



國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文

南海周遭海域二氧化碳變化之研究

Carbon Dioxide Variations in and around the South China Sea

研究生：侯偉萍撰

指導教授：陳鎮東

中華民國 2004 年 08 月

博碩士論文授權書

(國科會科學技術資料中心版本 93.2.6)

本授權書所授權之論文為本人在國立中山大學海洋地質及化學系所

組九十三學年度第二學期取得碩士學位之論文。

論文名稱：南海周遭海域二氧化碳變化之研究

☒同意 ☐不同意

本人具有著作財產權之論文全文資料，授予行政院國家科學委員會科學技術資料中心（或其改制後之機構）、國家圖書館及本人畢業學校圖書館，得不限地域、時間與次數以微縮、光碟或數位化等各種方式重製後散布發行或上載網路。

本論文為本人向經濟部智慧財產局申請專利（未申請者本條款請不予理會）的附件之一，申請文號為：_____，註明文號者請將全文資料延後半年再公開。

☒同意 ☐不同意

本人具有著作財產權之論文全文資料，授予教育部指定送繳之圖書館及本人畢業學校圖書館，為學術研究之目的以各種方法重製，或為上述目的再授權他人以各種方法重製，不限地域與時間，惟每人以一份為限。

上述授權內容均無須訂立讓與及授權契約書。依本授權之發行權為非專屬性發行權利。依本授權所為之收錄、重製、發行及學術研發利用均為無償。上述同意與不同意之欄位若未鈎選，本人同意視同授權。

指導教授姓名：陳鎮東

研究生簽名：侯偉萍

（親筆正楷）

學號：9153602

（務必填寫）

日期：民國93年8月 日

1. 本授權書（得自<http://sticnet.stic.gov.tw/sticweb/html/theses/authorize.html> 下載或至<http://www.stic.gov.tw> 首頁右下方下載）請以黑筆撰寫並影印裝訂於書名頁之次頁。
2. 授權第一項者，請確認學校是否代收，若無者，請個別再寄論文一本至台北市(106-36)和平東路二段 106 號 1702 室 國科會科學技術資料中心 黃善平小姐。（本授權書諮詢電話：02-27377606 傳真：02-27377689）

誌 謝

感謝恩師陳鎮東教授花費了許多的時間及心血教導學生，用心良苦的鼓勵學生多思考，受教於老師門下不管是做學問的態度、邏輯思考及課業學習上均受益匪淺，感謝老師從不間斷的叮嚀及鞭策，千言萬語道不盡，唯有感謝。

謝謝口試委員白書禎、洪佳章、王樹倫、曾若玄老師對學生論文的建議及寶貴的意見，學生獲益良多。王樹倫老師將學生領進海洋化學的領域，而且常常在百忙之中抽空幫助學生解惑，從老師身上學生學習到了許多知識及做人處世的觀念，十分感謝。所上劉祖乾所長、許德惇、洪佳章、林慧玲、鍾玉嘉、袁彼得老師的勉勵及教授的專業知識，常常讓學生能在思考論文的同時觸類旁通，感激萬分。

陳老師實驗室的冰姐、修儀姐、黃國銘博士和周文臣博士，麗玉學姐、文雁，富雯、毛利、立章學長，昱文、啟書和虹玲，謝謝他們在學生研究過程中遇到疑難雜症時給予幫助，感到疲倦時給予鼓勵，有了他們使學生求學期間更為充實及快樂。所辦的莊姐、康兄、王姐及圖書館小姐桂蜜時常給予關懷以及幫忙處理校務、借閱書籍等都讓學生感激不盡。一同受教於陳老師門下的同學筱君不時的幫忙與加油打氣，同學愛蘋、秀娟、有傑及孟麟時常給予的大大小小幫助及鼓勵，學生感謝萬分。

出海採樣是非常特殊的經驗，感謝海研一號、二號及三號的船長、船員及領隊萬分辛苦、乘風破浪的帶領我們出海採樣，協助取得珍貴的樣品。

最後要感謝我的外婆、父親、母親、大姨的關心及照顧，讓學生可以心無旁騖的專心於學業上。表姐亞恬、亞芳，妹妹偉雯、

偉菁以及正民就像避風港似的給予學生莫大的支持，學生永誌難忘。

兩年學生生活轉眼間消縱即逝，其中修課、會報、出海、實驗等...歡喜的、緊張的、辛苦的...絕非三言兩語能道盡，除了感激之外仍是感激。

摘 要

邊緣海是大氣 CO₂ 的源(source)或匯(sink)? 目前眾說紛云。所以, 本文針對全世界最大的邊緣海—南海及其周圍海域做二氧化碳分佈的研究。研究結果顯示, 南海秋末(11 月)、蘇祿海冬季(12 月)均為大氣 CO₂ 較小的源, 夏末秋初時期(9 月)西菲律賓海為大氣 CO₂ 較大的源。南海人為二氧化碳的穿透深度(約 1000m)淺於西菲律賓海(約 1200m), 可能是因為南海內部湧升強烈, 使穿透深度較淺。蘇祿海整個海域均已受人為二氧化碳污染, 推測可能是因為蘇祿海深水主要來源為南海水跨過最深約 420m 的海檻流入, 而南海於 420m 已受人為二氧化碳污染的水流入蘇祿海, 使蘇祿海內部均有人為二氧化碳, 總量約 0.28Gt C。

2002年不僅為一個弱到中等強度的聖嬰, 還是自1860年有氣象紀錄開始的第2高溫年。聖嬰時期台灣海峽內水文特徵表現如何? 至今仍沒有具體的解釋。根據研究結果顯示, 海峽南部聖嬰年時澎湖水道混合了較多的黑潮水, 推測是因為聖嬰年時季風減弱, 使南海表水循環較慢, 流入澎湖水道的比例較少, 導致黑潮水比例增加; 另外根據聖嬰年及2001正常年湧升區的水文參數垂直變化率, 聖嬰年時皆大於正常年, 推測聖嬰年湧升強度較弱。在海峽西側靠近中國沿岸的地區受到沿岸湧升的影響, 兩年fCO₂均有最高值。澎湖水道湧升區表水fCO₂分佈正常年低於聖嬰年, 可能是正常年的基礎生產力高, 使fCO₂較低。整體而言, 台灣海峽南部正常年 $\Delta fCO_{2(sea-air)} \doteq 15\mu atm$, 聖嬰年 $\Delta fCO_{2(sea-air)} \doteq 20\mu atm$, 均為大氣CO₂的源。

台灣海峽北部正常年和聖嬰年溫鹽趨勢均為2條直線, 且2水團, 均由2種端成分(end member)混合而成。由於兩年兩水團之

間鹽度差異極大，所以皆存有一鹽度鋒面。正常年的鋒面較為明顯，位置在約於 25.67°N , 121.24°E - 25.87°N , 120.95°E 之間；聖嬰年的鋒面位置較不明顯，位置在約於 25.67°N , 121.24°E - 25.77°N , 121.08°E 。

海峽西側靠近中國沿岸地區的湧升流與冬季(2001/1-3 及 2002/1-3)南下的長江沖淡水量多寡有關，正常年冬季(2001/1-3)時有較多長江沖淡水南流，導致夏季時北流的混合水表層偏低鹽，加上高溫，使得表、底水的密度差較大，湧升不易。聖嬰年冬季長江沖淡水南流的量較少，至夏季時北流的混合水鹽度較高，使密度較大，因表、底水密度差較小，底水容易湧升。正常年鋒面以東的 fCO_2 高於鋒面以西，推測是因為鋒面以東的黑潮水較為高溫、高鹽，而使得 fCO_2 較高。聖嬰年鋒面以西的 fCO_2 高於鋒面以東，推測是因為鋒面以西的溫度、鹽度較高，加上大陸沿岸有湧升的現象，使得 fCO_2 較高。聖嬰年鋒面以東的 fCO_2 的分佈約與大氣平衡，且較正常年時為低，可能是 2002 年基礎生產力較高導致。整體而言，台灣海峽北部正常年 $\text{fCO}_{2(\text{sea-air})}$ $21\mu\text{atm}$ ，聖嬰年 $\text{fCO}_{2(\text{sea-air})}$ $16\mu\text{atm}$ ，亦均為大氣 CO_2 的源。

Abstract

The purpose of this study was to discuss the CO₂ variation in and around the South China Sea (SCS), the largest marginal sea in the world. The SCS and Sulu Sea (SS) in November and December respectively, were a small CO₂ source to the atmosphere. The West Philippine Sea (WPS) was a large CO₂ source to the atmosphere in September. Due to strong upwelling and mixing in the SCS, the excess CO₂ penetrated only to approximately 1000m compared to 1200m in the WPS. Because the SCS subsurface water flows to the SS through the 420 m-deep Mindoro Strait, the excess CO₂ in the SS was found throughout the entire water column.

According to NOAA, 2002 was a weak-to-moderate strength ENSO year and the second warmest since 1986. The Taiwan Strait is the sole passage which connects the East and South China Seas, but the CO₂ variation in the Taiwan Strait is unclear during the ENSO year. We heady discuss the relation between the ENSO and CO₂ variation in the Taiwan Strait. During the ENSO year, the Penghu Channel mixed in more Kuroshio water but the upwelling strength weakened. During an ENSO event, the southwest monsoon and surface circulation are weaker than normal, hence there is less SCS water flowing to the Penghu Channel. Primary productivity in the non-ENSO year (2001) was high so the fCO₂ was low in the upwelling area in the Penghu Channel. The Δ fCO_{2(sea-air)} was about 15 μ atm and 20 μ atm in the non-ENSO year and

the ENSO year, respectively. The southern Taiwan Strait was a source of CO₂ in summer.

The hydrology in the northern Taiwan Strait in summer was comprised mainly of two different water masses. A salinity front was found at between 25.67°N, 121.24°E and 25.87°N, 120.95°E in the non-ENSO year and at between 25.67°N, 121.24°E and 25.77°N, 121.08°E in the ENSO year. There was coastal upwelling in the western Taiwan Strait in the ENSO year. In the ENSO year, the southward flowing China Coastal Current in winter (January to March) was weaker than normal, which led to a higher percentage of northward flowing water mass in summer. As a result, the summer time salinity in the surface layer became higher so the vertical density gradient became lower than a normal year. East of the front was the Kuroshio and west of the front was the water mass that flew through the Taiwan Strait. The Kuroshio is high in temperature and salinity so the fCO₂ to the east of the front was higher than found west of the front in the non-ENSO year. In the ENSO year, owing to the coastal upwelling, the fCO₂ near the Chinese coast was higher than east of the front. The northern Taiwan Strait had a Δ fCO₂(sea-air) of about 21 μ atm and 16 μ atm in the non-ENSO and the ENSO years, respectively, and it was still a source of CO₂ in summer.

目 錄

致 謝-----	I
中文摘要-----	III
英文摘要-----	V
目 錄-----	VII
圖 目 錄-----	IX
表 目 錄-----	XV
第一章、緒 論-----	1
第二章、研究材料與方法-----	7
2.1、 研究材料-----	7
2.2、 研究方法-----	13
2.3、 海水滴定總鹼度(TA)的測定-----	17
2.4、 海水總二氧化碳(TCO ₂)的測定-----	17
2.5、 海水二氧化碳分壓(fCO ₂)計算-----	17
2.6、 人為二氧化碳的計算-----	18
2.7、 無機碳與有機碳分解比例(IC/OC)的計算-----	21
2.8、 蘇祿海 Redfield ratio 的計算-----	25

第三章、南海、西菲律賓海、蘇祿海二氧化碳變化之研究及人為二氧化碳的分佈-----	27
3.1、地理位置及水文環境概況-----	29
3.2、二氧化碳的分佈-----	39
3.3、人為二氧化碳的分佈-----	53
3.4、IC/OC 及蘇祿海 Redfield ratio 的分佈-----	61
第四章、台灣海峽聖嬰時期二氧化碳變化之研究-----	64
4.1、海峽南部水文環境概況及二氧化碳變化-----	65
4.2、海峽北部水文環境概況及二氧化碳變化-----	83
第五章、結 論-----	101
參考文獻-----	104

圖 目 錄

圖 1-1、大氣中 CO ₂ 濃度的變化-----	2
圖 2-1、OR-III 721、OR-I 653、OR-II 806 和 OR-II 871 站位圖-----	8
圖 2-2、OR-I 508 站位圖-----	9
圖 2-3、OR-I 508 溫鹽分佈圖-----	10
圖 2-4、OR-I 462 站位圖-----	11
圖 2-5、OR-I 462 溫鹽分佈圖-----	12
圖 2-6、蘇祿海 PA-1 站位圖-----	14
圖 2-7、OR-I 433 站位圖-----	15
圖 2-8、WOCE P01 測線圖-----	16
圖 2-9、西菲律賓海淺層鹽度極大值深度之 NTCO ₂ 、 NTA vs. Theta 關係圖-----	18
圖 2-10、WOCE (P01 測線)之 NTCO ₂ 、NTA vs. Theta 關 係圖-----	19
圖 2-11、蘇祿海溫鹽分佈圖-----	22
圖 2-12、南海與蘇祿海鹽度垂直分佈圖-----	23

圖 2-13、南海淺層鹽度極大值深度之 NTCO_2 、NTA vs.	
Theta 關係圖-----	24
圖 3-1、南海與西菲律賓海溫鹽分佈圖-----	30
圖 3-2、南海、西菲律賓海與蘇祿海位溫垂直分佈圖-	32
圖 3-3、南海、西菲律賓海與蘇祿海鹽度垂直分佈圖-	33
圖 3-4、南海、西菲律賓海與蘇祿海硝酸鹽垂直分佈圖--	34
圖 3-5、南海、西菲律賓海與蘇祿海磷酸鹽垂直分佈圖--	35
圖 3-6、南海、西菲律賓海與蘇祿海矽酸鹽垂直分佈圖--	36
圖 3-7、南海、西菲律賓海與蘇祿海 NTA 垂直分佈圖--	38
圖 3-8、南海、西菲律賓海與蘇祿海 pH 垂直分佈圖-----	40
圖 3-9、南海、西菲律賓海與蘇祿海 NTCO_2 垂直分佈圖	41
圖 3-10、南海、西菲律賓海與蘇祿海 AOU 垂直分佈圖----	42
圖 3-11、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. pH 關係圖	44
圖 3-12、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. NTCO_2 關	
係圖-----	47
圖 3-13、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. NTA 關係	
圖-----	49
圖 3-14、南海、西菲律賓海與蘇祿海 Ω_a % 垂直分佈圖----	51

圖 3-15、南海人為二氧化碳垂直分佈圖-----	55
圖 3-16、西菲律賓海人為二氧化碳垂直分佈圖-----	56
圖 3-17、蘇祿海人為二氧化碳垂直分佈圖-----	57
圖 3-18、蘇祿海受人為二氧化碳影響前、後 Ω_a % 垂直分佈圖-----	58
圖 3-19、蘇祿海受人為二氧化碳影響前、後 Ω_c % 垂直分佈圖-----	59
圖 3-20、南海、蘇祿海沉積物 CaCO_3 % 隨深度分佈圖-----	60
圖 3-21、南海、西菲律賓海與蘇祿海 IC/OC 垂直分佈圖	62
圖 4-1、OR-III 721 溫鹽分佈圖-----	66
圖 4-2、OR-I 653 溫鹽分佈圖-----	67
圖 4-3、OR-I 653 鹽度剖面分佈圖-----	68
圖 4-4、OR-III 721 鹽度剖面分佈圖-----	68
圖 4-5、OR-I 653 硝酸鹽剖面分佈圖-----	69
圖 4-6、OR-III 721 硝酸鹽剖面分佈圖-----	69
圖 4-7、OR-I 653 NTCO_2 剖面分佈圖-----	71
圖 4-8、OR-III 721 NTCO_2 剖面分佈圖-----	71
圖 4-9、OR-I 653 pH 剖面分佈圖-----	72

圖 4-10、OR-III 721 pH 剖面分佈圖-----	72
圖 4-11、OR-I 653 溫度剖面分佈圖-----	73
圖 4-12、OR-III 721 溫度剖面分佈圖-----	73
圖 4-13、OR-I 653 σ_θ 剖面分佈圖-----	74
圖 4-14、OR-III 721 σ_θ 剖面分佈圖-----	74
圖 4-15、OR-I 653 $f\text{CO}_2$ 剖面分佈圖-----	75
圖 4-16、OR-III 721 $f\text{CO}_2$ 剖面分佈圖-----	75
圖 4-17、OR-I 653 DNC_N 剖面分佈圖-----	76
圖 4-18、OR-III 721 DNC_N 剖面分佈圖-----	76
圖 4-19、OR-I 653 Chl- <i>a</i> 剖面分佈圖-----	78
圖 4-20、OR-III 721 Chl- <i>a</i> 剖面分佈圖-----	78
圖 4-21、OR-I 653 NTA 剖面分佈圖-----	79
圖 4-22、OR-III 721 NTA 剖面分佈圖-----	79
圖 4-23、2001/8 衛星海表溫度圖-----	80
圖 4-24、OR-II 806 溫鹽分佈圖-----	84
圖 4-25、OR-II 871 溫鹽分佈圖-----	85
圖 4-26、OR-II 871 鹽度剖面分佈圖-----	86
圖 4-27、OR-II 806 鹽度剖面分佈圖-----	86

圖 4-28、OR-II 871 溫度剖面分佈圖-----	88
圖 4-29、OR-II 806 溫度剖面分佈圖-----	88
圖 4-30、OR-II 871 σ_θ 剖面分佈圖-----	89
圖 4-31、OR-II 806 σ_θ 剖面分佈圖-----	89
圖 4-32、OR-II 871 硝酸鹽剖面分佈圖-----	90
圖 4-33、OR-II 806 硝酸鹽剖面分佈圖-----	90
圖 4-34、OR-II 871 pH 剖面分佈圖-----	91
圖 4-35、OR-II 806 pH 剖面分佈圖-----	91
圖 4-36、OR-II 871 NTCO_2 剖面分佈圖-----	92
圖 4-37、OR-II 806 NTCO_2 剖面分佈圖-----	92
圖 4-38、OR-II 871 fCO_2 剖面分佈圖-----	93
圖 4-39、OR-II 806 fCO_2 剖面分佈圖-----	93
圖 4-40、OR-II 871 NTA 剖面分佈圖-----	95
圖 4-41、OR-II 806 NTA 剖面分佈圖-----	95
圖 4-42、OR-II 871 Chl- <i>a</i> 剖面分佈圖-----	97
圖 4-43、OR-II 806 Chl- <i>a</i> 剖面分佈圖-----	97
圖 4-44、OR-II 871 DNC_N 剖面分佈圖-----	98
圖 4-45、OR-II 806 DNC_N 剖面分佈圖-----	98

圖 4-46、2001/1-3 衛星海表溫度圖----- 99

圖 4-47、2002/1-3 衛星海表溫度圖----- 100

表 目 錄

表 1-1、1950-2003 年聖嬰現象及反聖嬰現象發生及結 束時間表-----	5
表 2-1、蘇祿海營養鹽、AOU、TA、TC、OC 的計算-----	26
表 3-1、蘇祿海 Redfield ratio 比較表-----	63

