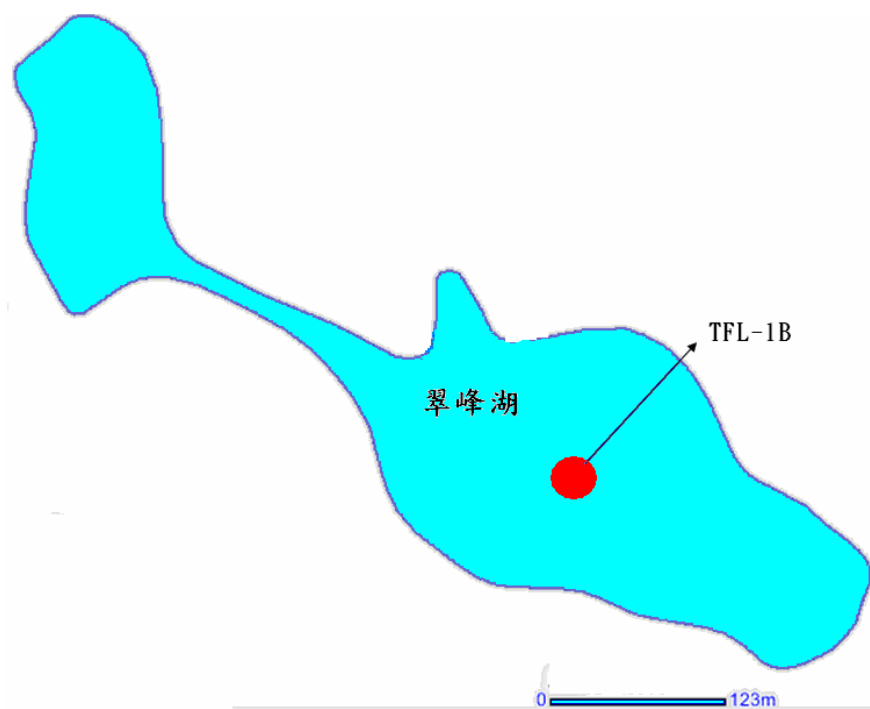


圖 4.3：翠峰湖一大一小兩湖區及採集岩芯地點

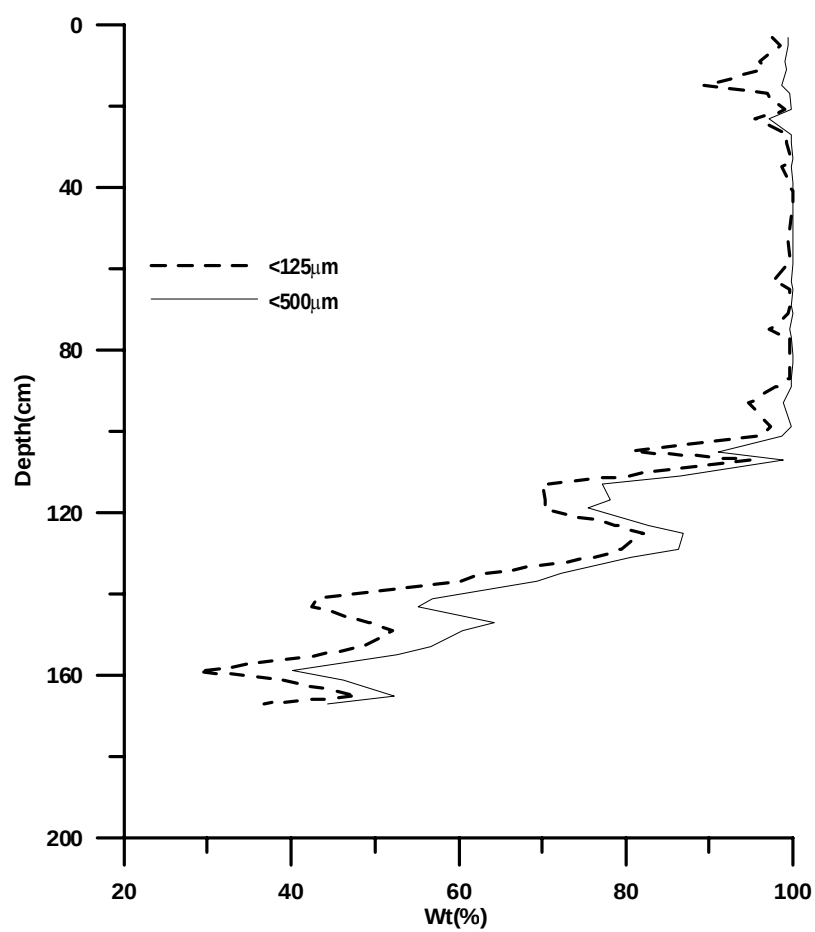


圖 4.4：粒徑分析結果

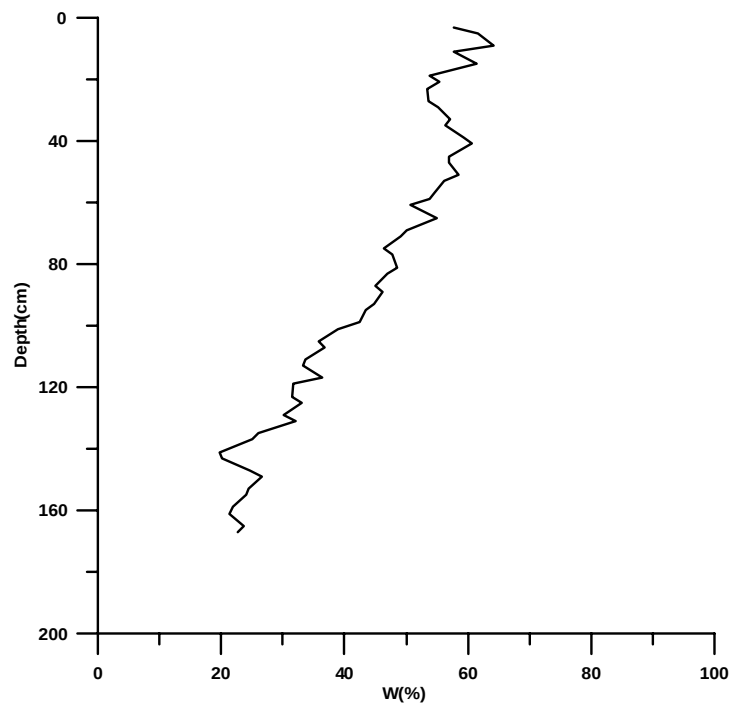


圖 4.5：TFL-1B 岩芯中的含水率

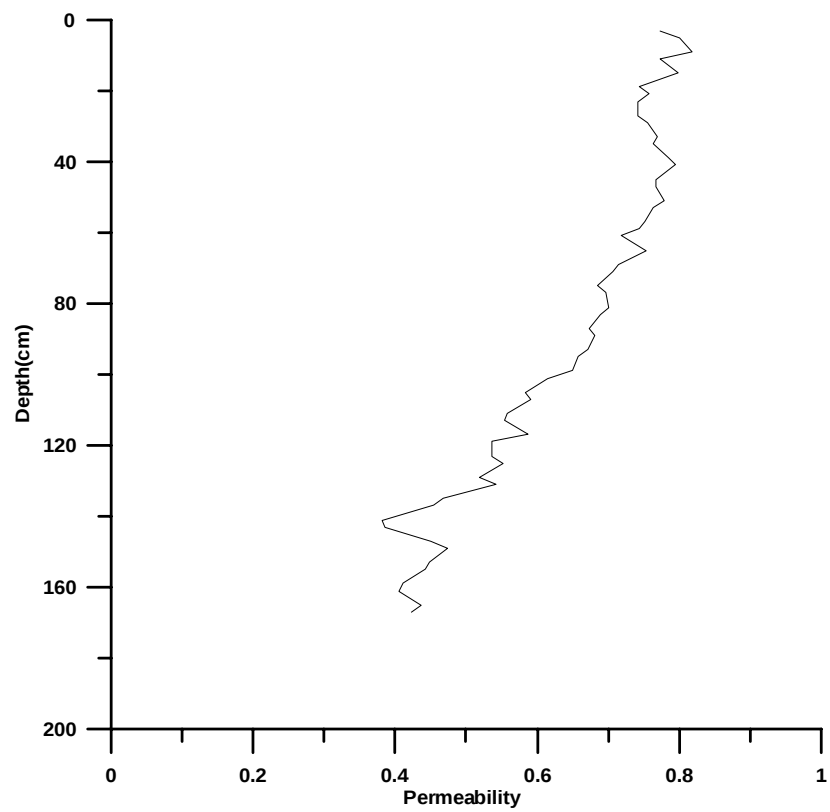


圖 4.6：TFL-1B 岩芯中的孔隙率

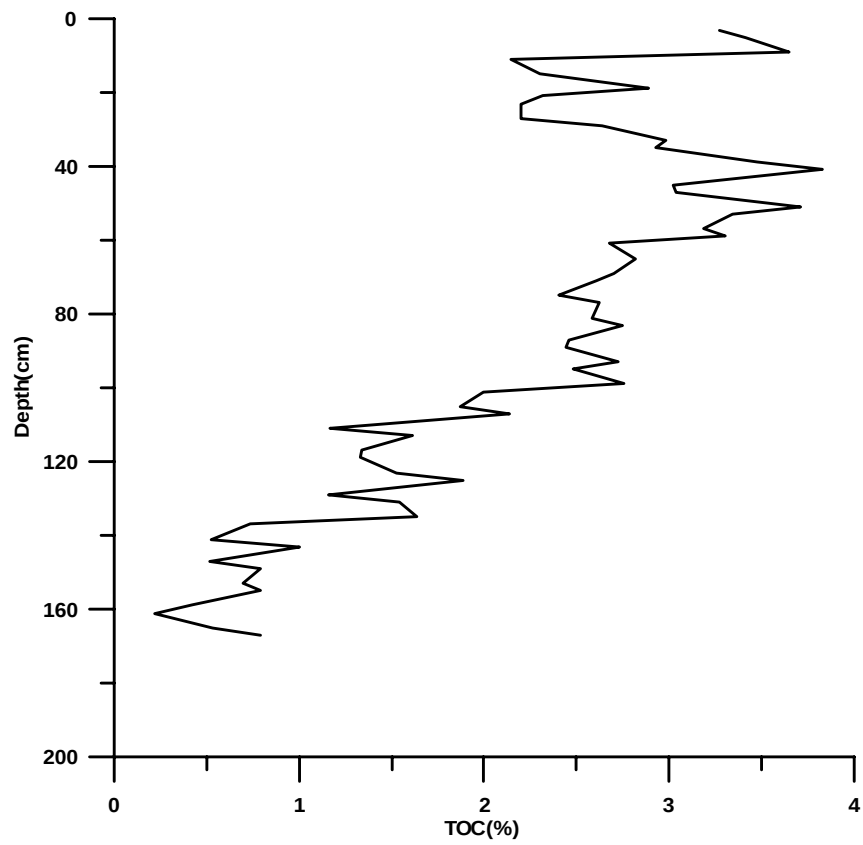


圖 4.7：TFL-1B 岩芯含有機碳量對深度圖

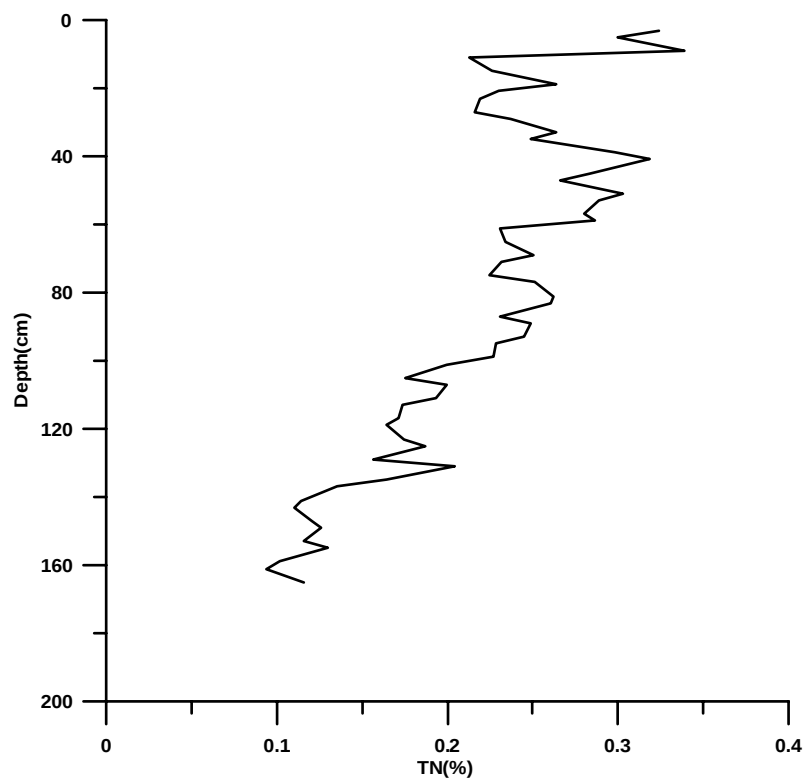