第一章、緒論

大氣中主要的溫室氣體有 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 、 O_3 、Chlorofluocarbons (CFCs)等。其中由於 CO_2 對全球溫度升高的貢獻百分比約佔 55%，為造成溫室效應加劇之主要氣體，並且牽涉到複雜的生化循環，所以一直是科學家研究的重點。由圖 1-1 可以看到 CO_2 在大氣中的濃度於 1750 年以前(工業革命前)幾乎維持不變，1750 年以後， CO_2 濃度則不斷增加。根據政府間氣候變遷特別委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)估計， CO_2 濃度自 1750 年後約增加了 31%，其增加的速率是 42 萬年以來，甚至可能是過去的兩千萬年以來最快的。 CO_2 濃度快速增加的原因為人類大量燃燒化石燃料和土地利用的改變(如砍伐森林)所導致。這些因人為活動所產生的 CO_2 (稱為人為二氧化碳或過量二氧化碳)排放至大氣將會使得全球暖化加劇，導致冰川退卻、永凍土融化而使海平面上升、傳染病傳播、國土面積減少...等。同時也將使某些較脆弱的物種滅絕並降低生物多樣性。目前，一般都認為這些過量的二氧化碳有一部分仍停留在大氣中，而海洋為另一個過量二氧化碳的儲存庫(Chen, 1993; Takahashi *et al.*, 1997; Rayner *et al.*, 1999; Ishii *et al.*, 2001)。因此，研究海洋的碳循環成為了一項重要的課題。目前已知三大洋在碳循環裡扮演一個吸收大氣 CO_2 的角色，但邊緣海是大氣 CO_2 的源(source)或匯(sink)並不清楚。一般認為夏季可能會因為 biological pump 而吸收大氣中的 CO_2 ，但另一方面也可能因為深水湧升，加上極大量陸源有機質分解，使得邊緣海中的 CO_2 呈過飽和的狀態，而成為大氣 CO_2 的源(王，1997)，所以研究邊緣海的碳循環十分的重要。是以，本文將對全世界最大的邊緣海-南

Atmospheric Concentrations of Carbon Dioxide, 1000-2001

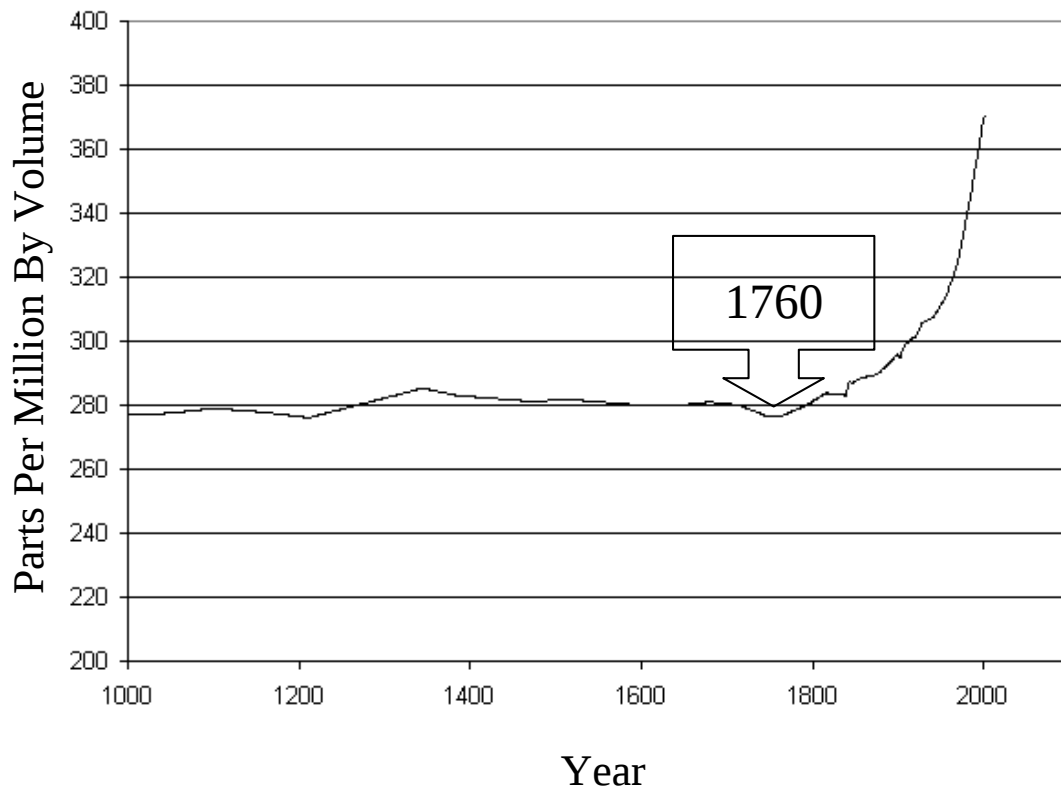


圖 1-1、大氣中 CO₂ 濃度的變化(1000-2001 年，修改自政府間氣候變遷特別委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change， IPCC)

海及其周圍海域（西菲律賓海、蘇祿海、台灣海峽）做二氧化碳分佈的研究，同時計算南海、西菲律賓海及蘇祿海吸收人為二氧化碳的量。

眾所皆知，赤道太平洋海溫大幅提高的現象稱為 El Niño(簡稱 EN)，大溪地島（代表東太平洋）及澳洲達爾文島（代表西太平洋）的氣壓差異變化稱為南方震盪(Southern Oscillation 簡稱 SO)。由於 EN 現象的出現總是發生在 SO 指數為負異常階段，因此，近來全世界把這兩種現象作為一種現象來看待，通稱為 El Niño/Southern Oscillation(簡稱 ENSO；陳，1996)。ENSO 發源於赤道太平洋，為一大尺度的氣候變遷現象，在正常情況下，赤道一帶盛行的東風會將海洋表層溫度較高的水向太平洋西部堆積，使西部表水溫較高(約 29-30°C)，東部表水溫較低(約 22-24°C；Webster and Palmer, 1997)。ENSO 發生時期，赤道由東向西的貿易風減弱或甚至反轉，使表水溫度較高的暖水區域(暖池，warm pool)向西移動速度減緩，停留於赤道太平洋中部或東部地區。由於暖池溫度高(>29°C)，促使其上的空氣受熱上升，形成大量降水雲團，所以聖嬰期間赤道太平洋中部或東部降雨量增加，西部赤道太平洋降雨減少，甚至引發乾旱(Webster and Palmer, 1997; McPhaden, 1999; Feely *et al.*, 2002)。目前已知受聖嬰影響最大的地區為太平洋東部，強度逐漸向西部及兩極遞減。由於 ENSO 一旦發生便會給全球(特別是北半球)帶來氣候異常，進而造成世界各地嚴重的旱澇災害與溫度異常，對於工農業生產帶來嚴重的損失。所以探討聖嬰現象帶來的全球氣候異常和海洋環境變遷，一直是大氣和海洋科學研究的重要的課題。

台灣位於太平洋西部，聖嬰發生期間有夏季侵台颱風數量減

少，使得雨量減少，以致於發生乾旱的問題，和春季時因西南氣流增強，使降雨量增加(范等人，2004)和梅雨時期降雨多，冬季時乾燥而溫暖的現象(唐及吳，1992)。但是對於台灣海峽於聖嬰發生期間，水文變化為何，至今沒有具體的解釋。前人曾針對南海、西菲律賓海以及巴士海峽作聖嬰時期水文變化的研究，如 Chao *et al.*(1996)就曾指出南海在聖嬰期間(1982-1983)受到季風較弱的關係，表水循環較差，海盆中央湧升流及周圍的下降流強度減弱，使熱的垂直交換不好，表水的溫度高於正常年。Chen *et al.*(1995)及 Ye(1997)也指出聖嬰發生時期黑潮進入南海減弱。Wong *et al.*(1993)則認為聖嬰時期黑潮流幅區內，湧升現象較平時明顯，海面表水溫度大多降低(丁，1989)。王(1997)則認為聖嬰期間黑潮流域在 123°E 左右有高溫、高鹽的特性較不明顯的現象。潘等人(1997)也提出聖嬰期間菲律賓以東黑潮流量減弱。根據 NOAA 公佈資料顯示，從 2002 年春季開始，赤道中太平洋與東太平洋水溫度便逐漸增加，6 月時，整個東太平洋水溫已經明顯變暖，形成一個弱到中等強度的聖嬰。世界氣象組織 (World Meteorological Organization, WMO) 更證實了 2002 年是自 1860 年有氣象紀錄開始的第 2 高溫年(最高溫年為 1998 年)。顯示 2002 年的聖嬰強度雖然未如 1997-1998 年的超級聖嬰年猛烈，但仍改變全球多處天氣型態及引發氣候災變。台灣海峽是東海與南海兩大邊緣海間的重要通道，對於物質的輸送、東海的生地化系統，都占有重要的地位。若不了解聖嬰期間其表現為何，非常可惜。根據中央氣象局公佈由 2001 年 3 月至 2002 年 4 月為正常時期，2002 年 5 月至 2003 年 3 月為聖嬰時期(如表 1-1)，所以本文利用 2001 及 2002 年台灣海峽南部、北部四個航次(分別為 2001 年 8 月 OR-III 721 以及 2002 年 8 月 OR-I 653，及 2001 年 8 月 OR-II 806

表 1-1、1950-2003 年聖嬰現象及反聖嬰現象發生及結束時間表

聖嬰年	反聖嬰年
開始時間-結束時間	開始時間-結束時間
1951 年 8 月-1952 年 2 月	1950 年 3 月-1951 年 2 月
1953 年 3 月-1953 年 11 月	1954 年 6 月-1956 年 3 月
1957 年 4 月-1958 年 6 月	1956 年 5 月-1956 年 11 月
1963 年 6 月-1964 年 2 月	1964 年 5 月-1965 年 1 月
1965 年 5 月-1966 年 6 月	1970 年 7 月-1972 年 1 月
1968 年 9 月-1970 年 3 月	1973 年 6 月-1974 年 6 月
1972 年 4 月-1973 年 3 月	1974 年 9 月-1976 年 4 月
1976 年 8 月-1977 年 3 月	1984 年 9 月-1985 年 6 月
1977 年 7 月-1978 年 1 月	1988 年 5 月-1989 年 6 月
1979 年 10 月-1980 年 4 月	1995 年 9 月-1996 年 3 月
1982 年 4 月-1983 年 7 月	1998 年 7 月-2001 年 2 月
1986 年 8 月-1988 年 2 月	
1991 年 3 月-1992 年 7 月	
1993 年 2 月-1993 年 9 月	
1994 年 6 月-1995 年 3 月	
1997 年 4 月-1998 年 4 月	
2002 年 5 月-2003 年 3 月	

量度聖嬰現象強弱的指標是取 5°N - 5°S , 120°W - 170°W , 即 Nino3.4 之海溫變化。當 Nino3.4 之平均海溫距平，經過 5 個月滑動平均後，其值連續 6 個月以上均大於 0.4，即為進入聖嬰現象的狀態；反之，海溫距平小於 0.4，達 6 個月以上即進入反聖嬰的狀態，其他情形則為正常狀態(Trenberth,1997；資料來源：中央氣象局)。

以及 2002 年 8 月 OR-II 871)的水文資料，配合網路查詢資料(河川總流量、雨量、衛星海表溫度圖 Sea Surface Temperature，簡稱 SST)探討聖嬰年及正常年台灣海峽的水文分布情形。

第二章、 研究材料與方法

2.1、研究材料

台灣海峽聖嬰時期二氧化碳變化之研究，主要用於討論海峽南部及北部。海峽南部的數據採用OR-III 721(2001/08/06-07)、OR-I 653(2002/08/08-09)兩個航次的資料，航線主要是由高雄港出發，向西北方行駛，經澎湖群島至接近金門處。OR-II 806(2001/08/27-28)、OR-II 871(2002/08/01)航次從基隆出發，向西北航行，經馬祖附近，測量台灣海峽北部海水(OR-III 721、OR-I 653、OR-II 806和OR-II 871的站位如圖2-1)。本文中OR-III 721及OR-II 806 的各項參數均摘自陳等人(2002)；OR-I 653及OR-II 871的溫度、鹽度、 σ_θ 、營養鹽、Chl-*a*則摘自陳等人(2003)，上述四個航次的DNC_N均引用邢(2004)。

南海、西菲律賓海、蘇祿海二氧化碳變化之研究及人為二氧化碳的分佈；南海採用 OR-I 508 航次(1997/11，站位如圖 2-2)的數據。其航線是由高雄港出發進入南海，根據溫鹽圖(圖 2-3)可看出 St. 6、17、21、22、23、34、36、38、40 的溫鹽性質均偏向典型南海水，但南海北端靠近台灣的 St. b1、b2、b3、42 的鹽度偏高，推測可能受到黑潮水的混合，使溫鹽性質顯示非純粹的南海水，故不採用。西菲律賓海採用 OR-I 462 航次(1996/09，站位如圖 2-4)的數據，採樣範圍由台灣海峽南部約 119.0°E 至西太平洋約 129.8°E。由於 Chen and Huang (1996)曾提及西菲律賓海位於 122°E 存有一鋒面，鋒面以西為西菲律賓海水與南海的混合水，鋒面以東為西菲律賓海水。本文為了避免所使用的數據受到南海水的影響，僅採用 St. CM6、CM11、15、17、19、22、24、25、27、31、108、109 的水文資料(溫鹽分佈如圖 2-5)。St. CM12、