圖 4.8：TFL-1B 岩芯含氮量對深度圖

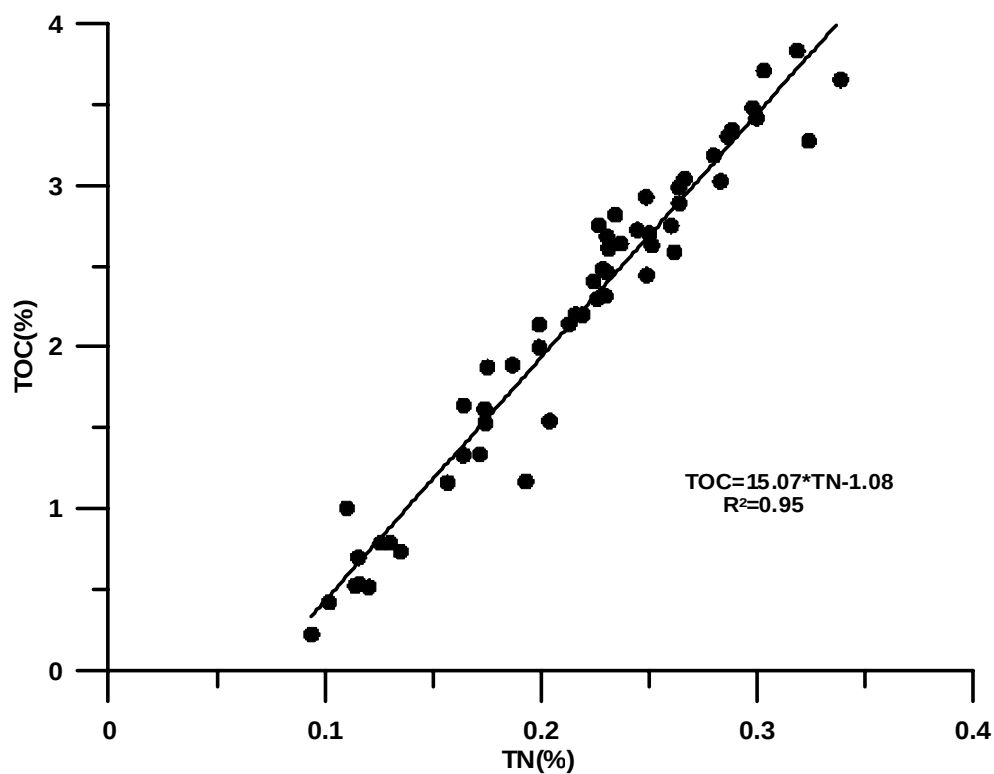


圖 4.9：TFL-1B 岩芯中氮含量和有機碳含量的關係圖

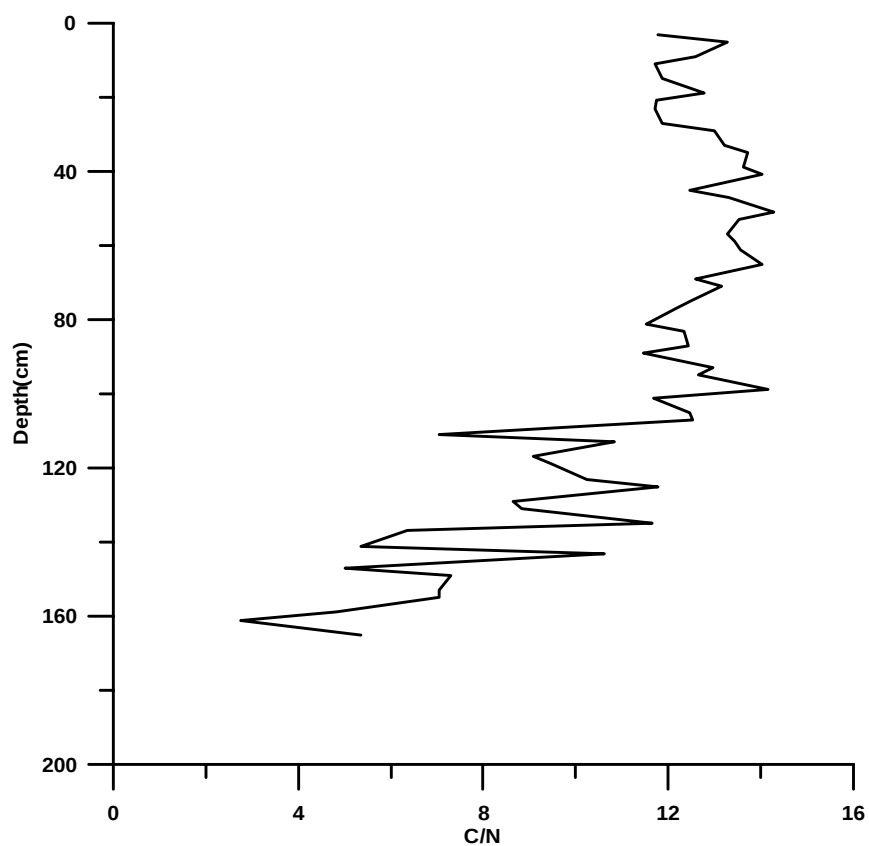


圖 4.10：TFL-1B 的碳氮比值對深度作圖

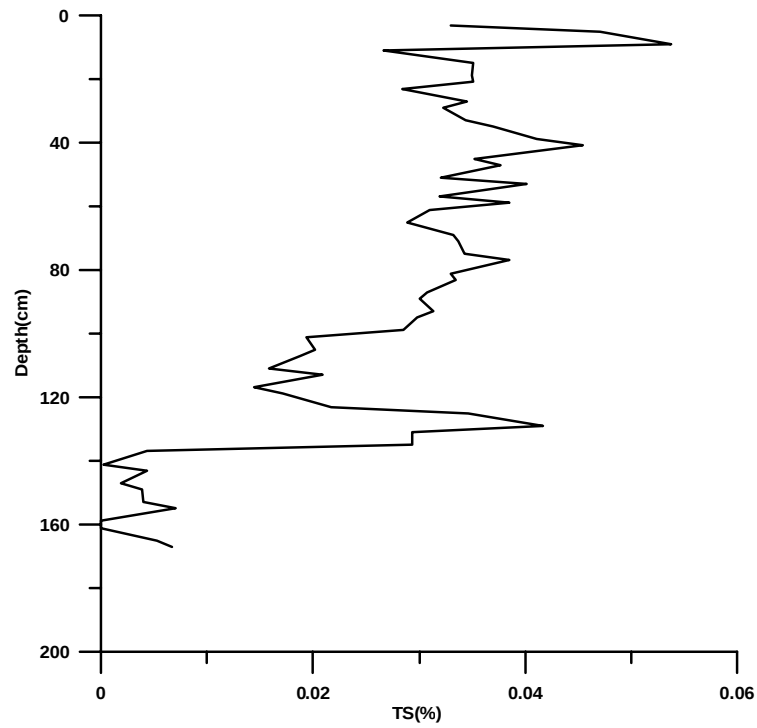


圖 4.11：TFL-1B 岩芯含硫量和深度的關係圖

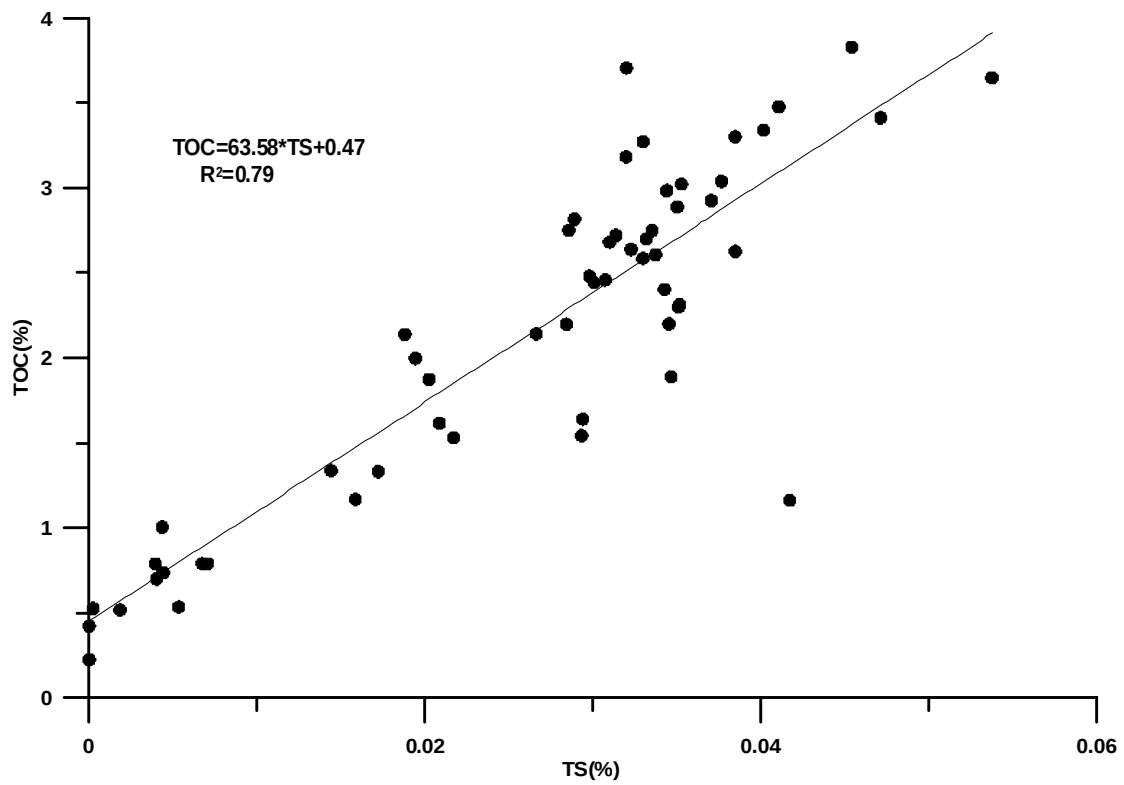


圖 4.12：TFL-1B 岩芯含硫量和有機碳的關係圖

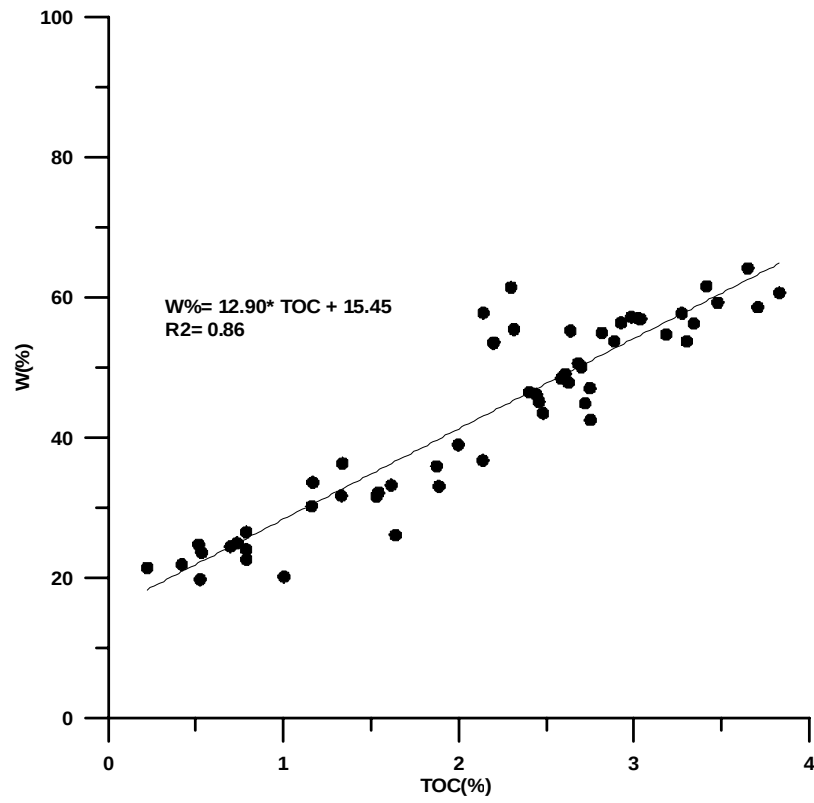