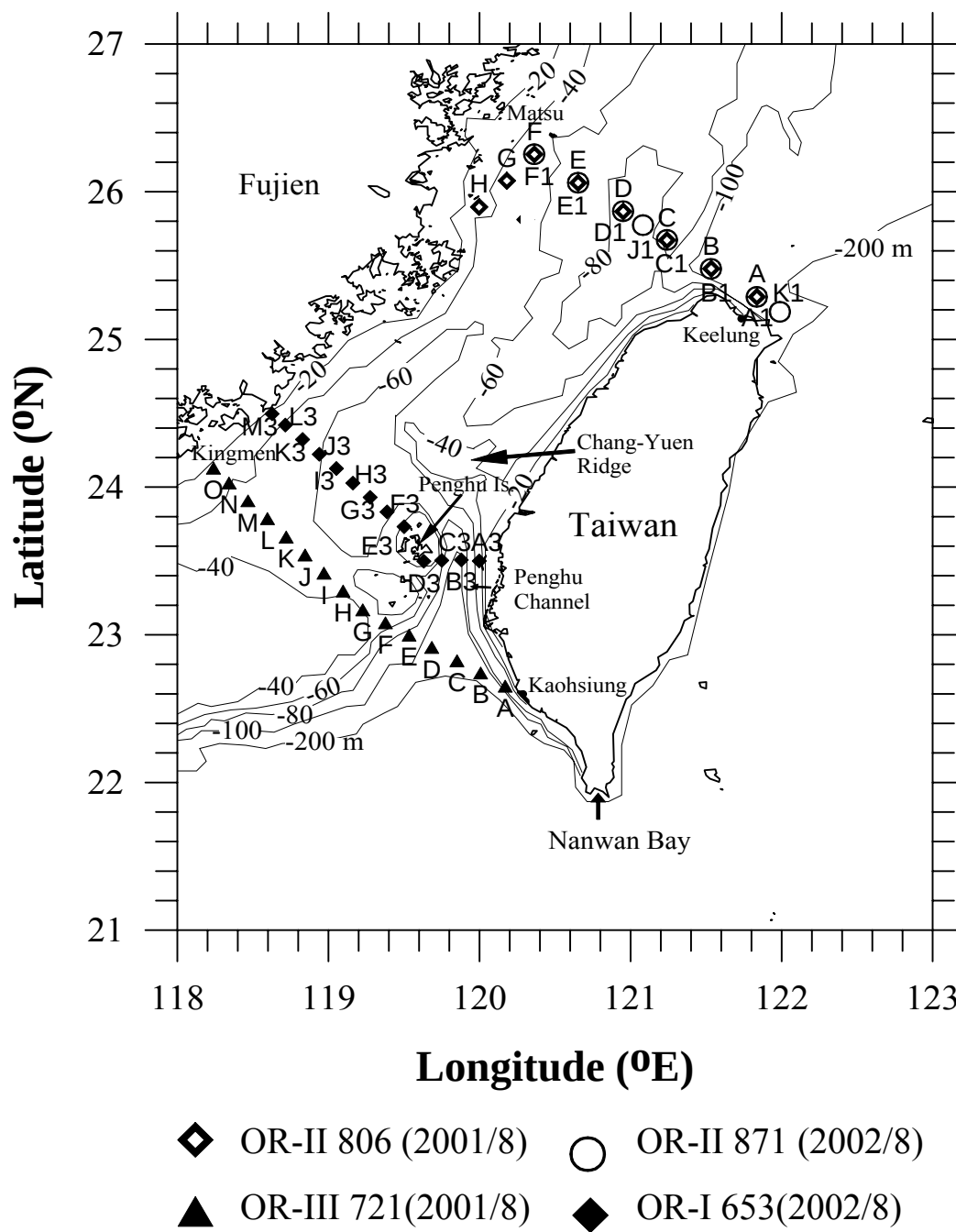


圖 2-1、OR-III 721、OR-I 653、OR-II 806
和 OR-II 871 站位圖

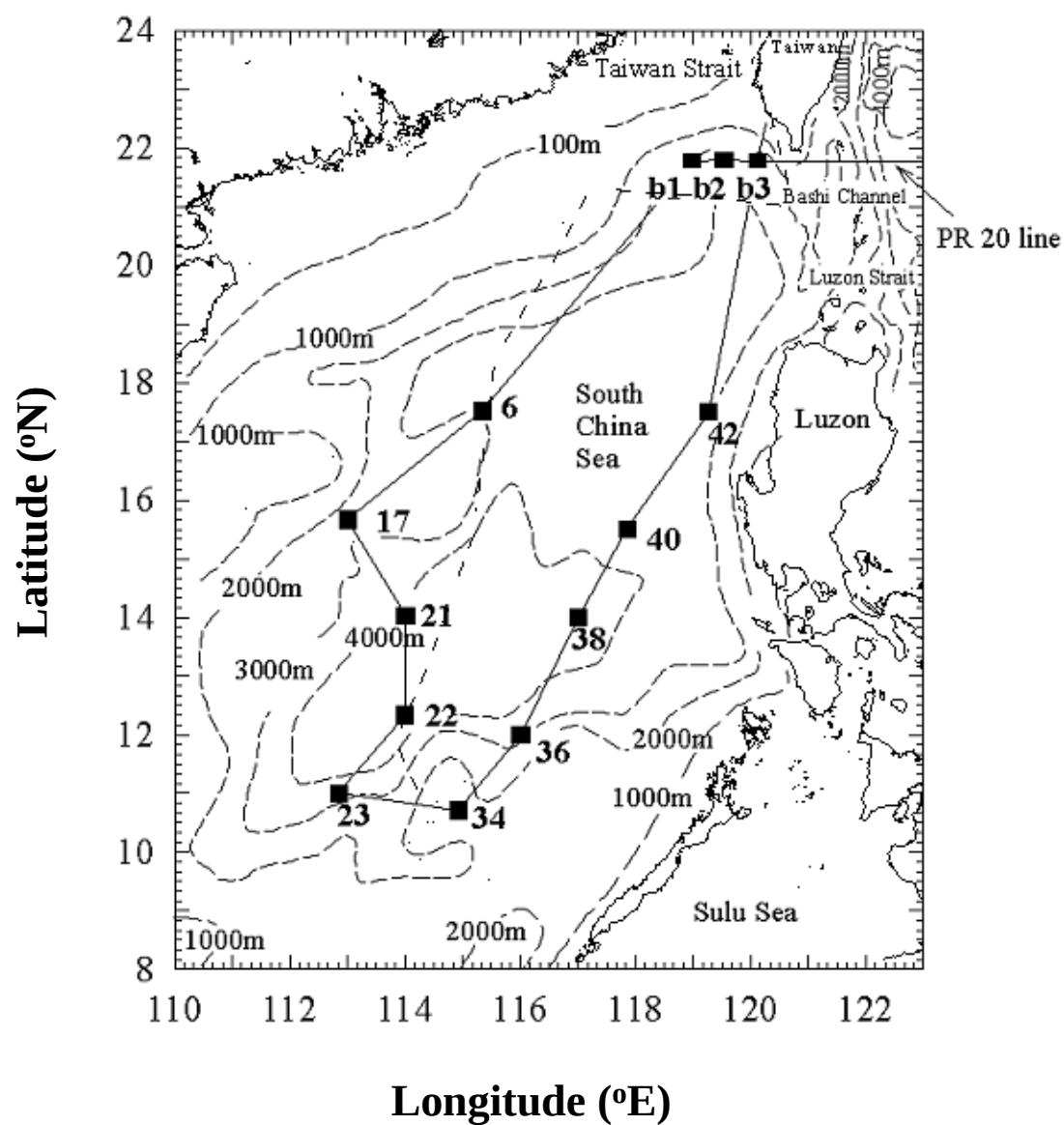


圖 2-2、OR-I 508 站位圖

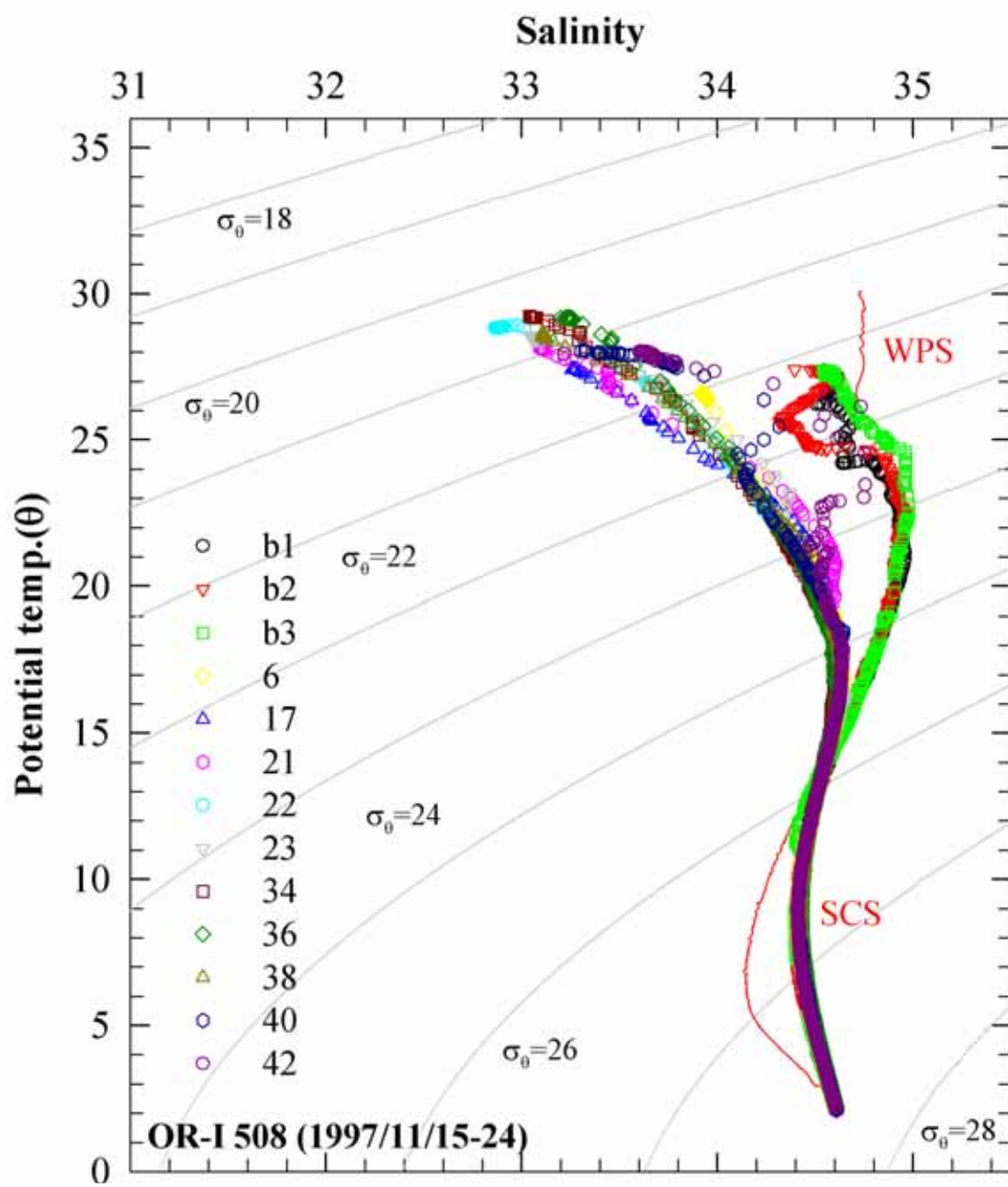


圖 2-3、OR-I 508 溫鹽分佈圖

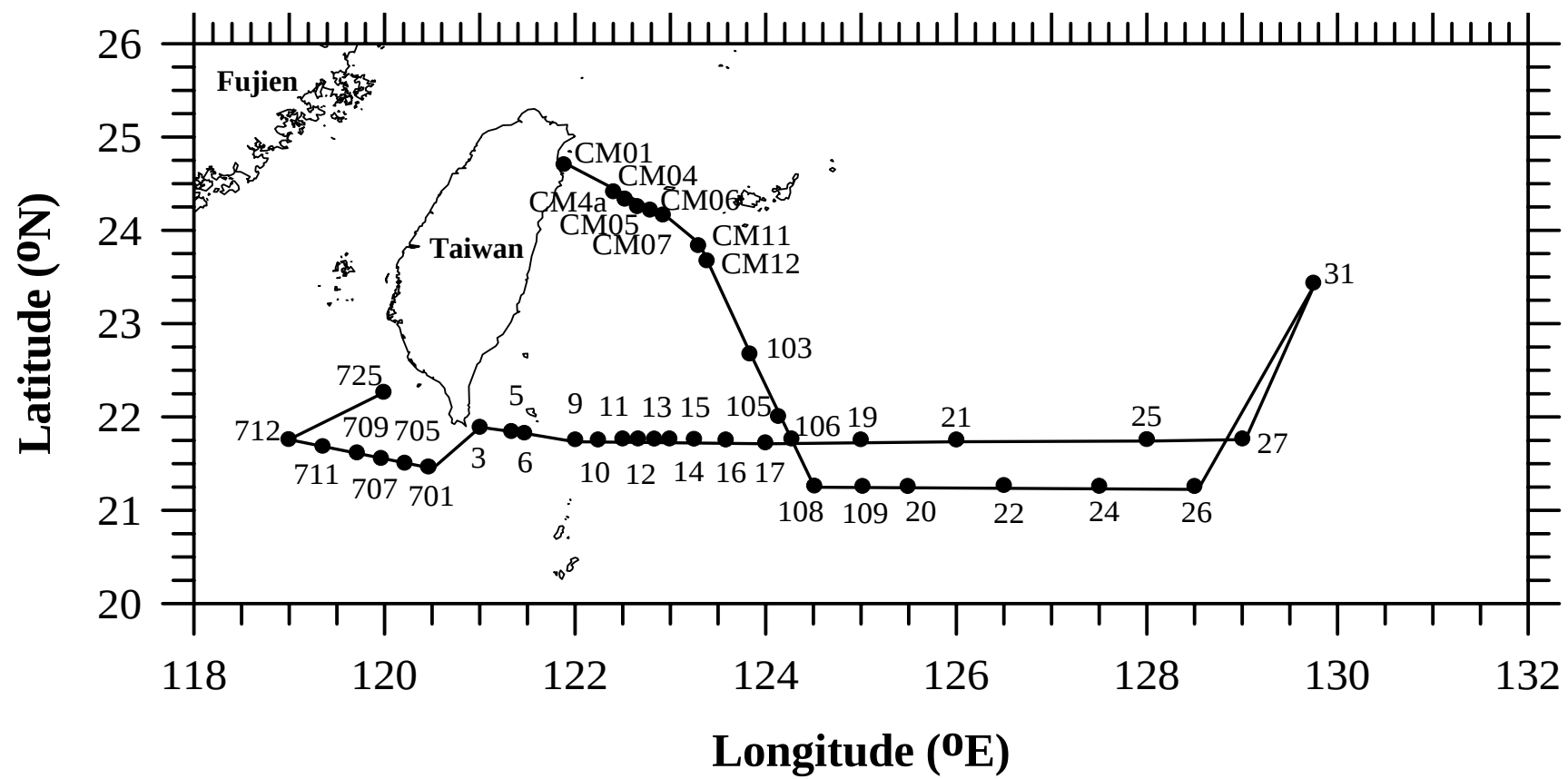


圖 2-4、OR-I 462 站位圖

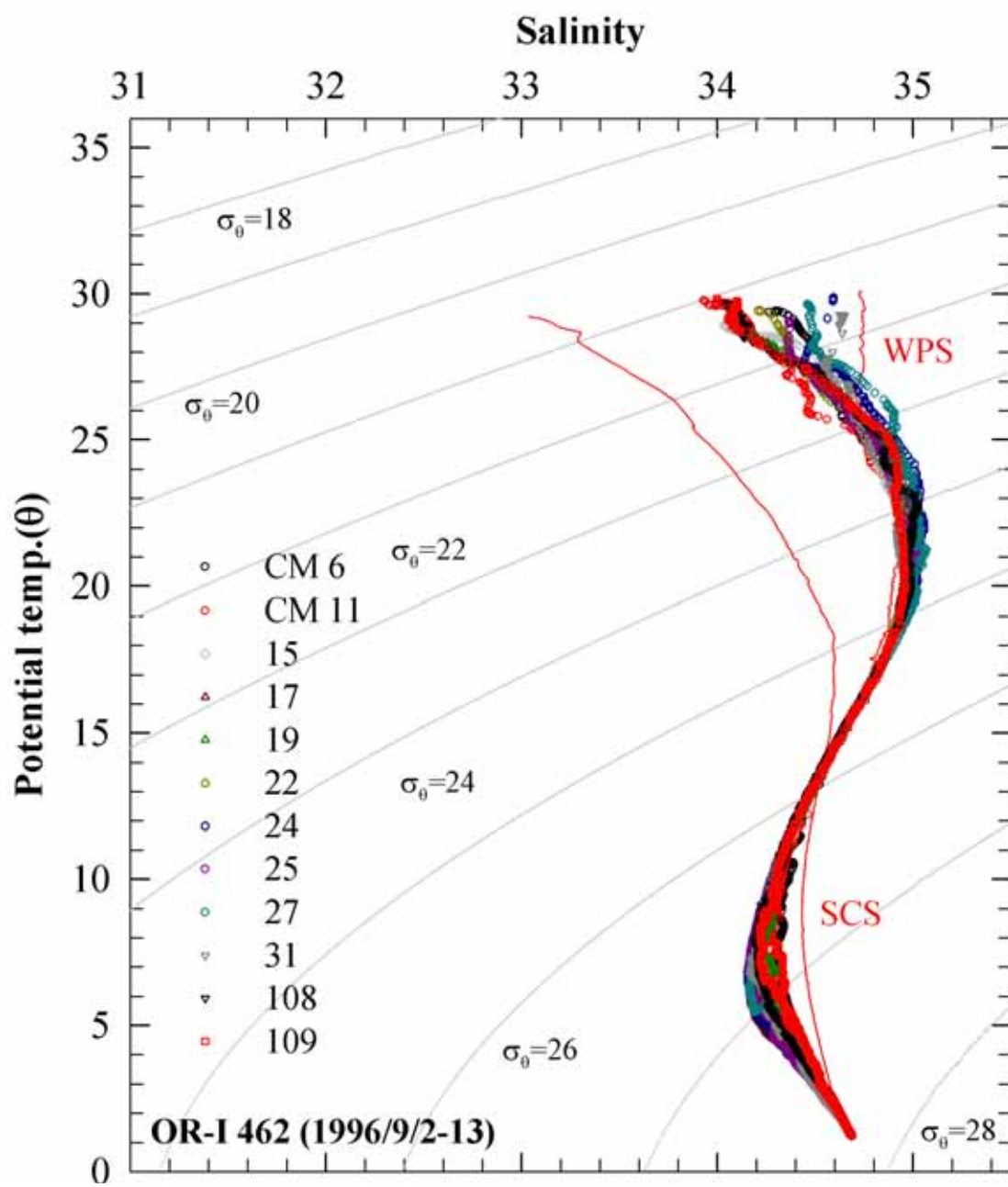


圖 2-5、OR-I 462 溫鹽分佈圖

16、20、21、26、103、106 由於缺乏水文數據，故忽略不用。南海(OR-I 508)、西菲律賓海(OR-I 462 及 OR-I 433)相關數據(溫度、鹽度、 σ_θ 、營養鹽、pH、NTA 和 NTCO_2)分別摘錄自陳等人(1998)及陳等人(1997)。

蘇祿海的數據摘自 Gamo(1997)，水文測站 PA-1(位於 8.8°N ， 121.8°E ，圖2-6)，採樣時間為1996/12。由於 Gamo(1997)中僅提供溫度、鹽度、營養鹽、TA及pH，所以本文中所使用的 TCO_2 、 fCO_2 是由 CO_2 System 計算程式(Lewis and Wallace, 1998)，利用 TA、pH 配合溫度、鹽度計算得到。

人為二氧化碳計算中南海淺層鹽度極大值 NTCO_2^0 (present) 及 NTA^0 (preformed) 起始值方程式數據來源為 OR-I 462 及 OR-I 433；OR-I 433 採樣時間為 1995/10，測線於西菲律賓海 121.3°E - 130.0°E ， 21.3 - 22.8°N 之間(站位如圖2-7)。北太平洋鹽度極小值的方程式是使用 WOCE 計畫於北太平洋 40°N 以北， 180°W 以西 P01 測線的數據(測線位置如圖2-8)，P01 測線由日本 R/V *Mirai*, R/V *Kaiyo Maru* 研究船於 1999/9 完成採樣。

2.2、研究方法

海水樣品的採集是使用研究船上的輪盤式採水器，其上掛有 2.5 升 Niskin 採水瓶。輪盤上除了採水器外還裝設有 CTD (溫度、鹽度、深度儀)，其原理是利用溫度探針測量溫度，導電度探針測量導電度後換算成鹽度，壓力探針測量壓力後換算成深度(劉，2001)。

由於本文的主體主要介紹海洋的二氧化碳系統，所以僅介紹總鹼度(TA)、總二氧化碳(TCO_2) 的測定方法、二氧化碳分壓(fCO_2)的計算和人為二氧化碳、無機碳與有機碳比率(IC/OC)及蘇

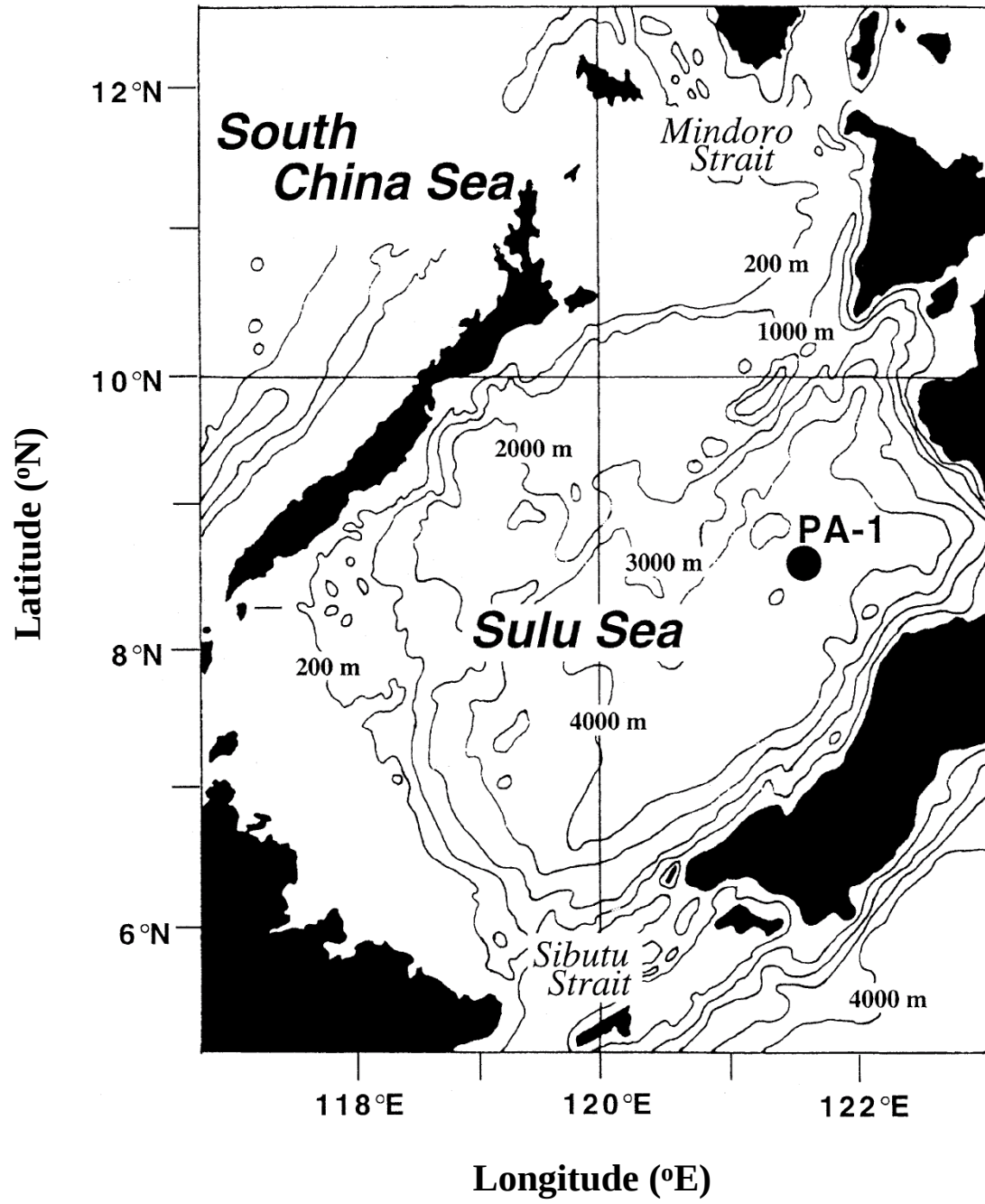


圖 2-6、蘇祿海 PA-1 站位圖(修改自 Nozaki *et al.*, 1999)

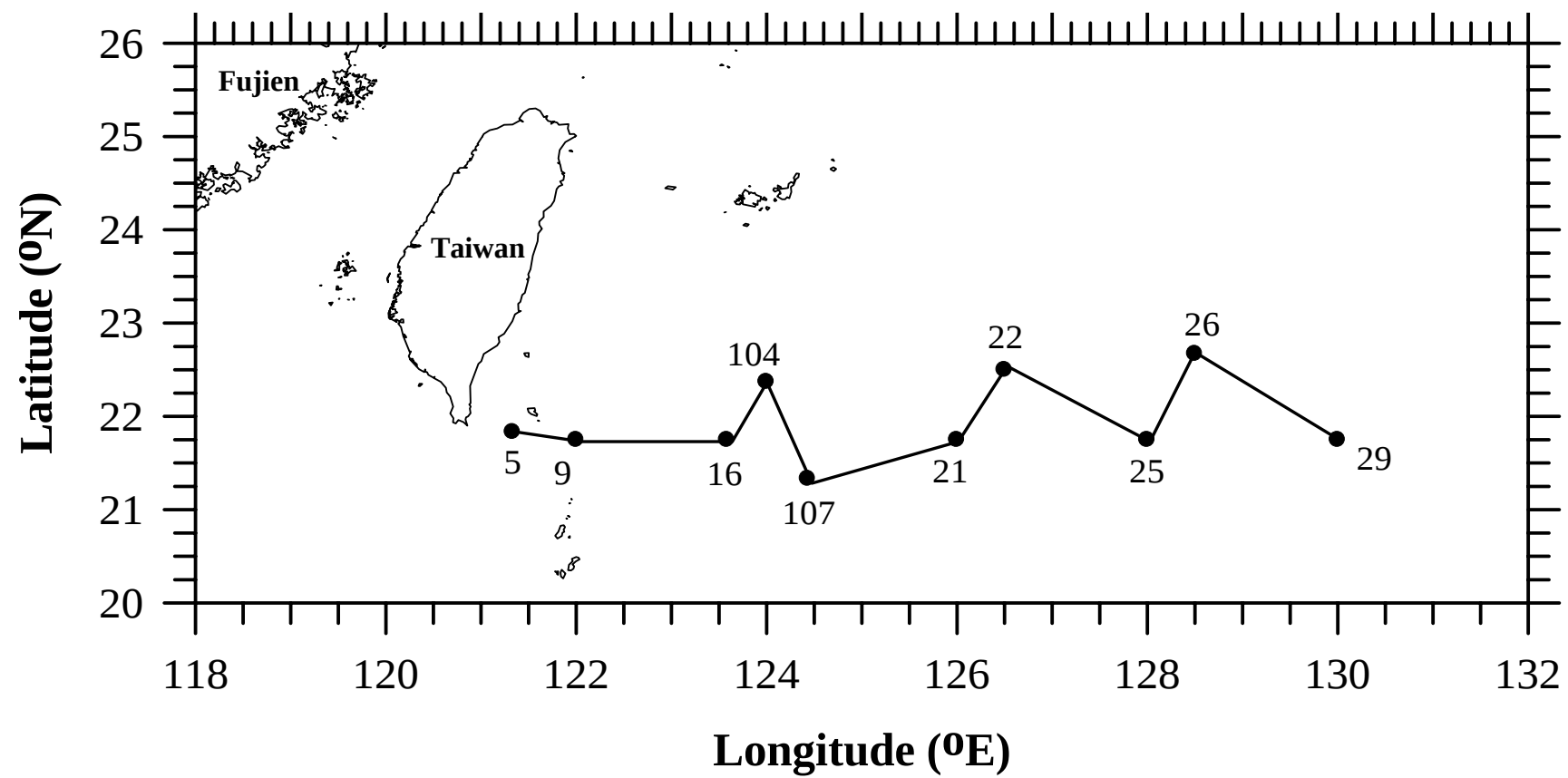


圖 2-7、OR-I 433 站位圖

祿海 Redfield ratio 的計算。

2.3、海水滴定總鹼度(TA)的測定

TA的測定使用法國Radiometer公司製的pHM 84型精密酸鹼儀，輔以編號PHC2401 962-01-182的電極與內外雙層的玻璃圓柱體cell，於常壓、恆溫 25 ± 0.1 下進行測定。總鹼度的測定主要參照Butler (1992)。實驗品質的控制為使用Dickson教授實驗室所出品的標準海水作校正，受測樣品值之精確度為0.1%，準確度為0.2%。

2.4、海水總二氧化碳(TCO₂)的測定

TCO₂的測定是使用美國羅德島大學海洋系儀器發展室製作的SOMMA儀器，加上美國UIC公司生產的電流法二氧化碳分析儀配合PG(Pneumatic Gas; 高純氮氣)、CG(Carrier Gas; 高純氮氣)、HSG(Head Space Gas; 高壓空氣)及PC個人電腦於常壓、恆溫 15 ± 0.1 下進行測定，並採用Dickson and Goyet於1994年提出的電量滴定法作為測定依據。實驗品質的控制為使用Dickson教授實驗室所出品的標準海水作校正，受測樣品值之精確度及準確度均為0.1%。

2.5、海水二氧化碳分壓(fCO₂)的計算

本文中的二氧化碳分壓(fCO₂)的資料是使用(Lewis and Wallace, 1998)建立的CO₂ System計算程式，利用TCO₂與TA及配合溫、鹽及營養鹽(PO₄³⁻, SiO₂)計算得出。解離常數(K₁、K₂)的使用採最普遍使用的Mehrbach *et al.* (1973)。由於測定TA的精確

度約0.1%，TCO₂的精確度在0.1%以內，如此推算fCO₂的精確度約±4μatm。

2-6、人為二氧化碳的計算

由於海水的循環時間約為600年(工業革命前)，所以我們假設在水團形成與大氣接觸時，其海水中所含的CO₂與大氣平衡，水團經冷卻，密度增加而下沉，流至我們的採樣點。運用Chen and Millero (1979)提出將此水NTCO₂測值(NTCO₂ measured)利用AOU扣除有機質分解及利用NTA扣除碳酸鈣殼體、骨骼溶解所提供的NTCO₂，剩餘的值即為未受工業革命影響的NTCO₂原始值(簡稱為NTCO₂⁰ preformed，計算如公式1)。將現在水團發源地的NTCO₂值(已受工業革命影響，簡稱為NTCO₂⁰ present)扣除上述NTCO₂⁰ preformed，剩餘的值即為ΔNTCO₂⁰ (Excess CO₂，計算如公式2)。

$$\text{NTCO}_2^0(\text{preformed}) = \text{NTCO}_2(\text{measured}) - 0.5[\text{NTA}(\text{measured}) - \text{NTA}^0(\text{preformed})] - 0.78\text{AOU} \dots\dots\dots \text{公式1}$$

$$\Delta\text{NTCO}_2^0 = \text{NTCO}_2^0(\text{present}) - \text{NTCO}_2^0(\text{preformed}) \dots\dots\dots \text{公式2}$$

NTCO₂⁰ (preformed): 水團從發源地流到採樣點，扣除流動過程中因有機質分解及碳酸鈣溶解提供NTCO₂後的原始值。

NTCO₂(measured)、NTA(measured)：NTCO₂、NTA的測量值。

NTA⁰(preformed): 假設表水的NTA自工業革命以來沒有改變，所以NTA⁰(preformed)等於NTA⁰ (present)，為水團發源地NTCO₂的起始值。假設表水的NTA自工業革命以來沒有改變的原因，為表水的TA不會受到大

氣中CO₂濃度的改變而影響，同時表水的碳酸鈣多為過飽和，不會因碳酸鈣溶解而影響(Chen and Millero, 1979; Broecker *et al.*, 1985)。表水的NTA主要受溫度、鹽度影響，Brewer *et al.*(1983)指出這幾年來海水溫、鹽度的變化對其影響不大。

NTCO₂⁰ (present): 水團發源地NTCO₂的起始值。

ΔNTCO₂⁰: Excess CO₂。

由於不同的水團有不同的起始總二氧化碳(NTCO₂⁰ present)及鹼度值(NTA⁰ preformed)，所以在計算過程中如何做適當的選擇，是棘手的問題。由於海水表層的總二氧化碳及鹼度值與溫度呈線性關係(Chen and Millero, 1979)，因此利用此種線性關係，可以得到經鹽度校正後現今海水表面的NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed)對位溫的直線迴歸式。利用迴歸式便可求得不同位溫下海水的NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰(preformed)。不過在求這些式子的時候，並非使用所有表層海水的數據來作計算，而是盡量使用近水源區的表層海水資料求得(Chen and Pytkowicz, 1979; Chen *et al.*, 1982, 1986)，下面就分別介紹：(1)南海、(2)西菲律賓海及(3)蘇祿海NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed)的計算。

(1)南海NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed)的計算

由溫鹽圖(如圖2-3)可以看出南海分別在位溫約17.07°C(約130-160m)、8.99°C(約400-600m)及2.13°C(約3000-4000m)存有鹽度極值。17.07°C左右為淺層鹽度極大值，由黑潮熱帶水提供，經西菲律賓海流入。位溫約8.99°C存有一鹽度極小值，此訊號由北太平洋中層水提供，其來源為北太平洋的高緯度地區。2.13°C

左右為深層鹽度極大值，由NADW形成，NADW的來源為AABW迴流而成，水團發源地為南極。由於南海水主要由上述三股水團依不同的比例混合而成，所以Excess CO₂的計算需要使用三個起始值方程式。

第一個起始方程式為淺層鹽度極大值NTCO₂⁰ (present)、NTA⁰ (preformed)的計算。由於水團來自於西菲律賓海，所以使用西菲律賓海(OR-I 462及OR-I 433)該深度之NTCO₂及NTA對位溫作迴歸(如圖2-9)得到，方程式如下：

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2168 - 8.34 * \text{位溫} (\pm 6) \dots\dots\dots \text{公式3}$$

$$\text{NTA}^0 (\text{preformed}) = 2281 - 0.59 * \text{位溫} (\pm 4) \dots\dots\dots \text{公式4}$$

第二個起始方程式為計算鹽度極小值深度的NTCO₂⁰ (present)、NTA⁰ (preformed)。由於水團來源為北太平洋中層水，所以使用WOCE(P01測線)NTCO₂及NTA對位溫作迴歸(如圖2-10)得到，方程式如下：

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2289 - 16.24 * \text{位溫} (\pm 14) \dots\dots\dots \text{公式5}$$

$$\text{NTA}^0 (\text{preformed}) = 2391 - 6.34 * \text{位溫} (\pm 11) \dots\dots\dots \text{公式6}$$

由於WOCE(P01測線)採樣時間是於1999，南海(OR-I 508)採樣時間為1997，假設位溫與NTCO₂的斜率不變，在1997-1999之間海水的TCO₂約增加了2μmol/kg，所以NTCO₂⁰ (present)公式應修正如下：

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2287 - 16.24 * \text{位溫} (\pm 14) \dots\dots\dots \text{公式7}$$

第三個起始方程式為深層鹽度極大值(NADW)NTCO₂⁰(present)、NTA⁰(preformed)的計算。本文引用Chen *et al.*

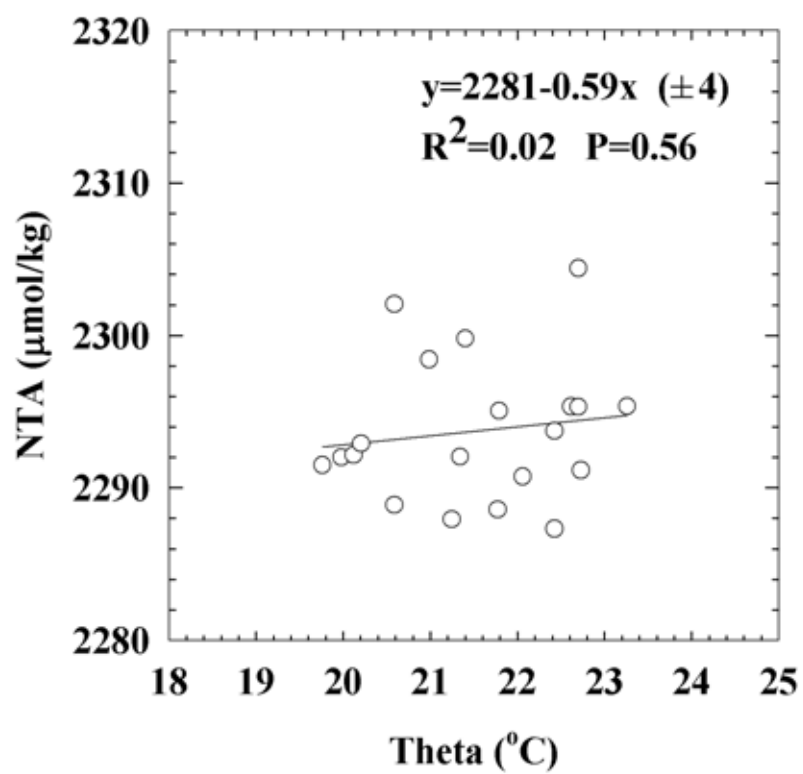
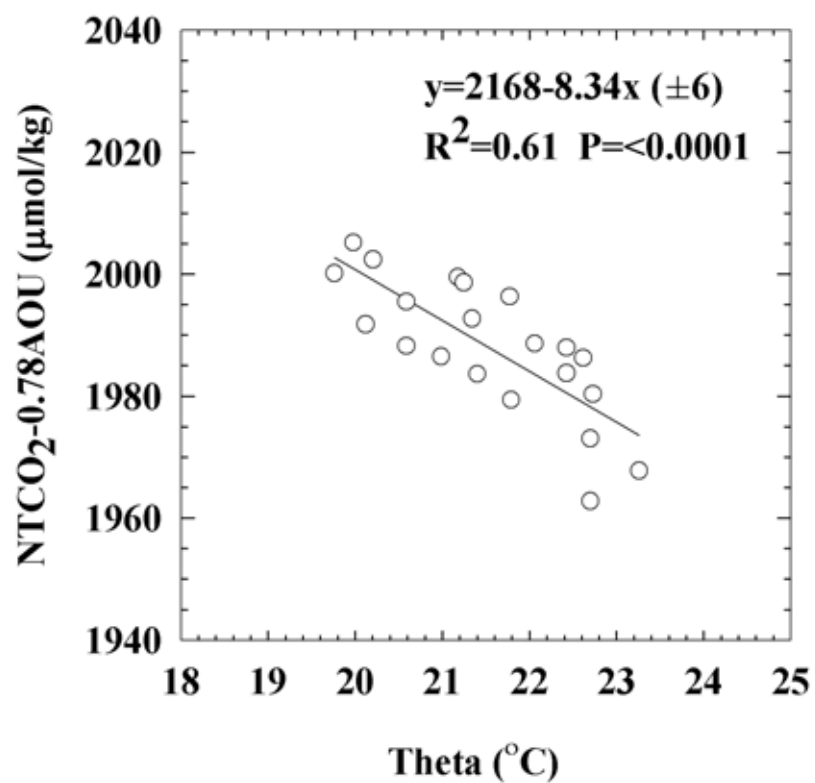


圖 2-9、西菲律賓海淺層鹽度極大值深度之 NTCO₂、NTA vs. Theta 關係圖

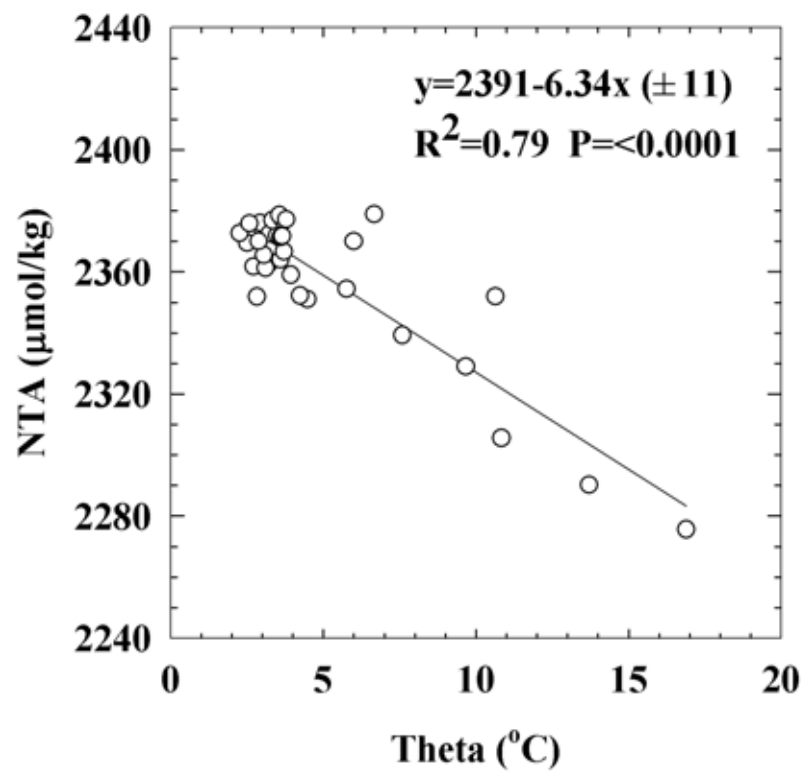
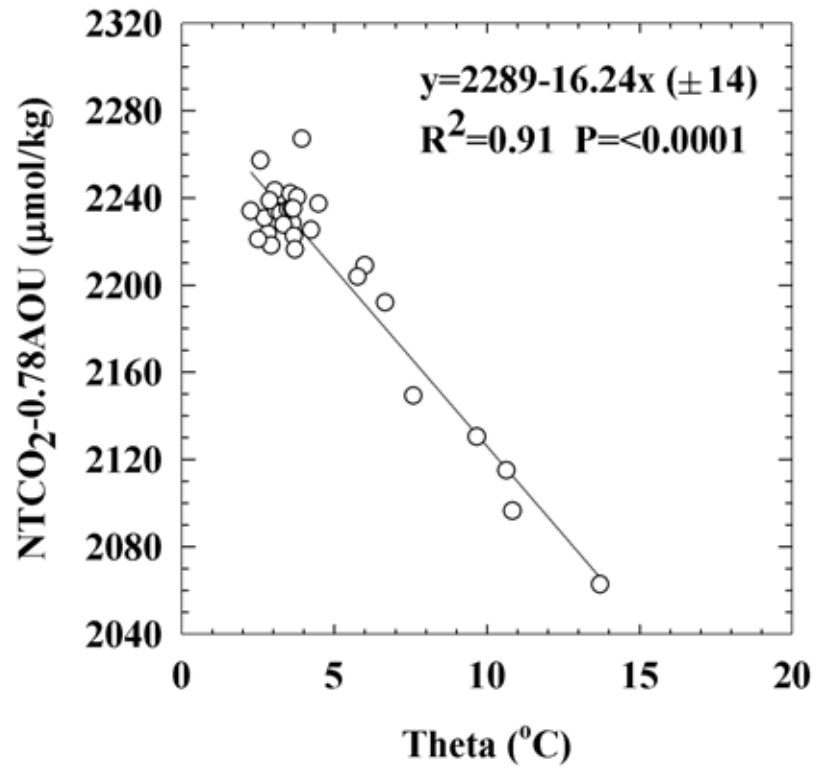


圖 2-10、WOCE (P01 測線)之 NTCO₂、NTA vs. Theta 關係圖

(1986)利用GEOSECS 於50°S以南之NTA及NTCO₂對位溫作迴歸得到的方程式作計算(如公式8、9)。但是由於Chen *et al.*(1986)所提出的公式為1973-1974的數據，而南海(OR-I 508)採樣時間為1997，假設位溫與NTCO₂的斜率不變，在1973-1997之間海水的TCO₂增加了約20μmol/kg，所以NTCO₂⁰ (present)與位溫迴歸的關係式應修正如公式10：

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2219 - 11 * \text{位溫} (\pm 16) \dots\dots\dots \text{公式8}$$

$$\text{NTA}^0 (\text{preformed}) = 2384 - 4.2 * \text{位溫} (\pm 9) \dots\dots\dots \text{公式9}$$

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2239 - 11 * \text{位溫} (\pm 16) \dots\dots\dots \text{公式10}$$

根據上述起始值方程式(公式3-4、公式6-7、公式9-10)依水團混合的比例算出的NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰(preformed)後，就可以依公式1及2計算出Excess CO₂。