圖 4.13a：TFL-1B 岩芯有機碳含量對含水量作圖

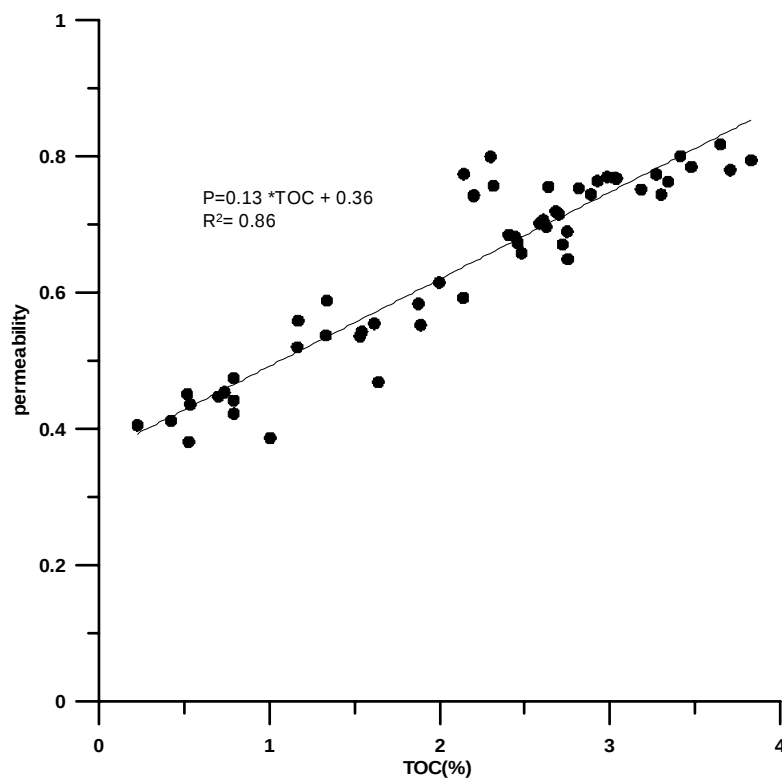


圖 4.13b：TFL-1B 岩芯有機碳含量對孔隙率作圖

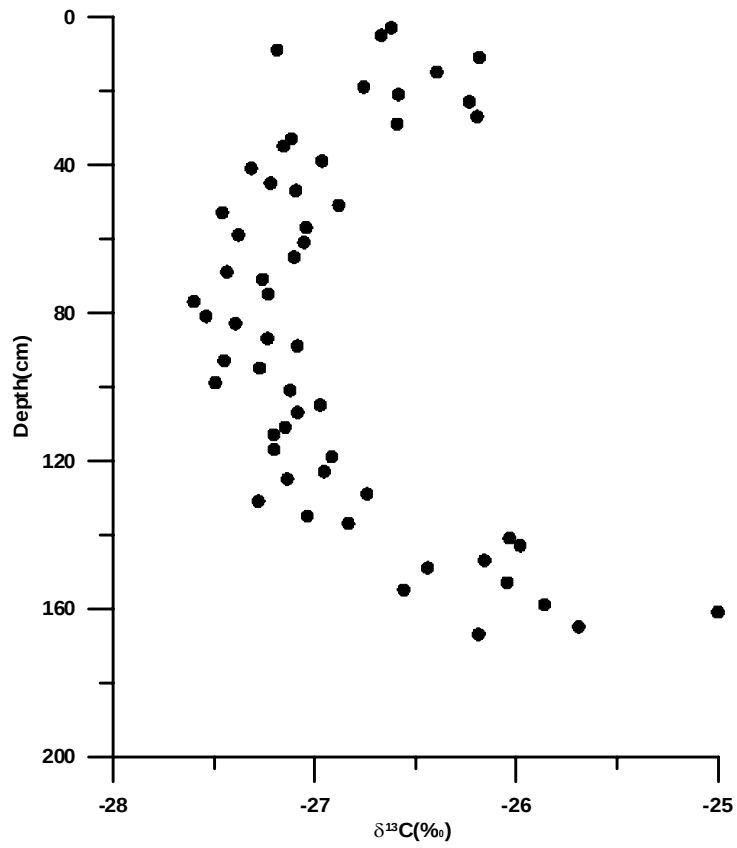


圖 4.14：TFL-1B 岩芯有機碳同位素和深度的關係圖

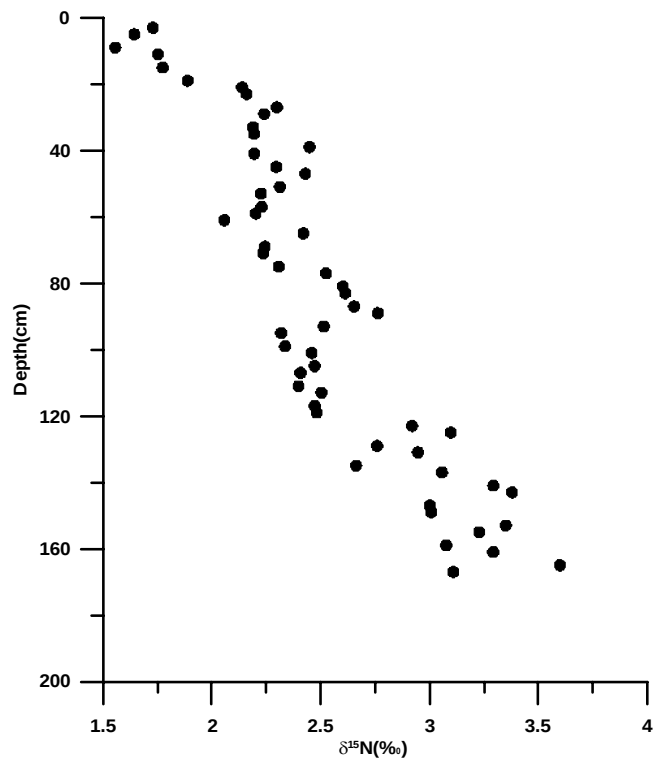


圖 4.15：TFL-1B 岩芯氮同位素和深度的關係圖

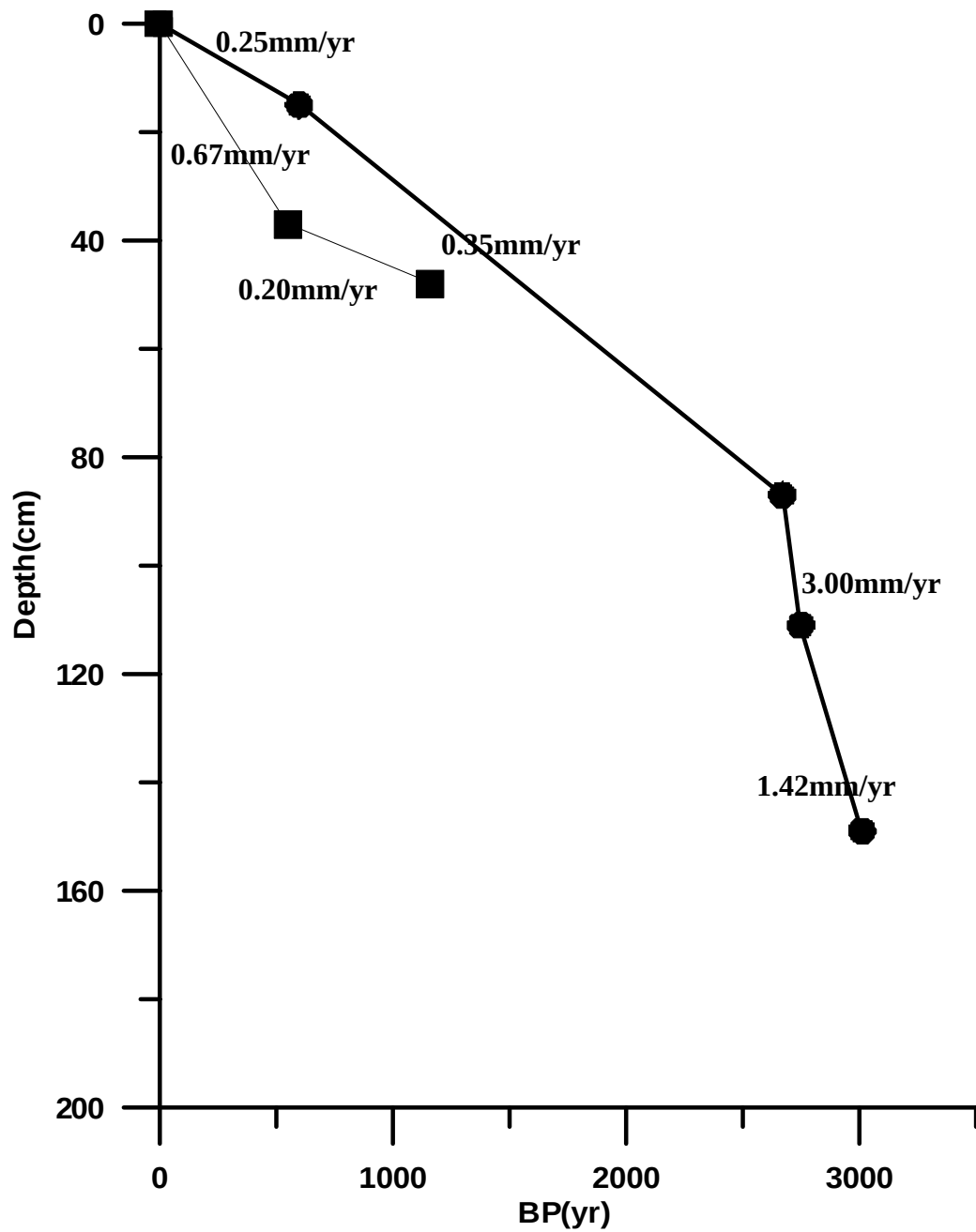


圖 4.16：翠峰湖 TFL-1B 修正的岩芯定年結果及其沈積速率 (粗線圓點)，及其周圍一根岩芯比較圖(Lee et al., 2003)(細線方點)