(2)西菲律賓海NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed)的計算

西菲律賓海在位溫約7.26°C(約550-700m)有鹽度極小值、1.26°C(約3000-4000m)有鹽度極大值的訊號。鹽度極小值的訊號來自於北太平洋中層水，所以NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed)使用公式5及6作計算。但是由於公式5的數據為1999，西菲律賓海的數據為1996，在1996-1999之間海水的TCO₂增加了約4μmol/kg，所以必須對公式5中NTCO₂⁰ (present)作修正，如公式11。西菲律賓海鹽度極大值訊號來自於NADW，所以起始值的計算使用上述公式8及9。但是由於公式8中NTCO₂⁰ (present)及NTA⁰ (preformed) 的數據來源為1973-1974，而西菲律賓海為1996，假設位溫與NTCO₂的斜率不變，在1973-1996之間海水的TCO₂增加了約21μmol/kg，所以將公式8 NTCO₂⁰ (present)修正如公式12。

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2285 - 16.24 * \text{位溫} (\pm 14) \dots\dots\dots \text{公式11}$$

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2240 - 11 * \text{位溫} (\pm 11) \dots\dots\dots \text{公式12}$$

(3) 蘇祿海 NTCO_2^0 (present)及 NTA^0 (preform)的計算

蘇祿海的溫鹽性質(圖2-11)從表水至深水均趨近於南海水，溫鹽的範圍止於北太平洋中層水，推測蘇祿海水為南海水跨過420m以上的海檻所提供。觀察南海與蘇祿海鹽度對深度的分佈圖(圖2-12)可得知南海在120-160m左右有一淺層鹽度極大值，蘇祿海鹽度極大值較深，約200m。推測蘇祿海水可能由南海淺層鹽度極大值及北太平洋中層水兩個水團依不同的比例混合而成，所以蘇祿海Excess CO_2 的計算使用兩個起始值方程式，第一個起始方程式是以南海(OR-I 508航次)中鹽度淺層極大值深度的 NTCO_2 及 NTA 對位溫作迴歸(如圖2-13)得到，方程式如下：

$$\text{NTCO}_2^0 (\text{present}) = 2301 - 14.28 * \text{位溫} (\pm 14) \dots\dots\dots \text{公式13}$$

$$\text{NTA}^0 (\text{preformed}) = 2535 - 10.65 * \text{位溫} (\pm 5) \dots\dots\dots \text{公式14}$$

第二個起始方程式為鹽度極小值深度的 NTCO_2^0 (present)、 NTA^0 (preformed)的計算。由於水團來源為北太平洋中層水，加上蘇祿海採樣時間於1996，所以 NTCO_2^0 (present)使用公式11、 NTA^0 (preformed)則使用公式6作計算。

2-7、無機碳與有機碳分解比例(IC/OC)的計算

海洋中的溶解碳，除了來自大氣中的 CO_2 之外，最主要的來源就是碳酸鈣骨骼、殼體的溶解(Inorganic Carbon, IC)與有機值(Organic Carbon, OC)的分解。如果能知道IC、OC在海水中的比率，將有助於了解海洋中碳的循環機制。

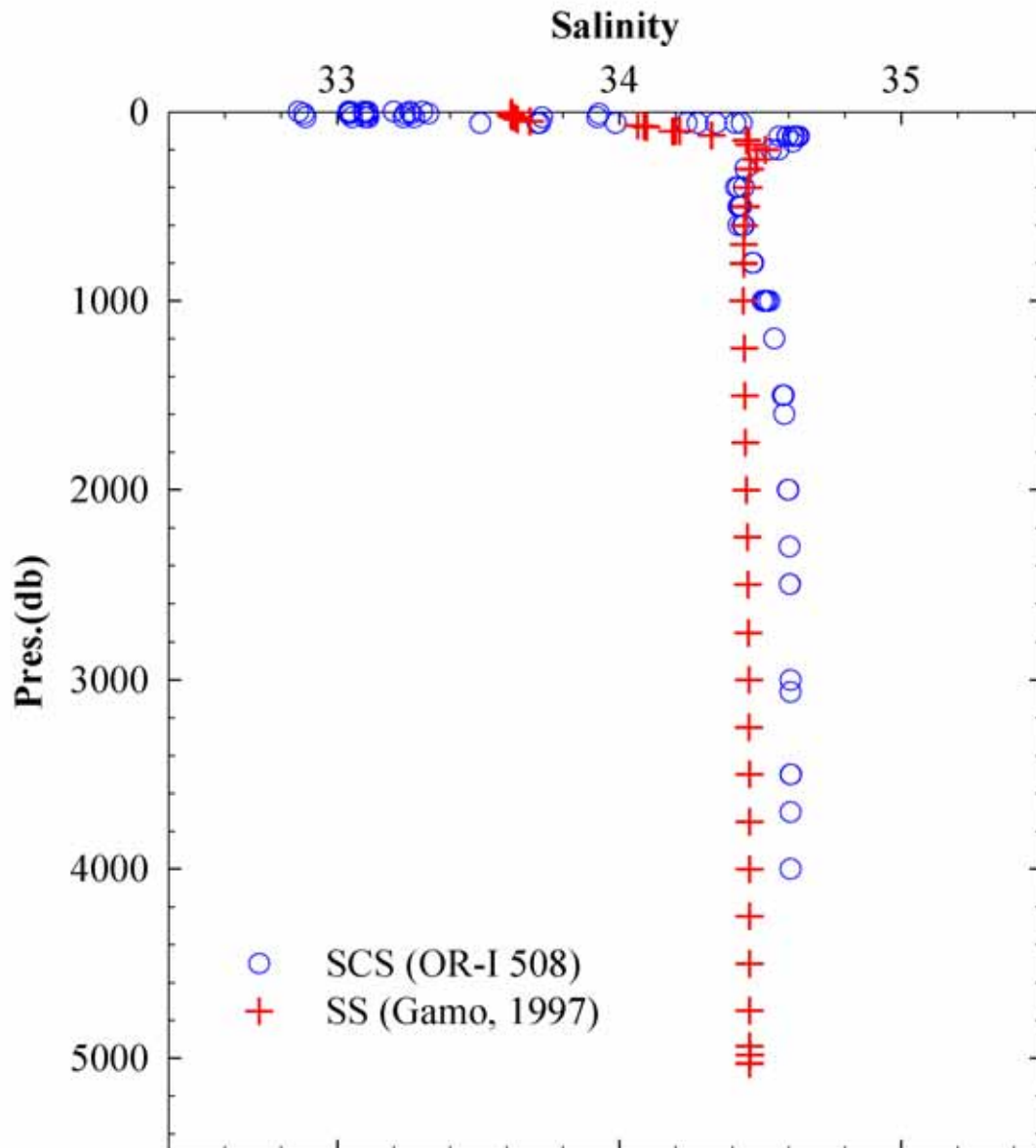


圖 2-12、南海與蘇祿海鹽度垂直分佈圖

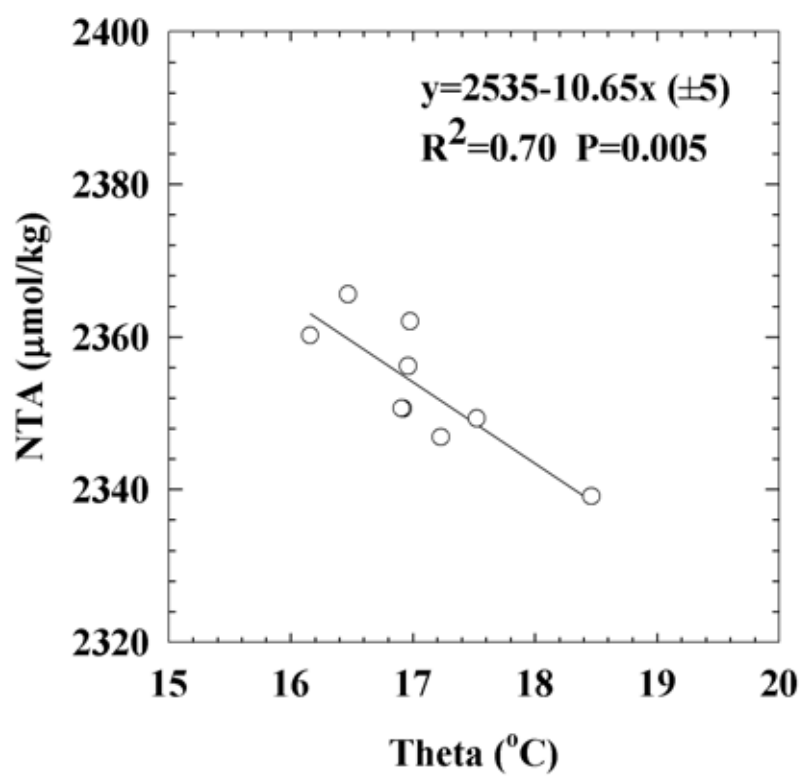
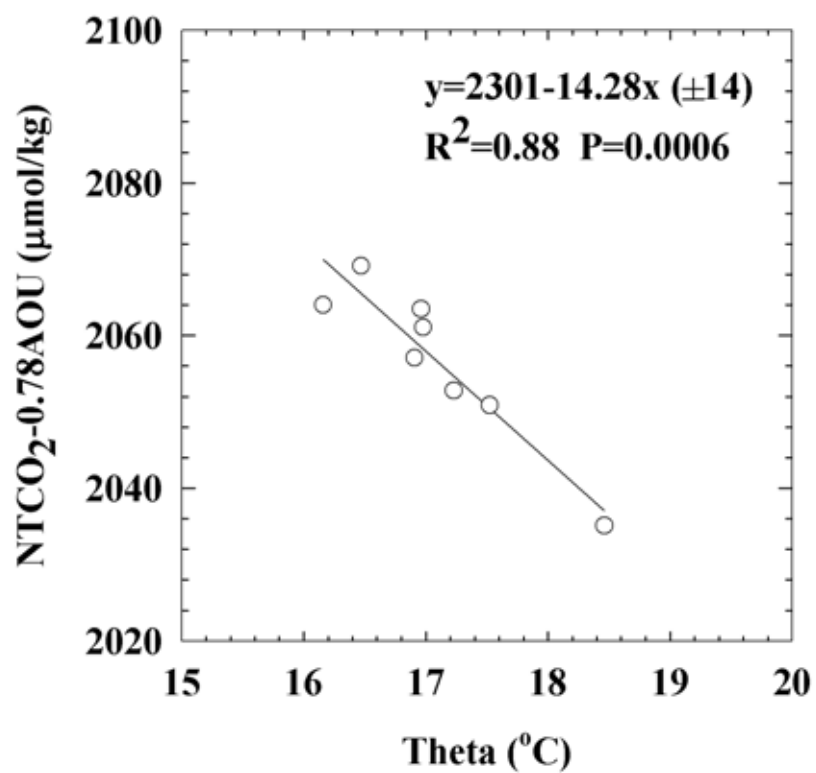


圖 2-13、南海海淺層鹽度極大值深度之 NTCO₂、NTA vs. Theta 關係圖

IC/OC的計算使用各水團的起始值方程式作 $\text{NTCO}_2^0(\text{present})$ 及 $\text{NTA}^0(\text{preformed})$ 的計算，再依Chen *et al.* (1982)所提出的無機碳與有機碳比例的方程式作運算，方程式如下：

$$\text{IC/OC} = [0.16038 * (\Delta \text{NTCO}_2 + X) + \Delta \text{NTA}] / [2 * (\Delta \text{NTCO}_2 + X) - \Delta \text{NTA}]$$

IC:無機碳的分解量

OC:有機碳的分解量

ΔNTCO_2 : $\text{NTCO}_2(\text{measured}) - \text{NTCO}_2^0(\text{present})$

ΔNTA : $\text{NTA}(\text{measured}) - \text{NTA}^0(\text{preformed})$

X : $\text{NTCO}_2^0(\text{present}) - \text{NTA}^0(\text{preformed})$

2.8、蘇祿海Redfield Ratio的計算

蘇祿海水為南海水跨過420m以上的海檻流入形成(Nozaki *et al.*, 1999)。由於海水有沿著等密度面流動的特性，所以推測蘇祿海營養鹽、 TCO_2 、TA的原始值應為南海跨過420公尺以上海檻所流入的水。首先先利用蘇祿海420m的溫度、鹽度求出 σ_θ ($\sigma_\theta \doteq 26.0$)，再找出南海水 $\sigma_\theta \doteq 26.0$ 的水，將南海 $\sigma_\theta \doteq 26.0$ 的水的營養鹽、 TCO_2 、TA等數據當成蘇祿海的原始值。將蘇祿海內部4000m的營養鹽等參數減去上述原始值，就得到蘇祿海本身增加的營養鹽、 TCO_2 、TA(計算如表2-1)，藉由 Δ 營養鹽、 ΔTCO_2 、 ΔTA 等參數即可計算出Redfield ratio。

表 2-1、蘇祿海營養鹽、AOU、TA、TC、OC 的計算

項目 參數	蘇祿海的 原始值 (南海 $\sigma_\theta \div 26.0$)	蘇祿海 4000m 的值	蘇祿海本身 增加的值 (4000m 減 400m)
$\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^- (\mu\text{M})$	23.4	28.6	5.2
$\text{PO}_4^{3-} (\mu\text{M})$	1.69	2.21	0.52
$\text{SiO}_2 (\mu\text{M})$	38	97	59
AOU ($\mu\text{mol/kg}$)	152	220	68
TA ($\mu\text{mol/kg}$)	2298	2349	51
TC ($\mu\text{mol/kg}$)	2166	2240	74
OC ($\mu\text{mol/kg}$)	1017	1066	49

註:OC=TC-0.5TA

第三章、 南海、西菲律賓海、蘇祿海二氧化碳變化之研究及人為二氧化碳的分佈

人為二氧化碳(Anthropogenic CO₂)是指自工業革命以來，因能源使用及砍伐森林等人為活動所產生的過量二氧化碳(Excess CO₂)。由於CO₂是溫室效應氣體，所以過量的二氧化碳排放至大氣將會使得全球暖化加劇、兩極的冰山崩解及冰川溶解而使海平面上升，直接或間接的對於許多國家的經濟造成影響，亦會使得許多生物瀕臨絕種的命運。

一般都認為這些過量的二氧化碳有一部分仍停留在大氣中，而海洋為另一個過量二氧化碳的儲存庫(Chen, 1993; Takahashi *et al.*, 1997; Rayner *et al.*, 1999; Ishii *et al.*, 2001)，所以針對海洋進行過量二氧化碳的定性及定量是重要的課題。傳統上測量海洋的過量二氧化碳可分為直接和間接兩種方式，直接的方式有1、直接建立長時期表水fCO₂的觀測站以獲得年與年間表水fCO₂的增加量，回推Excess CO₂穿透量。使用這種方式可以獲得精確且連續的資料，但因為需要花費多年的時間，所以實非經濟且有效率的方法。2、使用碳酸鹽的資料去回推。透過許多國際間大型的合作計畫(如 WOCE、JGOFS等)，在三大洋都已累積了許多碳化學資料，所以使用此種方法可經濟且快速獲得數據。間接的方式是利用¹⁴C、³H、Chlorofluocarbons (CFCs)等追蹤劑去了解這些因人為活動而大量產生的產物在海洋中的穿透深度及穿透量，雖然利用¹⁴C、³H、CFCs等追蹤劑是種高精確度的方式，但由於此種資料較少，相較之下，碳酸鹽的資料較多(Chen, 1993)，所以本文直接使用碳酸鹽的資料，依Chen and Millero (1979)的方法進行Excess CO₂的計算。

西北太平洋是全世界邊緣海最多的地區(Chen *et al.*, 2004)，但目前邊緣海在碳循環裡是扮演一個大氣CO₂的源(source)或匯(sink)的角色並不清楚，一般認為夏季可能會因為biological pump而吸收大氣中的CO₂，但另一方面也可能因為深水湧升，加上極大量陸源有機質分解，使得邊緣海中的CO₂呈過飽和的狀態，而成為大氣CO₂的源(王，1997)，所以研究邊緣海的碳循環十分的重要。再者，西北太平洋的邊緣海，諸如白令海、鄂克霍次海、日本海、東海、黃海、南海，根據前人的努力都已經有Excess CO₂的資料，而位於南海的東南方的蘇祿海，其水文環境非常特別，但二氧化碳分佈、Excess CO₂的資料卻付諸闕如。所以本文將先介紹蘇祿海與鄰近的西菲律賓海、南海的水文性質，比較三者的二氧化碳分佈，確定蘇祿海水的流向後，最後計算蘇祿海的人為二氧化碳分佈，並將計算結果和南海及西菲律賓海作比較。

3.1、地理位置及水文環境概況

南海(South China Sea; 簡稱SCS)面積約 $360 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，北邊連接台灣海峽與東海相通，東北連接呂宋海峽與太平洋相通，南方經卡裏馬達海峽與爪哇海相連，東南方經明多羅海峽與蘇祿海相接，西南方則經由麻六甲海峽與印度洋相通，位處歐、亞、非三洲的咽喉地帶，為世界上最大的邊緣海。南海受到海檻深度的影響，其深水的化學性質與鄰近海域間海檻的高度息息相關。例如南海與菲律賓海間最深的通道為巴士海峽，海檻深度約2200m(陳，2001；李，2003)，海檻以上西菲律賓海的深層水流入南海，形成南海的深層水及底層水(Nitani, 1972；Liu and Liu, 1988)。由圖3-1可以看到南海與西菲律賓海水的溫鹽性質均為倒S型，後者有明顯的鹽度極大值及鹽度極小值，前者由於有大量河川輸入加上內部湧升強烈，其鹽度極值較不明顯(黃，1993)。

西菲律賓海(West Philippines Sea; 簡稱WPS)位於太平洋西南側，北起日本經琉球，向西到台灣、菲律賓為其西界，東側則以Izu-Ogasawara Ridge、Mariana Ridge 等所圍起來略呈菱形的區域為界，大致在 123° - 145°E ， 10° - 35°N 的範圍內。海盆內以Kyushu-Palau Ridge為中界，大致在 135°E 左右；以東的海盆稱為West Mariana Basin，以西即為西菲律賓海。西菲律賓海的海盆非常深，平均深度達5500m(王，1997)。西菲律賓海水源自於北赤道洋流，內部的水團各有其不同的來源，中層水來自於北太平洋中層水(NPIW)，有鹽度極小值的特徵，中層水以下有一鹽度極大值的訊號，是北太平洋深層水(NPDW)提供，再往深處鹽度略為降低，為西菲律賓海底層水，主要由南極底層水(AABW)提供。

蘇祿海(Sulu Sea; 簡稱SS)位於 118° - 122°E ， 6° - 11°N 之間，海盆為西太平洋到印度洋之間的重要通道，由於南邊有錫布圖、

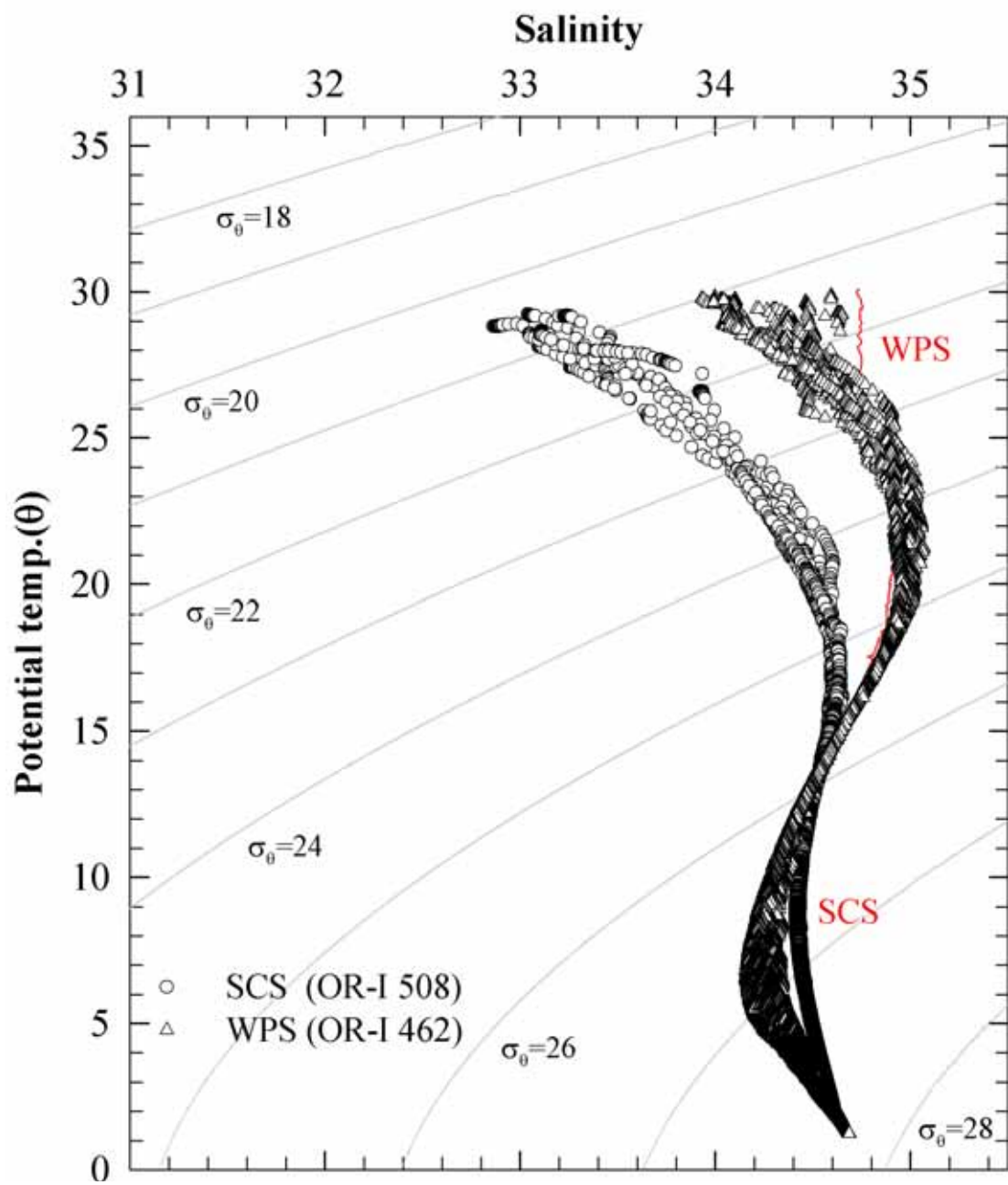


圖 3-1、南海與西菲律賓海溫鹽分佈圖

北邊有明多羅海檻(海檻深約420m)和其他海峽的阻隔，使南海、菲律賓海和西裡伯斯海 (Celebes Seas) 的深水無法進入蘇祿海 (Nozaki *et al.*, 1999)。由於蘇祿海與南海間的海檻最深約420m，海檻上南海水可流進蘇祿海，故水文性質受南海影響甚深。由溫鹽圖(圖2-11)上可明顯的看出蘇祿海水溫鹽性質均偏典型南海水。在溫度垂直分佈上(圖3-2) 蘇祿海水在200m以上與南海水有相同的趨勢，800m以下因為內部混合良好的影響，其溫度隨深度的分佈幾乎一致，一直到5000m位溫都高於9.8°C。鹽度的垂直分佈上(圖3-3)可以看到蘇祿海和南海在200m上下都有一鹽度極大值，前者鹽度極大值較不明顯(約34.516)，後者鹽度極大值較為明顯(約34.604)。推測此一鹽度極大值的水均為西菲律賓海水提供。西菲律賓海水跨過海檻將鹽度極大值的水送進南海，但因南海內部湧升強烈，使極大值變小。南海再經由明多羅海檻將鹽度極大值的水送入蘇祿海，使鹽度極大值的訊號受到混和而減小，訊號更不明顯。

營養鹽隨深度的垂直分佈上(圖3-4、圖3-5、圖3-6)，南海、西菲律賓海及蘇祿海表水的濃度均趨近於零。深度約0-600m之間南海的硝酸鹽、磷酸鹽、矽酸鹽濃度均高於西菲律賓海。推測是因為南海有大量河川輸入，加上其來源為西菲律賓海水跨過海檻流入，營養鹽於海水流動過程中不斷的累積，再加上湧升作用，使得南海水在600m以上營養鹽較高。硝酸鹽、磷酸鹽隨深度的分佈上，西菲律賓海在深度約1000m存有一明顯的極大值，在南海則不明顯；推測極大值的形成是因為0-1000m生物有機質分解釋放，使營養鹽濃度快速增加，1000m以下生物有機質均分解殆盡，加上混合到了較年輕濃度較低的深層水，使濃度降低。矽酸鹽隨深度的分佈上，南海及西菲律賓海均無明顯極大值存在，但