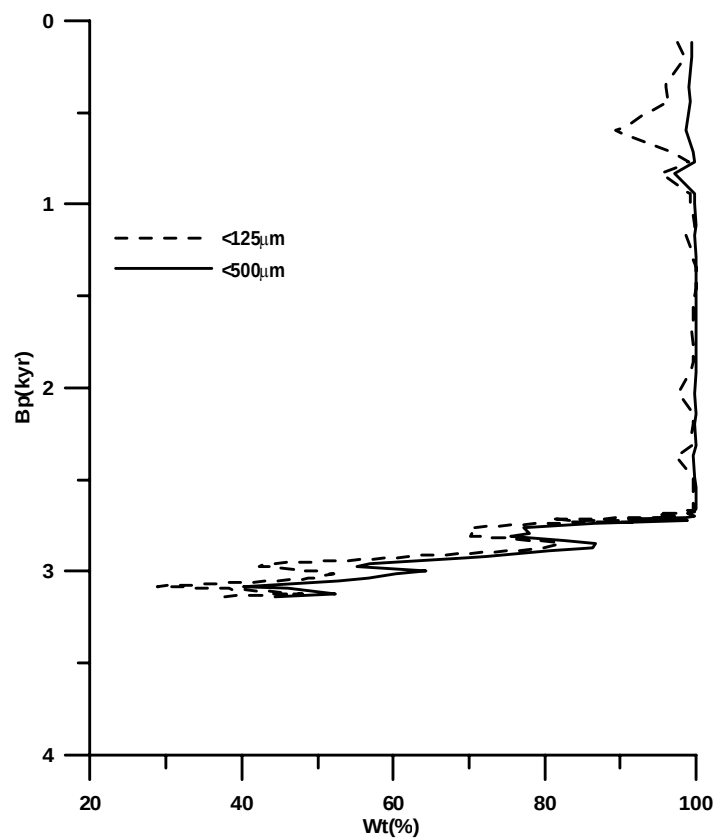


圖 4.17：翠峰湖岩芯沈積年代對照粒徑大小的分布圖

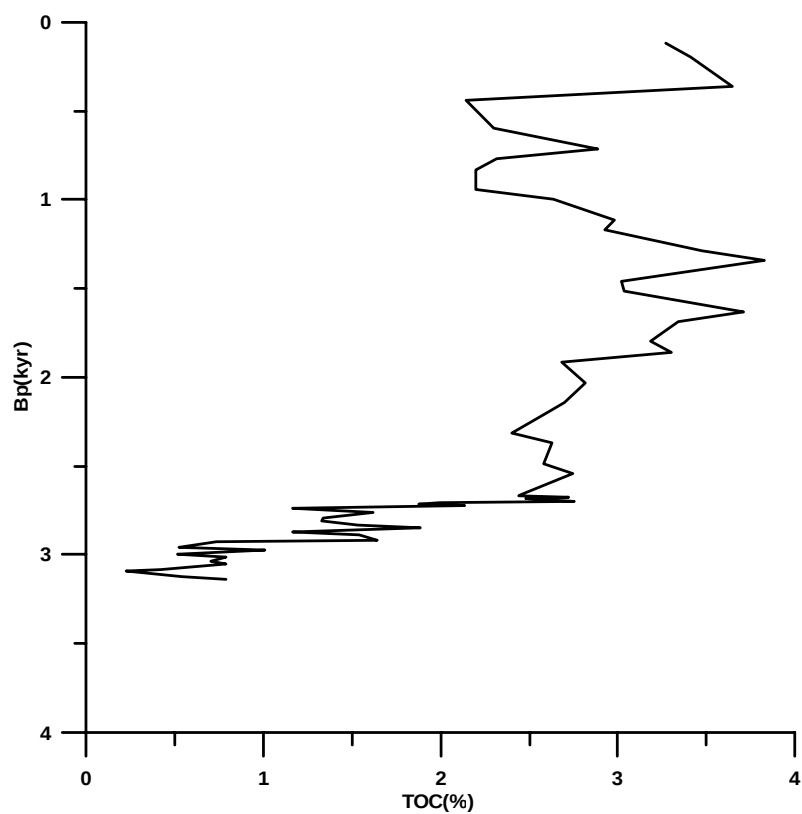


圖 4.18：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳含量的分布圖

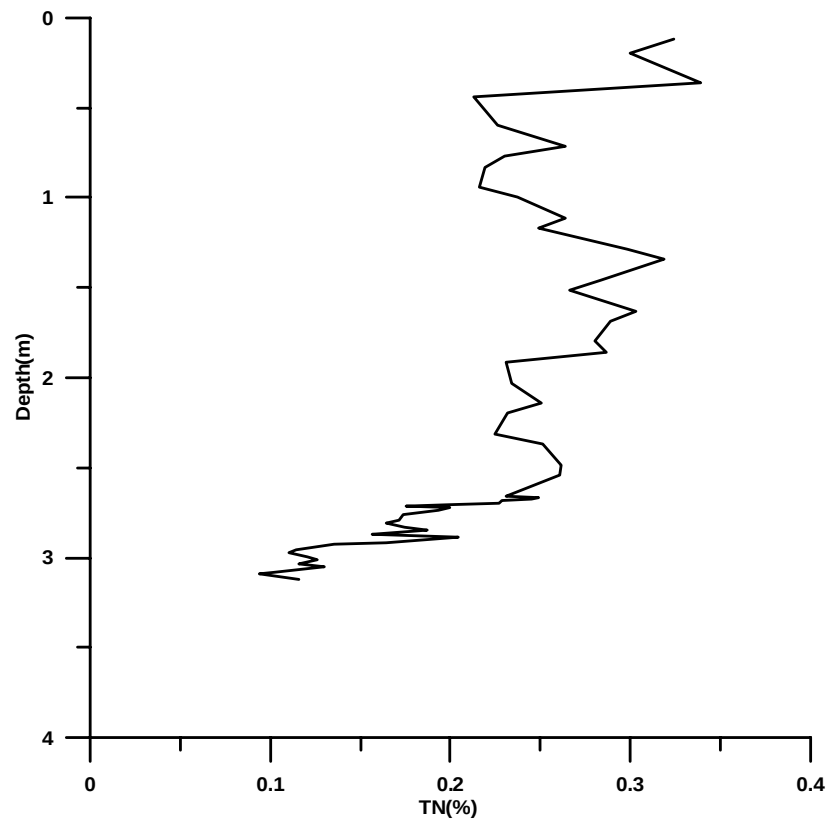


圖 4.19：翠峰湖岩芯沈積年代對照氮含量的分布圖

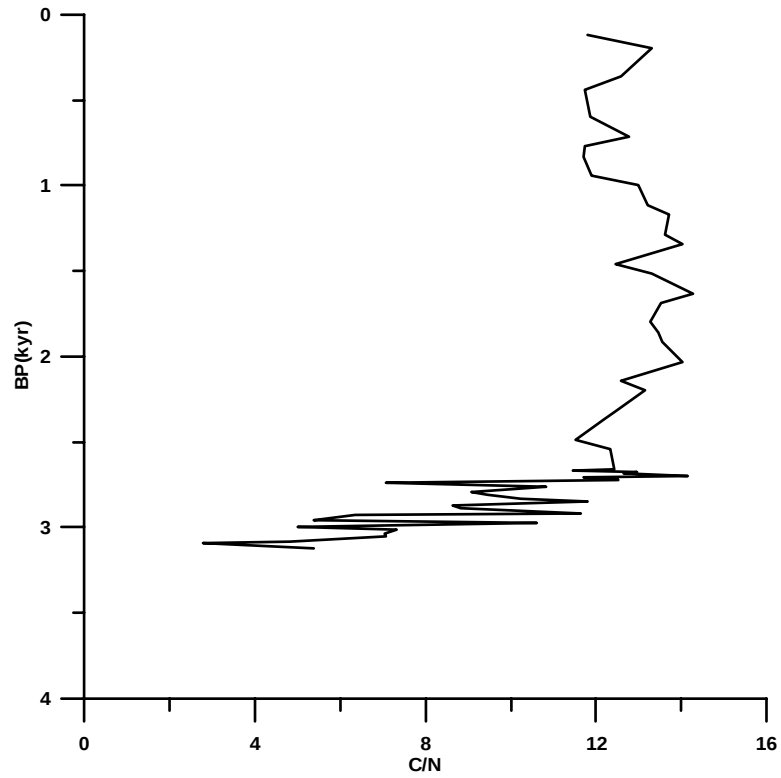


圖 4.20：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳氮比值的分布圖

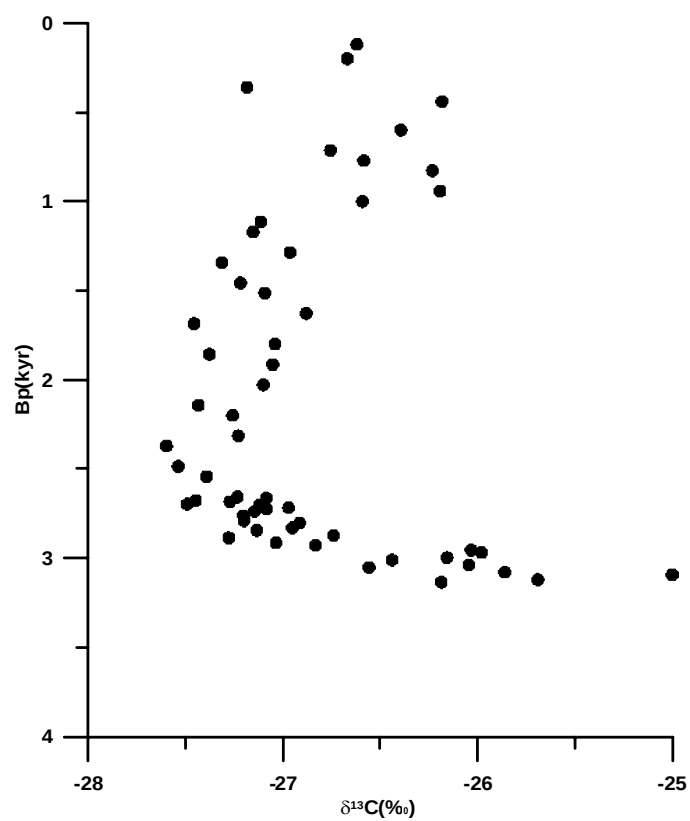


圖 4.21：翠峰湖岩芯沈積年代對照碳同位素的分布圖

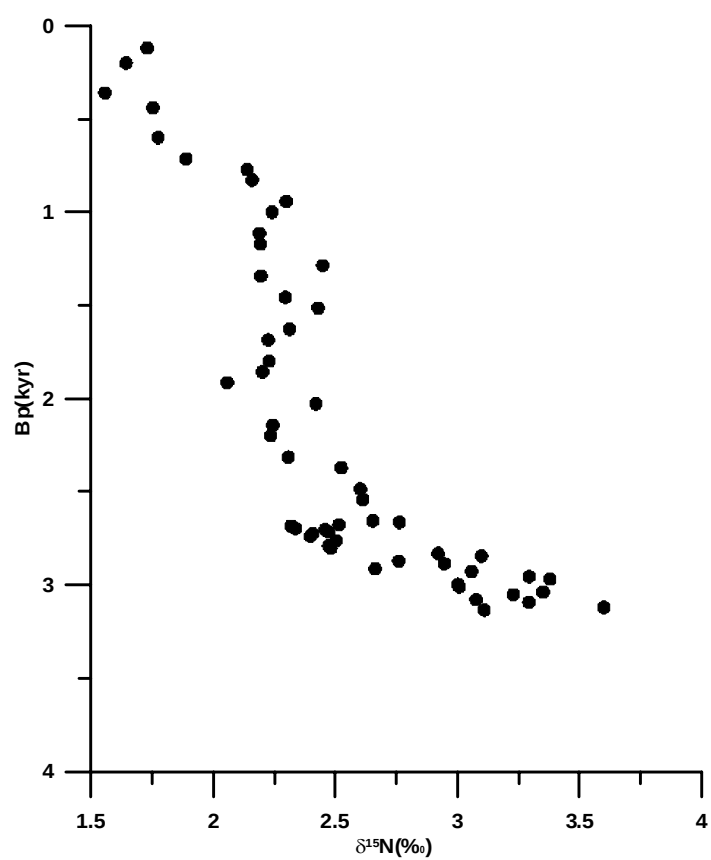


圖 4.22：翠峰湖岩芯沈積年代對照氮同位素的分布圖

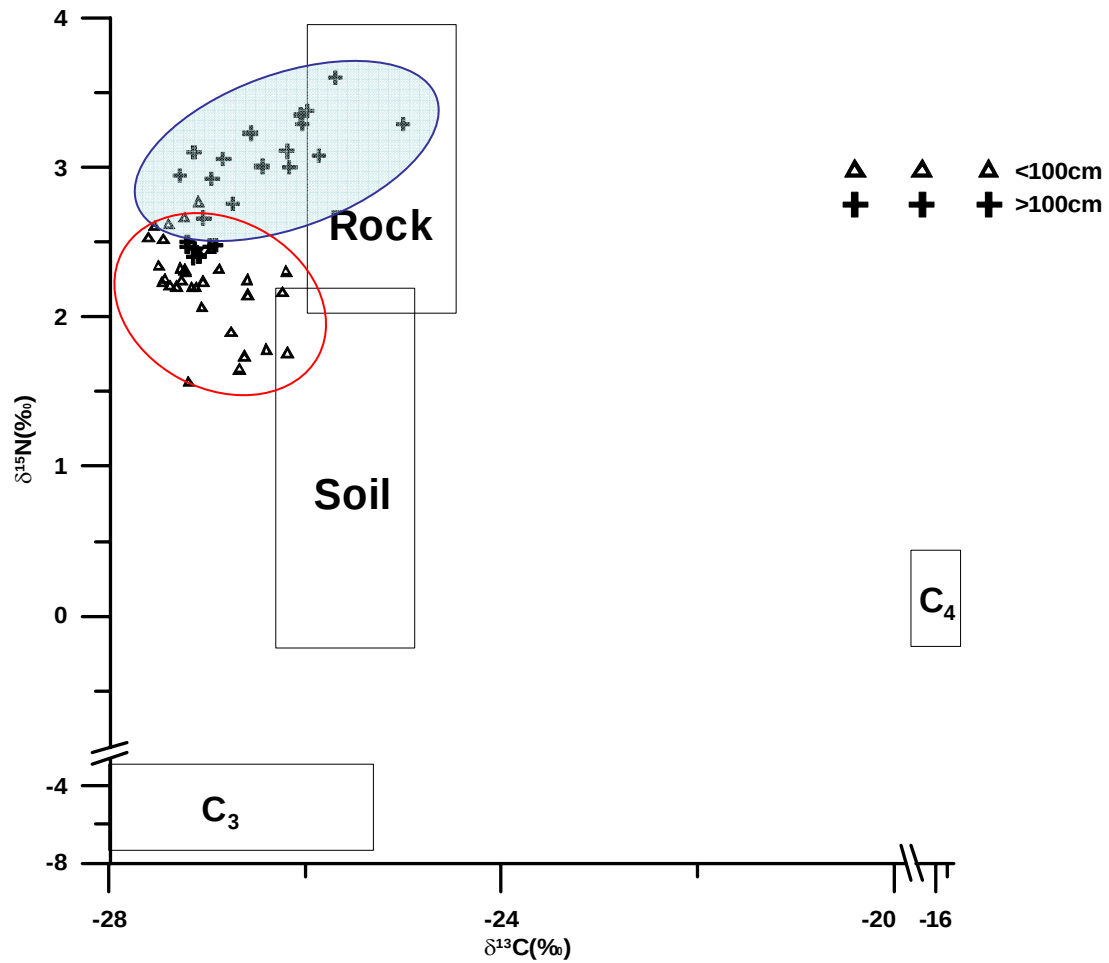


圖 4.23：翠峰湖岩芯中 $\delta^{15}\text{N}$ 對 $\delta^{13}\text{C}$ 作圖。Rock 表示，板岩中所含有機碳及氮同位素組成， C_3 、 C_4 和土壤的同位素值都參考 Kao and Liu., 2000。藍色圈圈內代表 2500 年以前的岩芯資料，紅色圈圈內代表 2500 年以後的岩芯資料

附錄一：採水瓶體積資料

本附錄是台北海科中心出海時所使用的棕色採水瓶，用來裝需要過濾的海水，包括同位素和顆粒性有機碳濃度，過濾同位素時，使用 4 個採水瓶，過濾顆粒性有機碳的時候，使用 1~2 個採水瓶(視深度而定，淺於 200 公尺使用 1 瓶，深於 200 公尺使用 2 瓶)。

Nalgene Bottle (Brown) Volume (mL)							