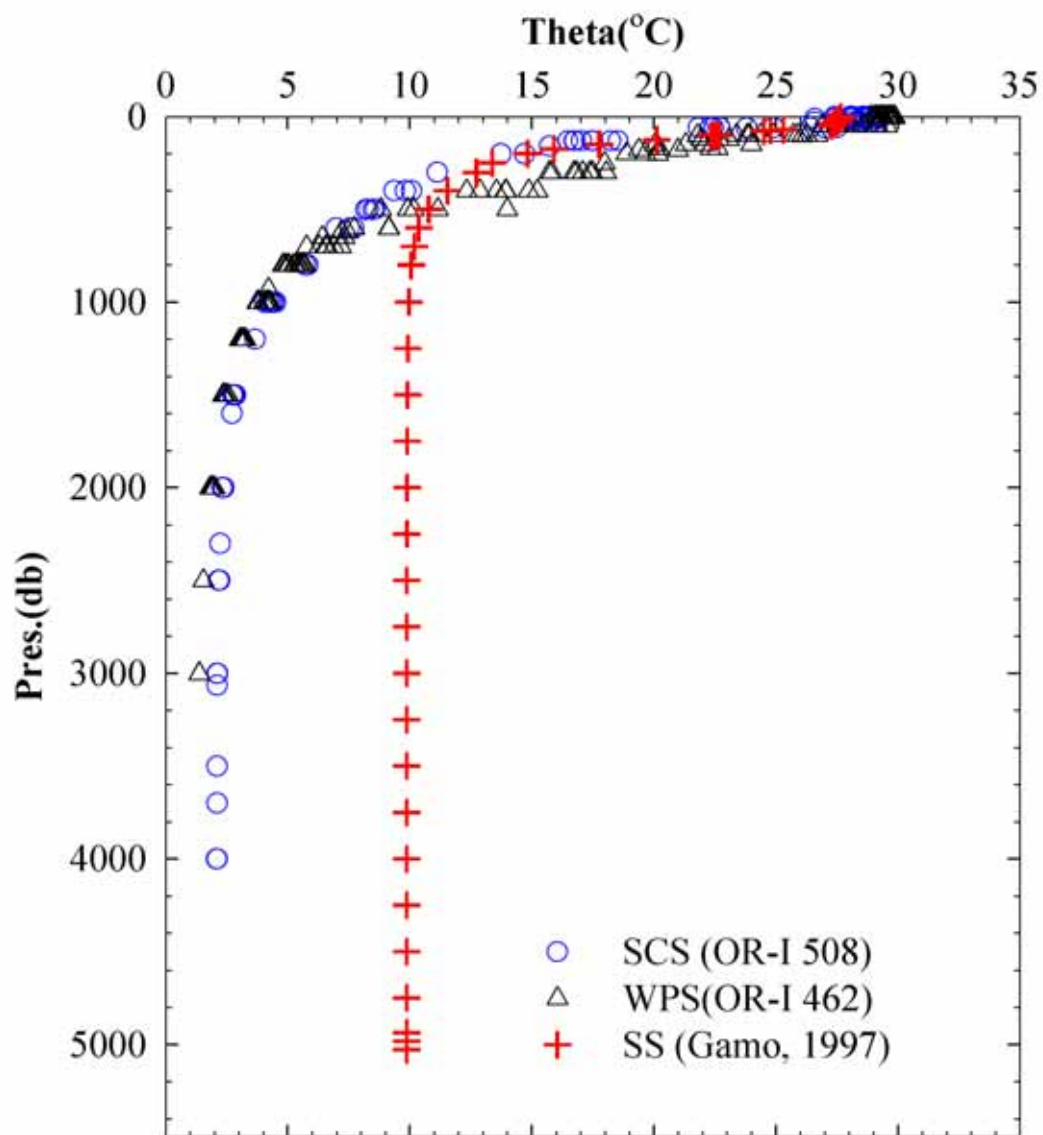


圖 3-2、南海、西菲律賓海與蘇祿海位溫垂直分佈圖

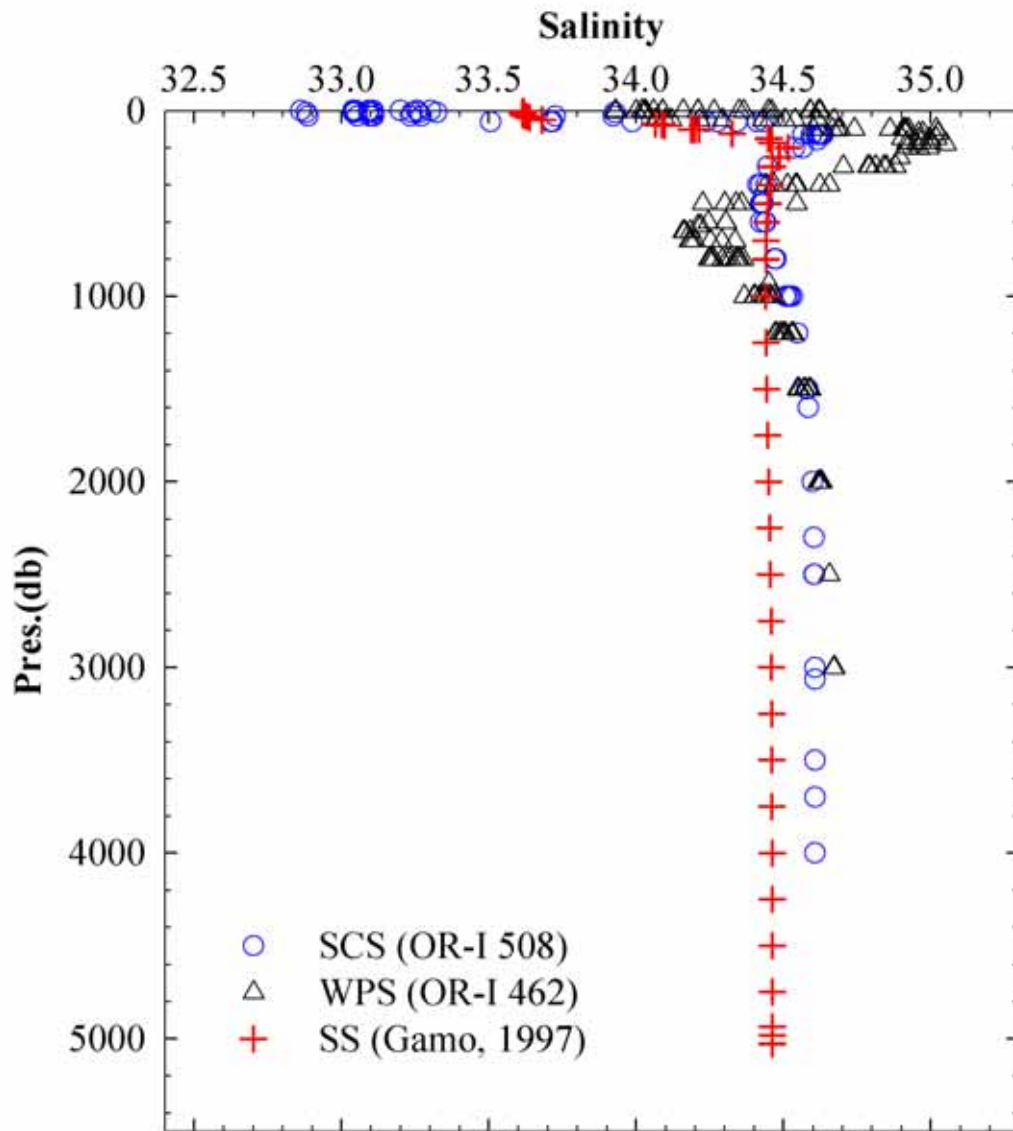


圖 3-3、南海、西菲律賓海與蘇祿海鹽度垂直分佈圖

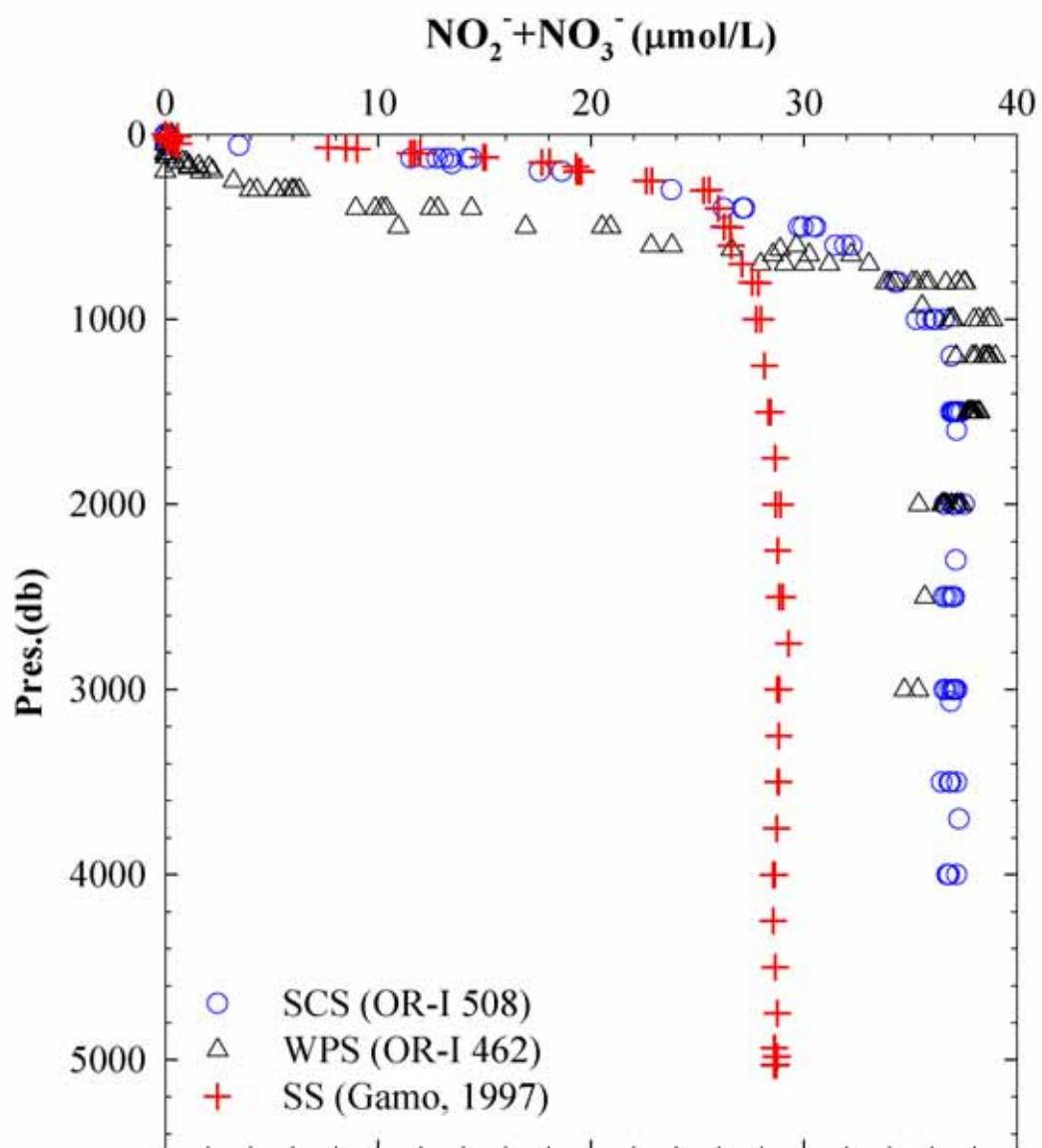


圖 3-4、南海、西菲律賓海與蘇祿海硝酸鹽垂直分佈圖

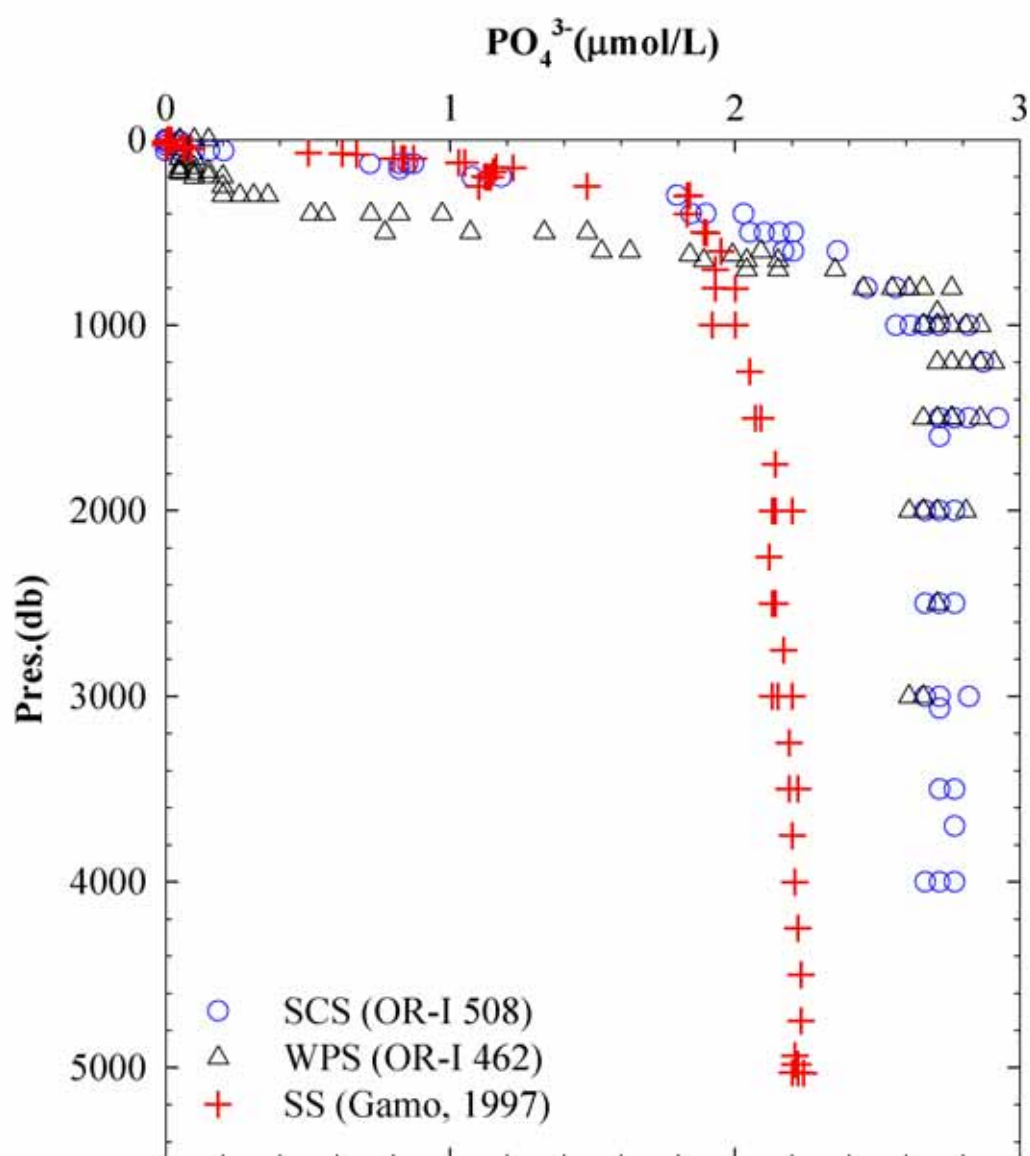


圖 3-5、南海、西菲律賓海與蘇祿海磷酸鹽垂直分佈圖

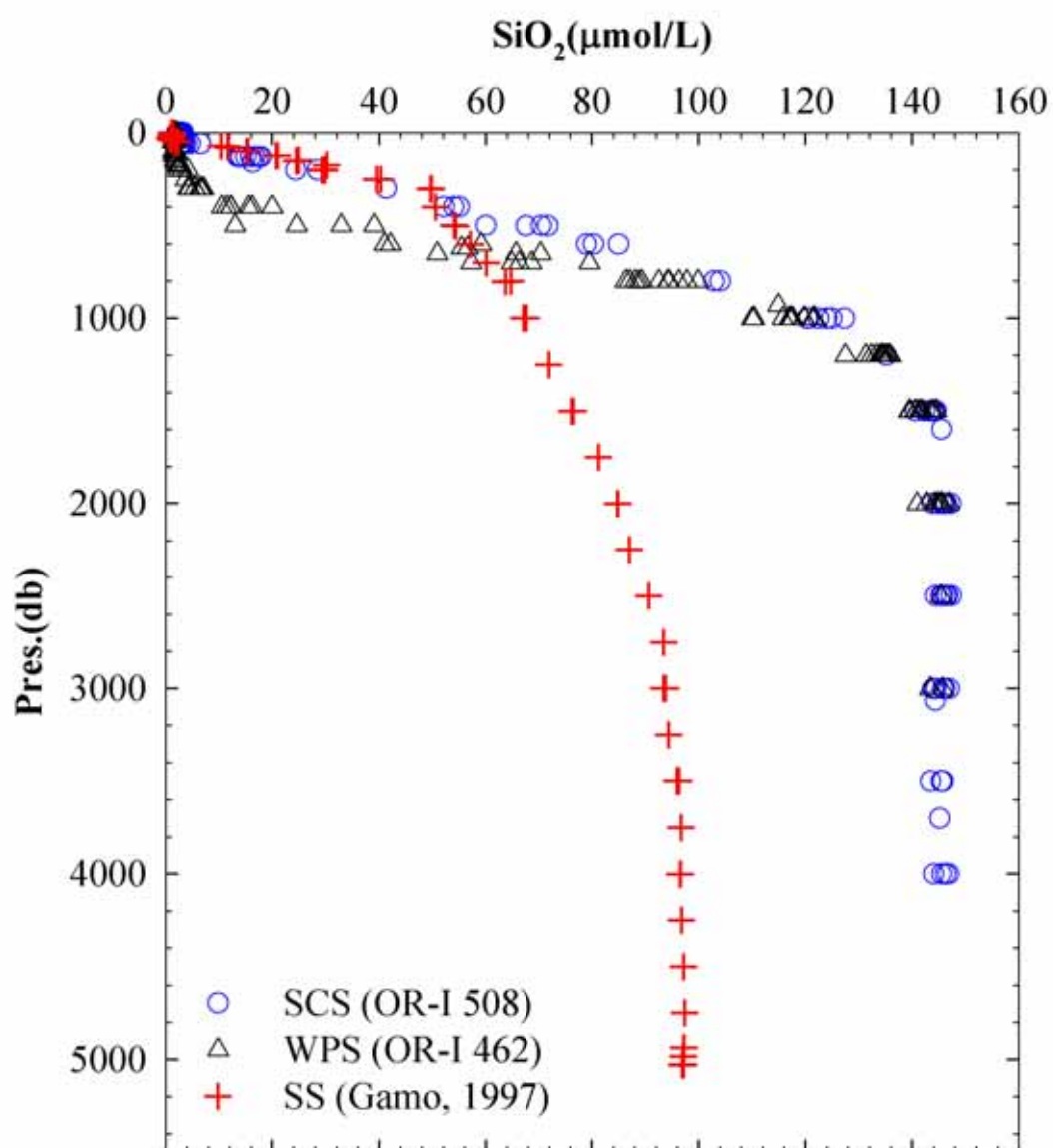


圖 3-6、南海、西菲律賓海與蘇祿海矽酸鹽垂直分佈圖

可以看到矽酸鹽隨深度增加而大量分解的深度(約0-1500m)深於硝酸鹽、磷酸鹽(約0-1000m)，推測是因為矽酸鹽主要為矽質生物骨骼、殼體分解提供。所以大量分解的深度較硝酸鹽及磷酸鹽深。NTA隨深度的分佈上(圖3-7)與矽酸鹽有相同的趨勢，由於NTA主要為碳酸鈣質生物骨骼、殼體分解提供，而骨骼、殼體分解較慢，所以濃度隨深度增加而緩慢增加，沒有明顯極大值。

蘇祿海在400 m以上硝酸鹽、磷酸鹽、矽酸鹽隨深度的分佈與南海水趨勢相同。400 m以下硝酸鹽、磷酸鹽增加比例則減少，矽酸鹽及NTA濃度隨深度而緩慢增加，沒有明顯極大值。

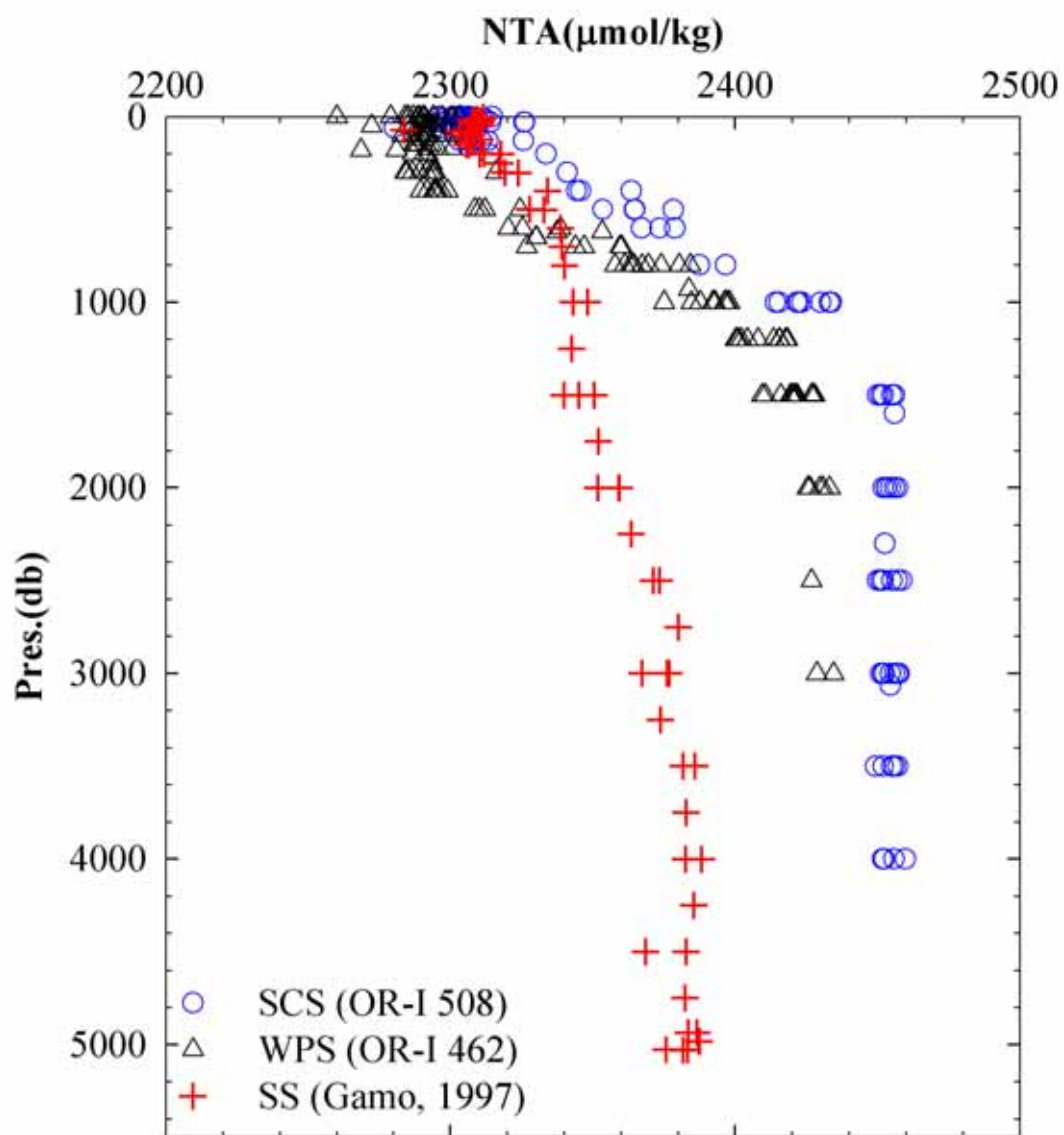


圖 3-7、南海、西菲律賓海與蘇祿海 NTA 垂直分佈圖

3.2、二氧化碳的分佈

南海、西菲律賓海、蘇祿海的二氧化碳分佈分別以(1) pH、(2) NTCO_2 、(3) NTA及(4) fCO_2 作討論，分述如下：

(1) pH

南海、西菲律賓海及蘇祿海pH隨深度的分佈圖(圖3-8)上，可以看到南海、西菲律賓海在0-1000m左右pH隨著深度的增加遞減，遞減的幅度南海在600m以上，西菲律賓海在1000m以上十分的顯著。南海在1000m以下一直到4000m pH略為增加，但其增加幅度很小，僅0.06個單位(約7.65-7.71)。西菲律賓海1000m以下一直到3000m，pH隨著深度增加，由7.52遞增至7.71，1000m左右存有一明顯的pH極小值。此極小值形成推測是因為西菲律賓海的底層水比深層水年輕。因為深層水較老，有機質分解較多，所以pH降低；底層水較年輕，有機質分解較少，使pH提高。蘇祿海0-400m海水pH與南海趨勢相同。表層以下pH隨著深度遞減，遞減的幅度在蘇祿海400m以上相當的明顯。400m以下一直到5000m pH值的增加幅度很小，僅約0.06個單位(7.74-7.80之間)左右。

將南海水與西菲律賓海作比較，可以發現有三個明顯不同的地方：1、南海在 100-600m 之間 pH 低於西菲律賓海水，而在此一深度，南海的 NTCO_2 (圖 3-9)、AOU(圖 3-10)也較高於西菲律賓海，推測這是由於南海有較多有機質分解加上垂直混合及湧升作用強烈，才使得 NTCO_2 、AOU 較高，而 pH 較低。2、西菲律賓海水有明顯 pH 極小值，而南海水則不明顯，推測是因為南海的底層水是來自西菲律賓海 2200m 以上的水流進形成，並非較年輕、pH 較高的水流進形成，所以無法突顯極小值。另外還有可能是因為南海地區湧升強烈及垂直混合作用，極小值的訊號被