Bottle No.	Volume (mL)	Bottle No.	Volume (mL)	Bottle No.	Volume (mL)	Bottle No.	Volume (mL)
1W	2407	25W	2330	1C	2420	25C	2315
2W	2410	26W	2335	2C	2435	26C	2320
3W	2410	27W	2332	3C	2400	27C	2325
4W	2400	28W	2330	4C	2440	28C	2325
5W	2400	29W	2332	5C	2430	29C	2320
6W	2400	30W	2335	6C	2370	30C	2325
7W	2400	31W	2320	7C	2430	31C	2320
8W	2390	32W	2325	8C	2370	32C	2325
9W	2410	33W	2325	9C	2430	33C	2320
10W	2402	34W	2325	10C	2435	34C	2320
11W	2406	35W	2325	11C	2430	35C	2320
12W	2410	36W	2325	12C	2400	36C	2320
13W	2410	37W	2415	13C	2345	37C	2400
14W	2415	38W	2420	14C	2340	38C	2395
15W	2418	39W	2350	15C	2345	39C	2325
16W	2400	40W	2360	16C	2320	40C	2325
17W	2410	41W	2350	17C	2320	41C	2325
18W	2415	42W	2370	18C	2320	42C	2325
19W	2405	43W	2360	19C	2330	43C	2315
20W	2408	44W	2360	20C	2325	44C	2325
21W	2405	45W	2350	21C	2325	45C	2325
22W	2420	46W	2360	22C	2320	46C	2325
23W	2415	47W	2350	23C	2340	47C	2320
24W	2405	48W	2380	24C	2315	48C	2325

附錄二：SEATS 各航次南海懸浮顆粒性有機碳、氮資料

以下是每一次南海 SEATS 碳氮同位素及濃度的資料，前面兩次只有一個採水梯次，後面三次都有兩個採水梯次，深度最深到 300 公尺，除第一次採樣以外，其餘每一次都以水桶加採表水。

Cruse	Depth	$\delta^{15}\text{N}$	PON(μM)	$\delta^{13}\text{C}$	POC(μM)	C/N ratio (mole)
ORI-717	5	1.80	0.44	-23.27	3.12	7.08
ORI-717	10	0.53	0.43	-23.78	2.90	6.71
ORI-717	20	0.51	0.35	-23.36	2.47	7.15
ORI-717	30	2.91	0.60	-22.30	4.05	6.72
ORI-717	40	0.75	0.42	-22.26	2.90	6.97
ORI-717	50	-1.17	0.39	-23.08	2.48	6.42
ORI-717	75	1.55	0.39	-23.65	2.69	6.88
ORI-717	100	-0.78	0.44	-25.11	2.77	6.25
ORI-717	150	1.56	0.11	-24.41	0.94	8.88
ORI-717	200	-1.25	0.14	-25.86	1.07	7.46
ORI 726	0	4.17	0.55	-21.40	3.66	6.69
ORI 726	0	3.96	0.47	-21.65	3.31	7.07
ORI 726	0	4.69	0.32	-21.80	2.11	6.58
ORI 726	0	4.05	0.35	-21.55	2.26	6.41
ORI 726	10	2.21	0.17	-21.60	1.19	6.92
ORI 726	20	1.77	0.17	-21.29	1.22	7.22
ORI 726	30	1.86	0.20	-21.82	1.48	7.51
ORI 726	40	2.32	0.17	-21.46	1.27	7.33
ORI 726	50	4.33	0.24	-22.01	1.54	6.53
ORI 726	75	3.11	0.24	-23.69	1.39	5.76
ORI 726	100	3.51	0.11	-24.18	0.84	7.79
ORI 726	125	4.94	0.08	-23.81	0.67	7.88
ORI 726	150	3.33	0.06	-23.33	0.57	10.01
ORI 726	200	2.40	0.06	-23.27	0.59	10.45

Identifier	depth	$\delta^{15}\text{N}$	PON(μM)	$\delta^{13}\text{C}$	POC(μM)	C/N ratio (mole)
ORI 736	0	9.76	0.23	-25.38	5.44	24.06
ORI 736	0	9.24	0.23	-24.61	3.56	15.77
ORI 736	0	9.01	0.23	-25.03	4.85	21.02
ORI 736	10	14.13	0.15	-22.42	1.05	6.96
ORI 736	20	14.72	0.12	-22.52	0.95	7.97
ORI 736	30	13.31	0.12	-23.29	1.07	8.61
ORI 736	40	8.68	0.11	-22.48	1.01	9.05
ORI 736	50	14.30	0.12	-25.65	1.24	10.06
ORI 736	60	9.40	0.09	-22.31	0.83	9.63
ORI 736	70	10.57	0.15	-23.35	1.27	8.20
ORI 736	80	7.77	0.15	-24.09	1.31	8.59
ORI 736	90	5.70	0.16	-24.24	0.90	5.72
ORI 736	100	7.87	0.07	-24.85	0.66	9.02
ORI 736	110	5.73	0.07	-25.38	0.74	10.10
ORI 736	120	18.02	0.07	-25.24	0.55	8.10
ORI 736	130	16.10	0.06	-24.52	0.51	8.52
ORI 736	140	12.22	0.08	-24.45	0.75	9.60
ORI 736	150	14.37	0.05	-25.31	0.60	11.33
ORI 736	160	13.86	0.09	-23.99	0.80	9.07
ORI 736	170	13.75	0.09	-23.90	0.71	7.82
ORI 736	180	9.67	0.05	-23.45	0.47	9.62
ORI 736	190	12.01	0.07	-23.23	0.67	9.39
ORI 736	200	7.62	0.06	-23.78	0.44	7.45
ORI 736	0	14.22	0.19	-22.95	1.40	7.58
ORI 736	0	18.16	0.23	-23.28	1.60	7.10

Identifier	depth	$\delta^{15}\text{N}$	PON(μM)	$\delta^{13}\text{C}$	POC(μM)	C/N ratio (mole)
ORI 743	5	4.96	0.55	-22.79	3.22	5.89
ORI 743	0	6.10	0.51	-23.63	3.96	7.79
ORI 743	0	5.47	0.47	-22.89	3.14	6.74
ORI 743	10	4.29	0.29	-23.18	1.98	6.75
ORI 743	20	3.74	0.27	-23.20	1.69	6.38
ORI 743	30	3.52	0.21	-22.96	1.39	6.61
ORI 743	40	4.03	0.35	-22.78	2.15	6.10
ORI 743	50	4.01	0.28	-22.25	1.55	5.54
ORI 743	60	3.80	0.26	-22.60	1.39	5.38
ORI 743	70	5.11	0.30	-22.78	1.91	6.29
ORI 743	80	4.52	0.20	-22.46	1.14	5.83
ORI 743	90	4.58	0.17	-23.25	1.01	5.77
ORI 743	100	4.63	0.16	-22.95	0.91	5.73
ORI 743	110	5.21	0.11	-23.61	0.64	5.83
ORI 743	130	5.67	0.11	-23.85	0.67	6.19
ORI 743	150	4.31	0.09	-24.14	0.57	6.62
ORI 743	160	4.16	0.23	-23.39	1.29	5.72
ORI 743	180	4.66	0.09	-23.57	0.54	6.05
ORI 743	200	4.84	0.08	-23.59	0.51	6.31
ORI 743	250	3.99	0.08	-24.77	0.68	8.32
ORI 743	300	3.82	0.08	-24.09	0.53	6.58

Identifier	depth	$\delta^{15}\text{N}$	PON(μM)	$\delta^{13}\text{C}$	POC(μM)	C/N ratio (mole)
FR1-SC33	0	2.37	0.36	-22.83	2.33	6.39
FR1-SC33	0	3.43	0.46	-22.53	2.51	5.41
FR1-SC33	10	5.13	0.29	-22.48	1.74	5.98
FR1-SC33	20	4.40	0.19	-22.86	1.17	6.27
FR1-SC33	30	3.94	0.18	-22.96	1.16	6.34
FR1-SC33	40	3.40	0.19	-22.83	1.21	6.45
FR1-SC33	50	3.52	0.18	-22.88	1.15	6.50
FR1-SC33	60	4.14	0.21	-22.50	1.27	6.00
FR1-SC33	70	3.45	0.28	-23.42	1.67	6.01
FR1-SC33	80	2.07	0.26	-23.60	1.50	5.74
FR1-SC33	90	2.32	0.17	-23.85	1.06	6.39
FR1-SC33	100	2.70	0.10	-23.60	0.66	6.35
FR1-SC33	110	4.93	0.15	-23.64	0.95	6.49
FR1-SC33	120	5.95	0.15	-23.70	1.03	6.94
FR1-SC33	130	4.50	0.10	-23.91	0.72	6.92
FR1-SC33	140	4.81	0.10	-23.73	0.73	7.22
FR1-SC33	150	6.00	0.13	-23.87	0.98	7.56
FR1-SC33	160	5.77	0.14	-24.05	1.13	7.82
FR1-SC33	170	5.87	0.12	-23.85	1.08	8.78
FR1-SC33	180	4.97	0.10	-23.81	0.87	8.84
FR1-SC33	190	5.10	0.12	-23.60	1.02	8.70
FR1-SC33	200	5.13	0.10	-23.74	0.75	7.79

附錄三：SEATS 測站無機碳相關數據(由周文臣博士提供)

這些無機碳相關數據是由海科中心高雄分部的周文臣博士所提供，由這些化學參數可以計算顆粒性有機碳的同位素值。

ORI 717 (5/2004)					
Depth	T	DIC	CO ₂	CO ₃ ⁻²	δ ¹³ C _{DIC}
(m)	(°C)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	‰
5	28.21	1957.1	10.5	225.5	0.79
10	28.14	1957.4	10.4	226.7	0.66
20	25.38	1954.5	10.0	224.7	0.70
30	24.24	1953.6	10.0	221.8	0.87
40	23.82	1955.2	10.0	221.1	0.81
50	23.66	1952.5	9.9	222.1	0.80
60	23.35	1957.7	10.0	219.6	0.78
80	22.46	1977.1	10.8	208.3	0.73
100	21.73	1995.3	11.5	197.4	0.56
125	19.63	2030.8	13.3	176.8	0.39
150	18.31	2047.9	13.2	177.7	0.28
200	15.59	2092.1	17.8	136.6	0.18
ORI 726 (8/2004)					
Depth	T	DIC	CO ₂	CO ₃ ⁻²	δ ¹³ C _{DIC}
(m)	(°C)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	‰
5	29.81	1904.0	10.2	223.5	0.75
10	29.79	1904.7	10.2	222.7	0.80
20	29.66	1920.2	10.4	224.0	0.80
30	29.51	1928.7	10.3	225.1	0.80
40	26.62	1937.5	10.4	219.0	0.87
50	24.86	1957.2	11.1	205.1	0.64

60	23.00	1986.4	12.1	190.8	n.d.
70	21.87	2013.2	13.5	176.9	0.51
80	20.8	2034.4	14.4	167.2	0.35
100	18.55	2068.7	17.1	145.3	0.22
125	16.92	2088.1	18.1	136.9	0.28
150	15.57	2105.8	19.8	125.8	0.11
200	13.81	2126.5	21.6	115.6	0.11
ORI 736 (11/2004)					
Depth	T	DIC	CO ₂	CO ₃ ⁻²	δ ¹³ C _{DIC}
(m)	(°C)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	‰
5	27.09	1903.4	9.77	221.2	0.62
20	27.01	1904.5	9.85	220.2	0.64
30	27.02	1904.2	9.82	220.8	0.66
40	27.01	1904.5	9.85	220.2	0.67
50	27.02	1904.1	9.66	224.4	0.63
60	27.02	1904.3	9.84	220.4	0.62
70	27.00	1905.8	9.80	221.4	0.63
80	24.84	1954.0	10.83	209.2	0.50
90	21.65	2015.3	13.56	176.2	0.39
100	20.51	2036.3	14.47	166.9	0.27
125	18.00	2093.9	18.427072	137.0	n.d.
150	16.43	2111.1	19.554643	129.4	0.11
200	14.44	2163.3	26.0847	101.1	0.09
ORI 743 (1/2005)					
Depth	T	DIC	CO ₂	CO ₃ ⁻²	δ ¹³ C _{DIC}
(m)	(°C)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	‰
10	23.22	1954.7	10.2	216.0	0.75
20	23.14	1954.3	10.1	215.3	0.69
30	23.13	1955.5	10.3	212.7	0.71
40	23.12	1955.7	10.3	214.0	0.70
50	23.13	1954.8	10.0	218.8	0.61
60	23.13	1956.3	10.3	214.2	0.68
70	23.13	1956.5	10.2	214.9	0.68
80	23.09	1957.7	10.3	211.9	0.62
90	22.72	1973.0	11.0	202.9	0.62
100	21.84	1991.6	11.7	195.8	0.56
150	17.38	2081.6	17.7	139.7	0.11

200	14.64	2115.9	20.1	123.7	0.12
FRI-SC33 (3/2005)					
Depth	T	DIC	CO ₂	CO ₃ ⁻²	δ ¹³ C _{DIC}
(m)	(°C)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	(μmol kg ⁻¹)	‰
5	25.37	1949.4	10.4	215.9	0.65
10	24.03	1958.2	10.3	217.7	0.72
30	23.77	1962.2	10.0	220.9	0.71
40	23.70	1958.1	10.2	216.9	0.71
50	23.20	1965.7	10.1	217.5	0.61
60	22.05	1991.6	11.6	197.4	0.55
70	20.53	2022.3	13.0	181.7	0.51
80	19.92	2032.5	13.3	176.5	0.41
90	19.29	2042.6	13.8	172.2	0.28
100	18.40	2049.7	14.0	167.9	0.36
125	16.98	2061.8	15.0	158.3	0.29
150	15.82	2075.1	15.9	149.2	0.25
200	13.94	2111.1	19.1	127.7	0.11

附錄四：南海北部 M1S、M2S 測站 沈降性顆粒有機碳及氮分析數據

在此紀錄南海北部沈積物收集器 M1S、M2S 的有機碳及氮同位素
值，這些標本是由海科中心高雄分部周文臣博士所供應。擺放時間

M1S 是夏季和秋季，M2S 是冬季和春季，擺放位置：M1S：

21° 30.861'N，119° 27.873'E，M2S：19° 00.010'N，117° 29.502'E。

M1S

Date	Depth(m)	N Amt%	$\delta^{15}\text{N}$	C Amt%	$\delta^{13}\text{C}$	C/N ratio
2002/6/8	374	2.72	3.40	21.55	-23.07	7.93
2002/6/23	374	3.60	3.72	22.61	-22.12	6.28
2002/7/8	374	2.15	3.84	15.09	-22.82	7.02
2002/7/23	374	1.96	4.22	13.27	-22.19	6.77
2002/8/7	374	2.60	3.62	20.40	-22.59	7.85
2002/8/22	374	2.36	5.39	11.19	-21.41	4.75
2002/9/6	374	1.92	4.20	10.31	-21.92	5.38
2002/9/21	374	1.79	4.75	10.86	-22.42	6.06
2002/10/6	374	1.61	4.99	10.55	-22.35	6.57
2002/10/21	374	2.27	6.31	14.30	-22.51	6.30
2002/11/5	374	4.09	6.31	19.78	-21.41	4.84
2002/5/24	925	0.88	4.42	8.13	-22.96	9.19
2002/6/8	925	0.95	3.52	6.69	-22.28	7.07
2002/6/23	925	0.53	2.27	4.59	-22.99	8.65
2002/7/8	925	0.57	2.82	4.83	-22.99	8.51
2002/7/23	925	1.35	6.69	6.33	-20.96	4.68
2002/8/7	925	0.29	2.93	1.90	-21.94	6.65
2002/8/22	925	0.20	3.36	1.33	-22.01	6.51
2002/9/6	925	0.51	2.64	4.26	-23.18	8.42
2002/10/6	925	0.96	3.72	6.84	-22.20	7.10

2002/10/21	925	0.88	5.02	5.33	-22.03	6.06
2002/11/5	925	0.92	4.58	6.28	-22.97	6.86
2002/5/24	1925	0.41	2.87	3.22	-23.20	7.82
2002/6/8	1925	0.38	2.86	2.99	-22.94	7.81
2002/6/23	1925	0.35	2.67	2.44	-23.25	7.07
2002/7/8	1925	0.34	2.64	2.49	-22.31	7.34
2002/7/23	1925	0.36	3.05	2.62	-22.62	7.28
2002/8/7	1925	0.24	3.19	1.70	-22.30	7.01
2002/8/22	1925	0.22	3.13	1.52	-22.52	6.84
2002/9/6	1925	0.24	3.42	1.64	-22.37	6.81
2002/9/21	1925	0.37	3.07	2.60	-22.72	7.09
2002/10/6	1925	0.76	3.81	5.10	-21.89	6.68
2002/10/21	1925	0.69	3.60	4.83	-22.37	6.96
2002/11/5	1925	0.46	3.71	3.24	-22.82	6.98
2002/5/24	2700	0.39	2.73	2.98	-23.15	7.62
2002/6/8	2700	0.55	6.02	3.74	-22.37	6.75
2002/6/23	2700	0.27	2.57	1.89	-38.06	7.06
2002/7/8	2700	0.30	2.40	2.18	-22.30	7.30
2002/7/23	2700	0.29	2.27	2.12	-22.47	7.28
2002/8/7	2700	0.31	2.63	2.27	-22.72	7.35
2002/8/22	2700	0.21	3.08	1.36	-22.05	6.59
2002/9/6	2700	0.21	3.25	1.42	-22.51	6.83
2002/9/21	2700	0.29	3.20	2.00	-22.55	6.95
2002/10/6	2700	0.59	3.46	4.06	-22.43	6.86
2002/10/21	2700	0.42	2.94	3.36	-23.17	8.09
2002/11/5	2700	0.49	3.50	3.45	-22.11	7.04

M2S

Date	Depth(m)	N Amt%	$\delta^{15}\text{N}$	C Amt%	$\delta^{13}\text{C}$	C/N ratio
2001/12/16	447	3.08	4.42	44.22	-24.79	14.34
2001/12/31	447	3.14	5.67	48.50	-24.86	15.43
2002/1/15	447	3.84	6.68	32.09	-26.07	8.35
2002/1/30	447	5.70	7.56	28.79	-21.81	5.05
2002/2/14	447	5.02	6.99	42.46	-23.89	8.46
2002/3/1	447	3.42	6.17	41.92	-25.00	12.25
2002/3/16	447	5.56	7.05	38.15	-23.43	6.86
2002/3/31	447	4.87	3.96	40.83	-24.15	8.38
2002/4/15	447	6.18	4.26	43.11	-23.71	6.97
2001/12/16	1248	0.70	3.33	5.16	-22.57	7.34
2001/12/31	1248	0.77	2.62	6.41	-22.97	8.29
2002/1/15	1248	0.82	2.38	6.94	-23.19	8.46
2002/1/30	1248	0.54	1.49	5.68	-23.17	10.50
2002/2/14	1248	0.83	4.30	5.85	-22.87	7.02
2002/3/1	1248	1.16	4.19	7.55	-26.42	6.50
2002/3/16	1248	1.02	4.11	6.91	-23.08	6.80
2002/3/31	1248	0.90	1.68	9.20	-23.65	10.21
2002/4/15	1248	1.09	3.24	10.04	-23.47	9.25
2002/4/16	1248	1.44	1.72	12.61	-23.47	8.77
2001/12/16	3250	0.53	3.34	4.00	-23.51	7.54
2001/12/31	3250	0.59	3.55	4.20	-22.61	7.16
2002/1/15	3250	0.58	2.61	4.37	-22.87	7.58
2002/1/30	3250	0.58	3.14	4.34	-23.12	7.50
2002/2/14	3250	0.54	3.02	4.40	-23.40	8.14
2002/3/1	3250	0.70	3.12	5.88	-27.76	8.45
2002/3/16	3250	0.76	3.43	5.52	-23.34	7.24
2002/3/31	3250	0.46	1.83	4.20	-23.72	9.12
2002/4/15	3250	0.61	3.76	4.51	-23.38	7.38
2002/4/16	3250	0.49	0.87	4.76	-23.47	9.66

附錄五：翠峰湖岩芯 TFL-1B 分析數據

本附錄是在翠峰湖的岩芯 TFL，岩芯樣本由中央研究院環境變遷中心水化學實驗室(高樹基博士)所提供，並且在 15 公分、87 公分、111 公分、149 公分的地方發現可以定年的標本，定出來的年代分別是 600 年、2668 年、2748 年、3011 年。

Depth(cm)	Age(kyr)	Permeability	TOC%	TS%	N Amt%	$\delta^{15}\text{N}$	C Amt%	$\delta^{13}\text{C}$	C/N ratio
3	0.12	0.77	3.27	0.033	0.32	1.73	3.35	-26.62	12.07
5	0.20	0.80	3.41	0.047	0.30	1.64	3.12	-26.67	12.16
9	0.36	0.82	3.65	0.054	0.34	1.56	3.69	-27.19	12.71
11	0.44	0.77	2.14	0.027	0.21	1.75	2.18	-26.18	11.94
15	0.60	0.80	2.30	0.035	0.23	1.77	2.36	-26.39	12.16
19	0.71	0.74	2.89	0.035	0.26	1.89	2.75	-26.76	12.14
21	0.77	0.76	2.31	0.035	0.23	2.14	2.31	-26.59	11.72
23	0.83	0.74	2.20	0.028	0.22	2.16	2.18	-26.23	11.59
27	0.94	0.74	2.20	0.035	0.22	2.30	2.21	-26.19	11.94
29	1.00	0.76	2.64	0.032	0.24	2.24	2.63	-26.59	12.96
33	1.11	0.77	2.98	0.034	0.26	2.19	2.90	-27.12	12.82
35	1.17	0.76	2.93	0.037	0.25	2.19	2.69	-27.15	12.64
39	1.29	0.78	3.48	0.041	0.30	2.45	3.41	-26.96	13.34
41	1.34	0.79	3.83	0.045	0.32	2.19	3.80	-27.31	13.91

45	1.46	0.77	3.02	0.035	0.28	2.30	3.08	-27.22	12.67
47	1.51	0.77	3.04	0.038	0.27	2.43	2.96	-27.09	12.94
51	1.63	0.78	3.71	0.032	0.30	2.31	3.60	-26.88	13.85
53	1.69	0.76	3.34	0.040	0.29	2.23	3.34	-27.46	13.51
57	1.80	0.75	3.18	0.032	0.28	2.23	3.13	-27.04	13.04
59	1.86	0.74	3.30	0.038	0.29	2.20	3.31	-27.38	13.50
61	1.91	0.72	2.68	0.031	0.23	2.06	2.56	-27.05	12.95
65	2.03	0.75	2.82	0.029	0.23	2.42	2.58	-27.10	12.85
69	2.14	0.71	2.70	0.033	0.25	2.24	2.81	-27.44	13.12
71	2.20	0.71	2.61	0.034	0.23	2.24	2.57	-27.26	12.97
75	2.31	0.68	2.40	0.034	0.22	2.31	2.53	-27.23	13.17
77	2.37	0.70	2.63	0.038	0.25	2.52	2.95	-27.60	13.71
81	2.49	0.70	2.59	0.033	0.26	2.60	3.02	-27.54	13.45
83	2.54	0.69	2.75	0.034	0.26	2.61	2.97	-27.39	13.30
87	2.66	0.67	2.46	0.031	0.23	2.65	2.58	-27.23	13.05
89	2.66	0.68	2.44	0.030	0.25	2.76	2.83	-27.09	13.28
93	2.68	0.67	2.72	0.031	0.24	2.51	2.90	-27.45	13.81
95	2.68	0.66	2.48	0.030	0.23	2.32	2.87	-27.27	14.63
99	2.70	0.65	2.75	0.029	0.23	2.34	2.75	-27.49	14.17
101	2.70	0.61	2.00	0.019	0.20	2.46	2.27	-27.12	13.29
105	2.72	0.58	1.87	0.020	0.18	2.47	1.88	-26.97	12.55
107	2.72	0.59	2.14	0.019	0.20	2.41	2.27	-27.09	13.27
111	2.74	0.56	1.17	0.016	0.19	2.40	1.98	-27.15	11.99
113	2.76	0.55	1.62	0.021	0.17	2.50	1.75	-27.20	11.72

117	2.79	0.59	1.34	0.014	0.17	2.47	1.77	-27.20	12.05
119	2.80	0.54	1.33	0.017	0.16	2.48	1.54	-26.92	10.94
123	2.83	0.54	1.53	0.022	0.17	2.92	1.71	-26.95	11.46
125	2.85	0.55	1.89	0.035	0.19	3.10	1.93	-27.14	12.04
129	2.87	0.52	1.16	0.042	0.16	2.76	1.45	-26.74	10.77
131	2.89	0.54	1.54	0.029	0.20	2.95	2.16	-27.28	12.35
135	2.91	0.47	1.64	0.029	0.16	2.66	1.52	-27.04	10.82
137	2.93	0.45	0.74	0.004	0.14	3.06	0.96	-26.83	8.26
141	2.96	0.38	0.52	0.000	0.11	3.29	0.58	-26.03	5.91
143	2.97	0.39	1.00	0.004	0.11	3.38	0.55	-25.98	5.87
147	3.00	0.45	0.52	0.002	0.12	3.00	0.80	-26.16	7.78
149	3.01	0.47	0.79	0.004	0.13	3.01	0.92	-26.44	8.51
153	3.04	0.45	0.70	0.004	0.12	3.35	0.64	-26.05	6.51
155	3.05	0.44	0.79	0.007	0.13	3.23	0.89	-26.56	7.94
159	3.08	0.41	0.42	0.000	0.10	3.08	0.40	-25.86	4.56
161	3.09	0.41	0.22	0.000	0.09	3.29	0.24	-25.00	2.98
165	3.12	0.44	0.53	0.005	0.12	3.60	0.53	-25.69	5.36
167	3.13	0.42	0.79	0.007	0.13	3.11	0.79	-26.19	7.16

附錄六：翡翠水庫沈積物收集器分析數據

本附錄是本人在研究所期間所作的研究，是分析中央研究院環境變遷研究中心在翡翠水庫大壩站 20 公尺水深和 70 公尺水深所放的沈積物收集器樣本，這些樣本是每週採集一次，回實驗室過濾在 GFF 濾紙上，並在酸化後包入錫杯之內，在做分析時要注意包入錫杯內的量，小心不能超過質譜儀的測量上限，粗體字部分因為該次分析時，使用過多的樣本，超過質譜儀負荷，所以分析的同位素值結果有問題，不予採用，但是碳氮含量數據可以使用。

Depth(m)	Data	t-series	N%	$\delta^{15}\text{N}$	TOC%	$\delta^{13}\text{C}$	TSM flux(g/m ² /d)	C/N ratio
20	2004/5/25	2004.479	0.64	0.68	5.07	-27.34	2.631	7.98
20	2004/5/31	2004.496	1.10	0.13	8.78	-25.63	1.251	8.01
20	2004/6/15	2004.534	0.97	4.26	7.55	-25.54	1.780	7.79
20	2004/6/29	2004.573	2.36	193.58	13.44	56.21	2.276	5.69
20	2004/7/6	2004.592	2.55	35.97	15.45	-26.72	3.663	6.06
20	2004/7/13	2004.611	1.06	3.44	8.47	-24.53	1.664	7.97
20	2004/7/20	2004.630	1.43	1.65	11.97	-23.65	1.525	8.38
20	2004/7/27	2004.649	2.06	6.82	15.18	-26.21	1.769	7.37
20	2004/8/3	2004.666	1.01	2.63	8.22	-23.88	1.093	8.17
20	2004/8/10	2004.685	1.87	6.74	11.15	-25.66	1.733	5.95
20	2004/8/13	2004.693	0.91	1.78	7.55	-21.27	4.033	8.28
20	2004/8/16	2004.701	0.59	1.52	4.93	-23.23	4.883	8.30
20	2004/8/23	2004.721	0.86	0.50	6.94	-23.90	1.464	8.10
20	2004/8/27	2004.732	0.19	1.31	1.58	-25.91	72.529	8.20

20	2004/8/30	2004.740	0.46	5.10	2.38	-23.40	44.037	5.19
20	2004/9/1	2004.742	0.25	6.03	1.50	-25.37	23.355	5.98
20	2004/9/3	2004.748	0.29	3.29	2.31	-26.31	13.895	8.05
20	2004/9/8	2004.762	0.33	2.99	2.48	-25.52	9.312	7.62
20	2004/9/14	2004.778	0.39	2.43	3.27	-26.96	10.969	8.36
20	2004/9/21	2004.797	0.38	2.77	3.07	-24.62	5.729	8.13
20	2004/9/29	2004.819	0.46	2.02	2.72	-26.69	3.836	5.89
20	2004/10/5	2004.836	0.32	3.15	2.42	-24.52	3.986	7.50
20	2004/10/12	2004.855	0.35	2.70	2.33	-23.48	3.967	6.58
20	2004/10/19	2004.874	0.38	2.49	3.06	-25.99	4.326	8.05
20	2004/11/2	2004.910	0.37	1.90	2.64	-27.74	5.071	7.04
20	2004/11/9	2004.929	0.36	3.03	2.34	-27.98	4.206	6.45
20	2004/11/16	2004.948	0.31	3.88	1.82	-28.99	2.917	5.95
20	2004/11/23	2004.967	0.46	2.99	3.53	-27.66	5.129	7.72
20	2004/11/30	2004.986	0.46	3.09	3.36	-29.57	3.892	7.28
20	2004/12/7	2005.005	0.33	3.47	2.44	-28.47	7.206	7.41
20	2004/12/10	2005.014	0.30	4.36	2.26	-28.14	5.790	7.52
20	2004/12/14	2005.025	0.45	3.48	3.38	-23.81	4.819	7.52
20	2004/12/21	2005.044	0.29	4.21	1.84	-27.60	5.701	6.43
20	2004/12/28	2005.063	0.25	3.54	1.51	-27.89	9.761	6.13
20	2005/1/4	2005.093	0.23	3.55	1.49	-26.43	14.823	6.52
20	2005/1/11	2005.112	0.20	4.01	1.16	-26.50	11.186	5.72
20	2005/1/18	2005.132	0.22	4.47	1.20	-26.36	8.514	5.59
20	2005/1/25	2005.151	0.24	4.31	1.39	-26.38	4.683	5.77
20	2005/2/1	2005.167	0.24	5.38	1.25	-27.98	1.804	5.28
20	2005/2/15	2005.205	0.38	3.33	3.08	-27.96	2.903	8.17
20	2005/2/22	2005.225	0.50	2.66	3.33	-30.06	2.550	6.68
20	2005/3/1	2005.249	0.58	2.60	5.65	-29.96	1.935	9.77
20	2005/3/8	2005.268	0.44	3.27	4.47	-29.04	1.670	10.17

20	2005/3/15	2005.288	0.51	3.72	4.62	-29.60	1.431	9.12
20	2005/3/22	2005.307	0.56	2.92	4.86	-29.14	2.201	8.70
20	2005/4/4	2005.340	0.66	1.42	5.42	-28.53	2.325	8.23
20	2005/4/12	2005.362	0.69	1.70	5.55	-29.16	1.572	8.08
20	2005/4/19	2005.381	0.68	0.91	8.68	-26.96	2.240	12.86
Depth(m)	Data	t-series	N%	δ 15N	TOC%	δ 13C	TSM flux(g/m2/d)	C/N ratio
70	2004/11/9	2004.929	0.18	2.62	1.29	-26.83	66.042	7.00
70	2004/11/16	2004.948	0.19	3.83	1.14	-26.32	32.581	6.17
70	2004/11/23	2004.967	0.22	2.62	1.24	-27.10	26.000	5.75
70	2004/11/30	2004.986	0.24	2.98	1.36	-27.14	17.462	5.71
70	2004/12/7	2005.005	0.16	3.34	0.98	-26.87	72.214	6.03
70	2004/12/10	2005.014	0.13	3.64	0.71	-26.09	205.414	5.39
70	2004/12/14	2005.025	0.16	4.56	0.81	-26.42	52.584	5.01
70	2004/12/21	2005.044	0.18	4.38	0.98	-26.35	60.534	5.47
70	2004/12/28	2005.063	0.20	4.01	1.09	-26.65	39.992	5.52
70	2005/1/4	2005.093	0.21	4.36	1.18	-26.70	29.990	5.57
70	2005/1/18	2005.132	0.23	4.19	1.37	-27.23	15.588	5.89
70	2005/1/25	2005.151	0.25	4.29	1.24	-29.08	9.196	5.02
70	2005/2/1	2005.167	0.30	4.64	2.75	-28.01	4.429	9.20
70	2005/2/15	2005.205	0.30	4.09	2.23	-28.12	5.077	7.43
70	2005/2/22	2005.225	0.35	3.90	2.03	-29.07	5.207	5.85
70	2005/3/1	2005.249	0.30	2.82	2.01	-30.04	9.261	6.77
70	2005/3/8	2005.268	0.24	2.54	2.03	-27.13	15.760	8.51
70	2005/3/22	2005.307	0.33	3.42	2.79	-28.01	3.147	8.58
70	2005/4/4	2005.340	0.36	3.25	3.03	-28.39	4.263	8.33
70	2005/4/12	2005.362	0.44	3.67	3.49	-28.79	2.534	7.85
70	2005/4/19	2005.381	0.50	3.31	4.20	-29.06	2.789	8.45