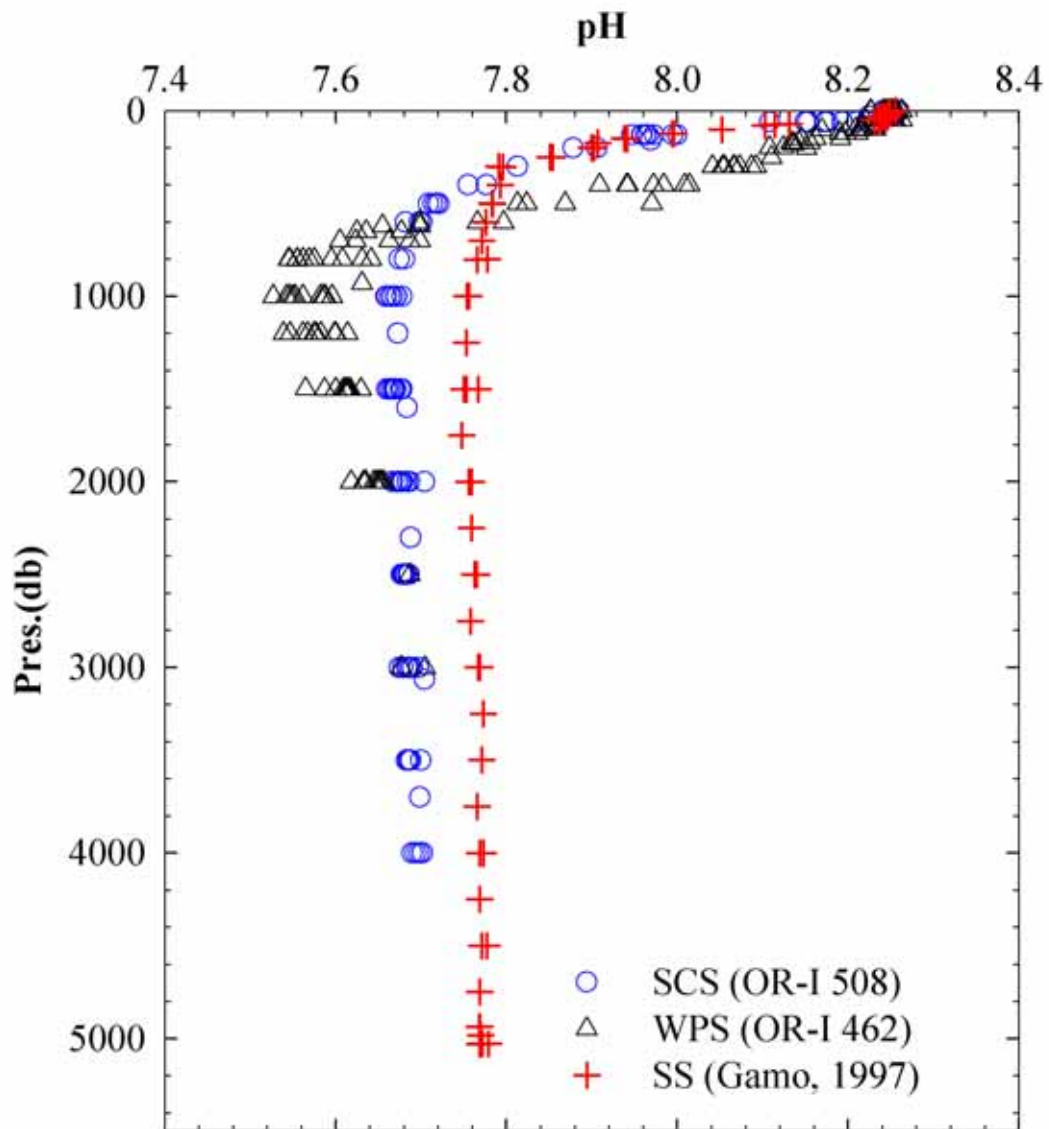


圖 3-8、南海、西菲律賓海與蘇祿海 pH 垂直分佈圖

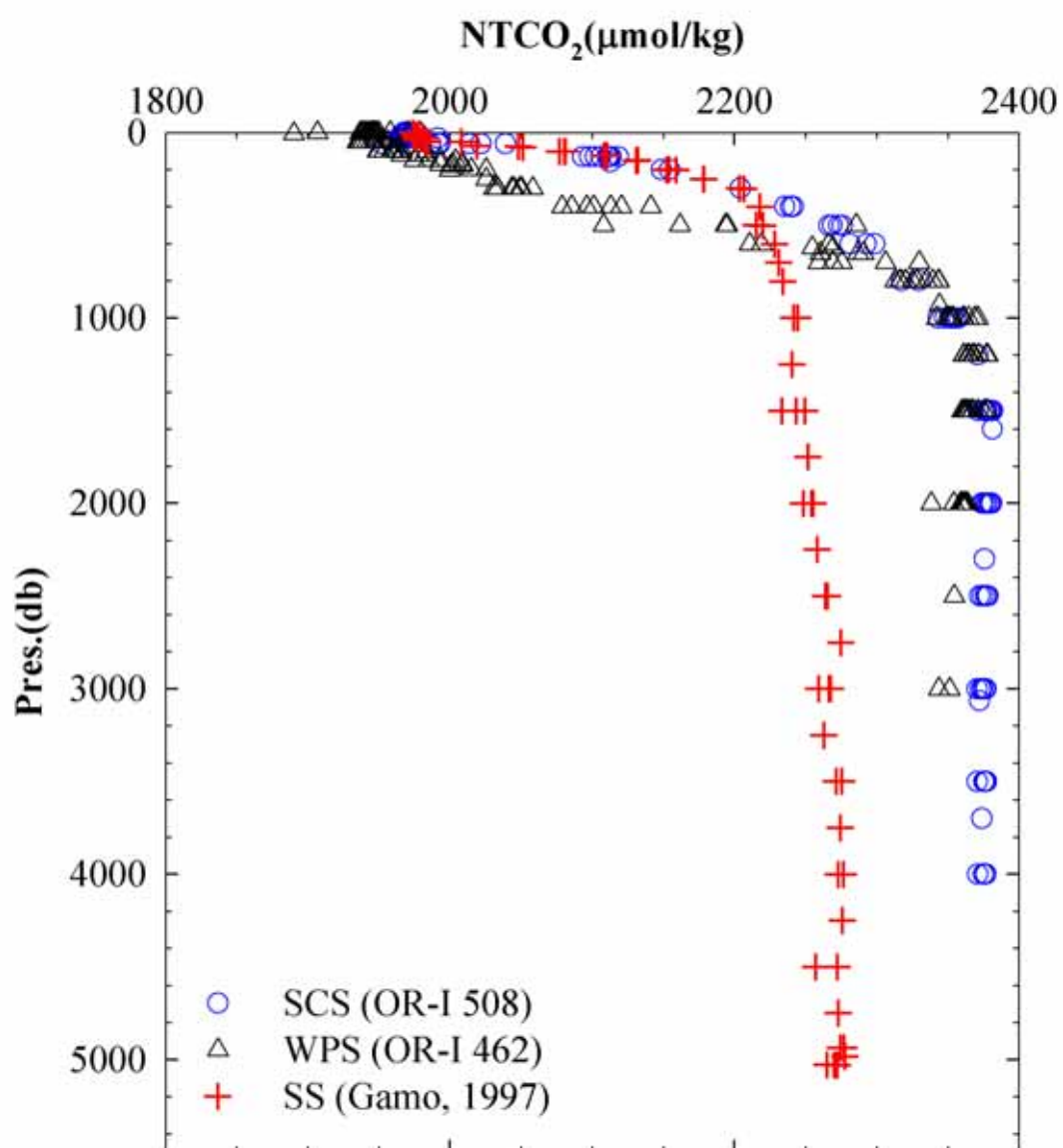


圖 3-9、南海、西菲律賓海與蘇祿海 NTIC₂ 垂直分佈圖

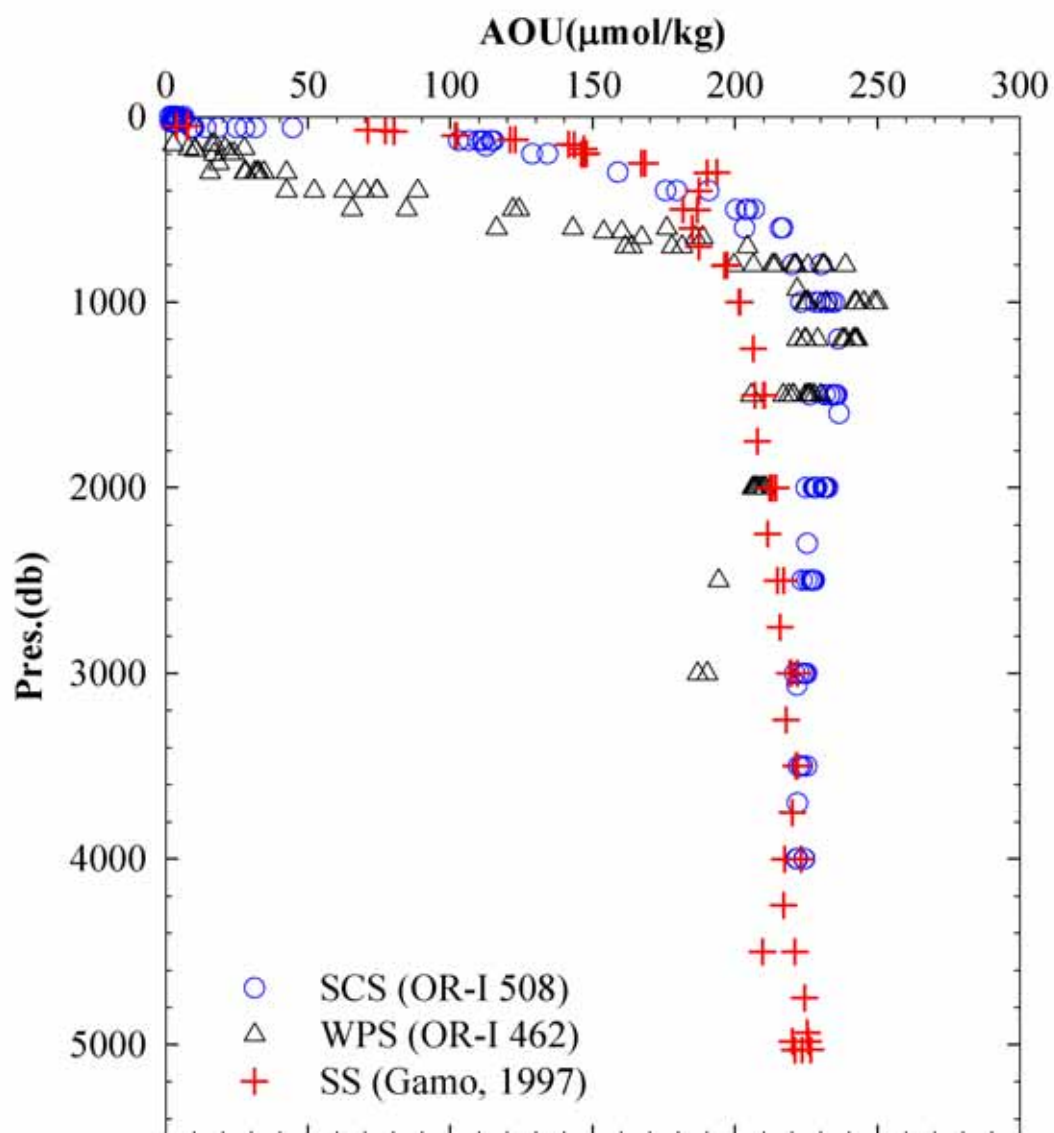


圖 3-10、南海、西菲律賓海與蘇祿海 AOU 垂直分佈圖

混合掉，變得不明顯。3、2200m以下南海水pH的分佈與西菲律賓海相同，與Gong *et al.* (1992)及Chen and Huang (1995)認為南海深水部份，可能來自於黑潮區的深層水理論相同。

南海水與蘇祿海作比較可以發現400m以下，南海水的pH約低於蘇祿海水0.09個單位左右，推測是受到海檻深度(約420m)的影響，使海檻以上pH值較高的南海水流入蘇祿海，而400m以下pH較低的深水則並未流入，所以蘇祿海400m以下pH值較高。

圖3-11是南海、西菲律賓海及蘇祿海位溫與pH值的關係圖。圖中顯示南海的pH值隨著位溫升高而增加，4°C(約1000m)以上，兩者呈現良好的正相關(陳，2001)，pH值隨位溫增加的幅度約為0.03pH/°C。位溫在4°C以下，兩者的正相關不明顯，且pH變化幅度相當小，其值約於7.65-7.71之間。西菲律賓海在圖中存有一pH極小值(4°C，約1000m)。極小值以上pH值隨著位溫升高而增加，但兩者間的線性關係較差，圖形略成向下凹的曲線(陳，2001)。極小值以下，位溫與pH轉為負相關，線性關係較好，其pH值隨位溫降低而增加的幅度約為0.04pH/°C。蘇祿海的位溫與pH值有良好的線性關係($R^2=0.99$)，pH隨著位溫增加而提高，在10°C(約5000m)以上，pH值隨位溫降低的幅度約為0.03pH/°C。

將西菲律賓海與南海、蘇祿海作比較，可以發現南海在4°C、蘇祿海在10°C以上位溫與pH的關係均為直線，而非曲線，推測是因為南海內部湧升強烈，蘇祿海水團來源單一(南海400m以上的海水)，所以位溫與pH的關係呈直線。另外，在位溫11-25°C之間，相同的位溫下蘇祿海的pH均最低，推測是因為南海水為西菲律賓海水跨過深約2200m的海檻流入，而南海水又跨過420m以淺的海檻流入蘇祿海，就海水年齡而言，蘇祿海為最老的水，所以pH均為最低。

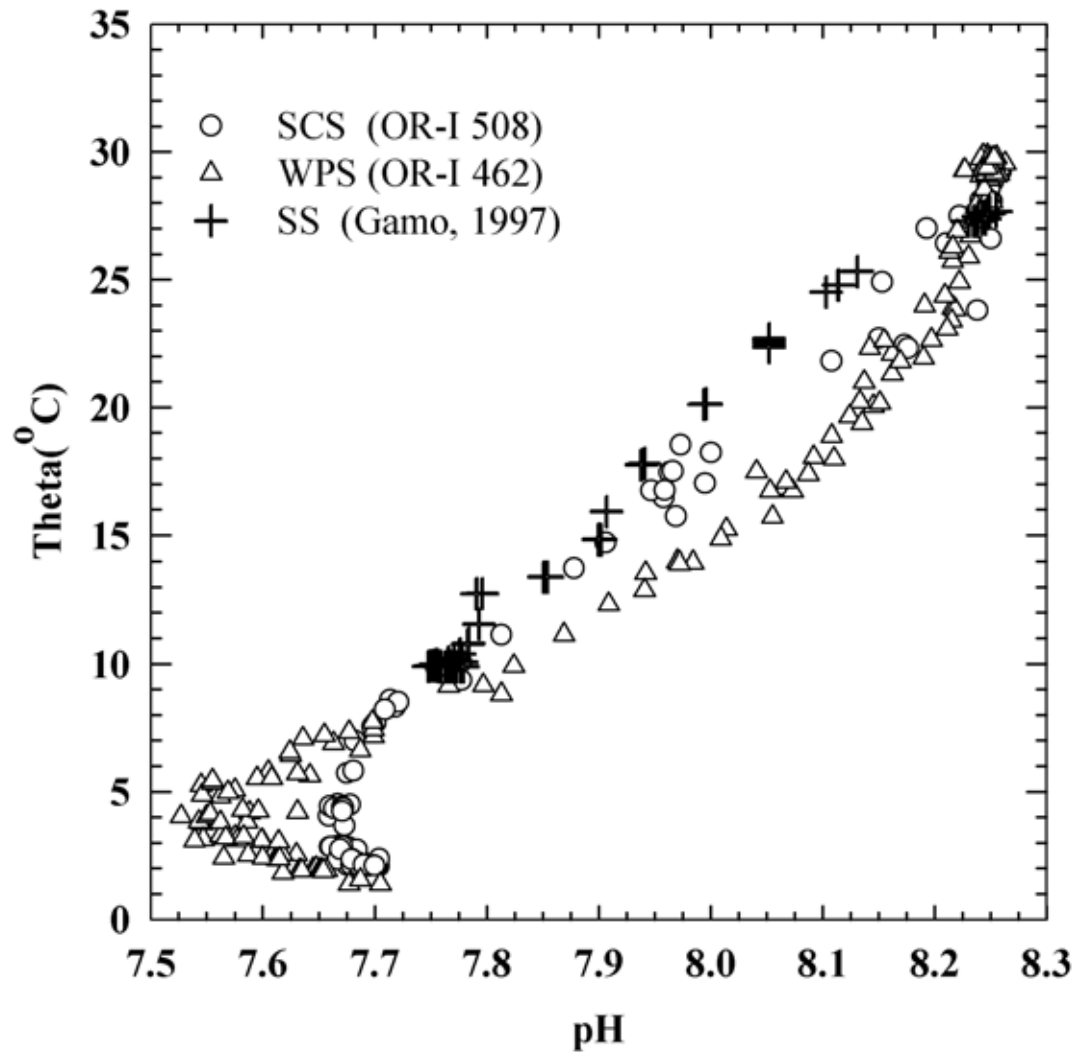


圖 3-11、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. pH 關係圖

(2) NTCO₂

南海、西菲律賓海與蘇祿海NTCO₂隨深度的分佈如圖3-9。南海NTCO₂的濃度隨著深度之增加而增加，在水深約0-1200m左右因為生物呼吸作用及死亡分解提供大量CO₂，使NTCO₂隨著深度加深而漸增的幅度較大，約42μmol/kg/100m。1200m以下因為生物死亡的有機質均分解殆盡，骨骼、殼體等碳酸鈣物質的分解速度較慢，所以增加幅度減小，平均增加的幅度為1μmol/kg/100m。西菲律賓海NTCO₂的垂直分佈在深度約1200m以上，NTCO₂值隨著深度之加深而快速的增加。1200m以下，NTCO₂值略為降低，NTCO₂隨深度減少的幅度為1μmol/kg/100m，深度於1200m處存有一NTCO₂極大值。由圖3-9可以看出西菲律賓海NTCO₂極大值的深度約比pH極小值(約1000m，如圖3-8)及AOU極大值(約1000m，如圖3-10)深200m，推測是因為1000m以上的海域因生物呼吸作用及生物肉體等有機質快速分解，形成pH極小值及AOU極大值，同時也累積水體中的CO₂。而NTCO₂的極大值之所以無法與pH極小值、AOU的極大值位置相當，可能是生物骨骼、殼體等碳酸鈣溶解較慢所造成。蘇祿海NTCO₂的分佈均隨著深度的增加而提高。400m以上NTCO₂因生物呼吸作用與有機物質分解提供CO₂而快速的增加。400m以下的NTCO₂仍持續的增加，但較為緩慢，隨著深度增加，而由2225μmol/kg提高至2300μmol/kg。

南海水與西菲律賓海在水深100-600m之間，南海的NTCO₂高於西菲律賓海，與前述(1) pH 100-600m pH較低、AOU較高的原因相同，不再贅述。另外，西菲律賓海有明顯NTCO₂極大值，南海水則無，推測亦是因為南海水沒有較年輕、NTCO₂較低的水流入，本身的深層水及底層水都是西菲律賓海水2200m左右的水

流進形成，加上南海地區湧升強烈，使極小值的訊號被混合掉，使極小值較不明顯。南海與蘇祿海在NTCO₂隨深度的分佈400m以上趨勢相同，400m以下，蘇祿海NTCO₂較低於南海，推測是受到海檻深度的影響，使海檻以上NTCO₂較低的南海水流入蘇祿海，而400m以下NTCO₂高的水則並未流入，所以蘇祿海400m以下NTCO₂較低。

圖3-12是南海、西菲律賓海、蘇祿海位溫與NTCO₂的關係圖。如圖所示，南海在位溫19°C以下(400-4000m)，與NTCO₂有較好的直線關係，NTCO₂隨溫度降低而增加的幅度約為18μmol/kg/°C。19°C以上，位溫與NTCO₂的關係變化較大，可能是受到生物作用或是受到不同程度之黑潮水的影響所導致。西菲律賓海在位溫約3°C有一NTCO₂的極大值。極大值以上，NTCO₂隨位溫增加而降低，其圖形略呈向下凹的曲線。極大值以下NTCO₂隨位溫增加而降低，推測是因為受到下層較低NTCO₂的北太平洋深層水混合的結果。在位溫與pH的關係圖上(圖3-11)，pH的極小值在4°C左右，而在位溫與NTCO₂的關係圖上(圖3-12)，NTCO₂的極大值在3°C，推測兩者極值出現位置的位溫不同，可能的原因是碳酸鈣的溶解使NTCO₂極大值在較低溫的位置出現。蘇祿海在位溫10.5°C以上(0-800m)與NTCO₂有良好的負相關，隨著位溫降低其NTCO₂增加的幅度約為5μmol/kg/°C。9.8°C至10°C位溫與NTCO₂的關係圖形呈水平，推測是因為溫度變化很小，但因為壓力增加，生物碳酸鈣質骨骼、殼體的仍不斷溶解提供TCO₂造成；NTCO₂的濃度由2240μmol/kg增加至2300μmol/kg。將蘇祿海與南海、西菲律賓海作比較，亦可以發現在11-25°C之間，相同的位溫下蘇祿海的NTCO₂偏高，推測這是因為蘇祿海為南海跨過420m以淺的海檻流入，為年齡最老的水，所以NTCO₂

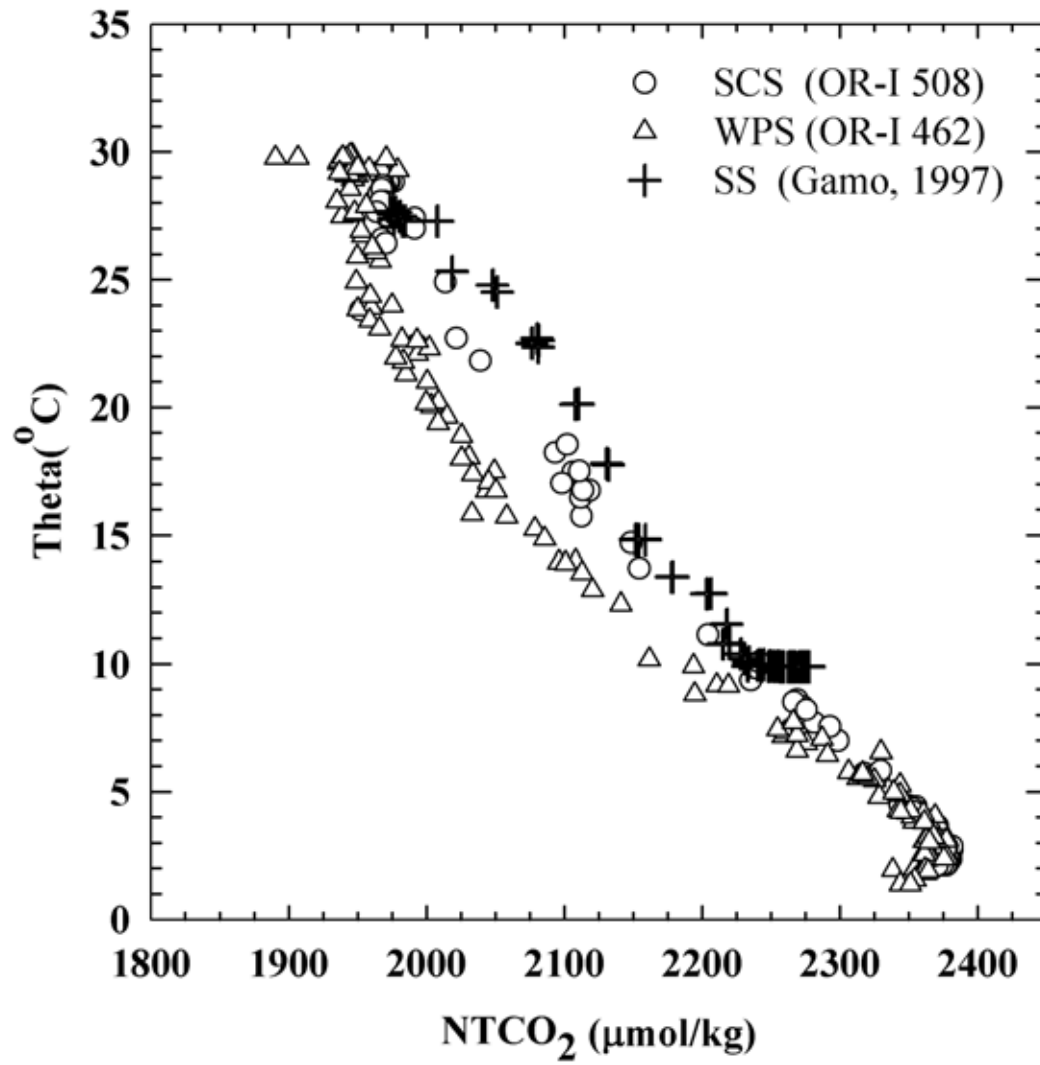


圖 3-12、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. NTCO₂ 關係圖

最高。

(3) NTA

南海、西菲律賓海與蘇祿海NTA隨著深度的分佈如圖3-7。在表水的分佈上，南海的NTA高於西菲律賓海及蘇祿海，推測是因為有許多河川注入導致NTA偏高。南海NTA的濃度隨著深度的增加而提高，在0-1500m之間，NTA隨著深度增加而遞增。1500m以下NTA的分佈變化很小，範圍約2450-2460 $\mu\text{mol/kg}$ 。西菲律賓海NTA隨深度的分佈在水深400m以上，NTA隨深度的增幅十分的有限。400m以下一直到1000m以上NTA隨著深度加深而快速的增加，平均的增幅約16 $\mu\text{mol/kg/100m}$ 。1000-1500m之間，NTA的增加幅度減緩，約6 $\mu\text{mol/kg/100m}$ 。深度於2000m以下NTA增加幅度很小，範圍約於2420-2445 $\mu\text{mol/kg}$ 之間。蘇祿海在NTA的垂直的分佈可分為三個深度討論，第一個深度為0-200m，NTA隨著深度而快速的增加，平均的增幅約36 $\mu\text{mol/kg/100m}$ 。第二個深度為200-3500m，NTA隨著深度而增加的速度減緩，平均的增幅約2 $\mu\text{mol/kg/100m}$ 。而3500m以下，NTA隨著深度加深，濃度增加有限，平均的增幅約0.6 $\mu\text{mol/kg/1000m}$ 。

南海水在整個垂直分佈上，NTA均明顯高於西菲律賓海，推測是因為南海水是西菲律賓海水2200m以上的水流進形成，加上南海地區有許多河川注入、湧升強烈，使NTA較高。南海與蘇祿海NTA的分佈趨勢受到海檻深度的影響，400m以上，南海水流入蘇祿海，兩者分佈趨勢相同，400m以下南海較高NTA的水並未流入蘇祿海，所以蘇祿海NTA較低。

圖3-13是南海位溫與NTA的關係圖，圖中顯示南海位溫在10 $^{\circ}\text{C}$ 以上(0-400m)，NTA值約2280-2330 $\mu\text{mol/kg}$ 之間，變化的趨勢

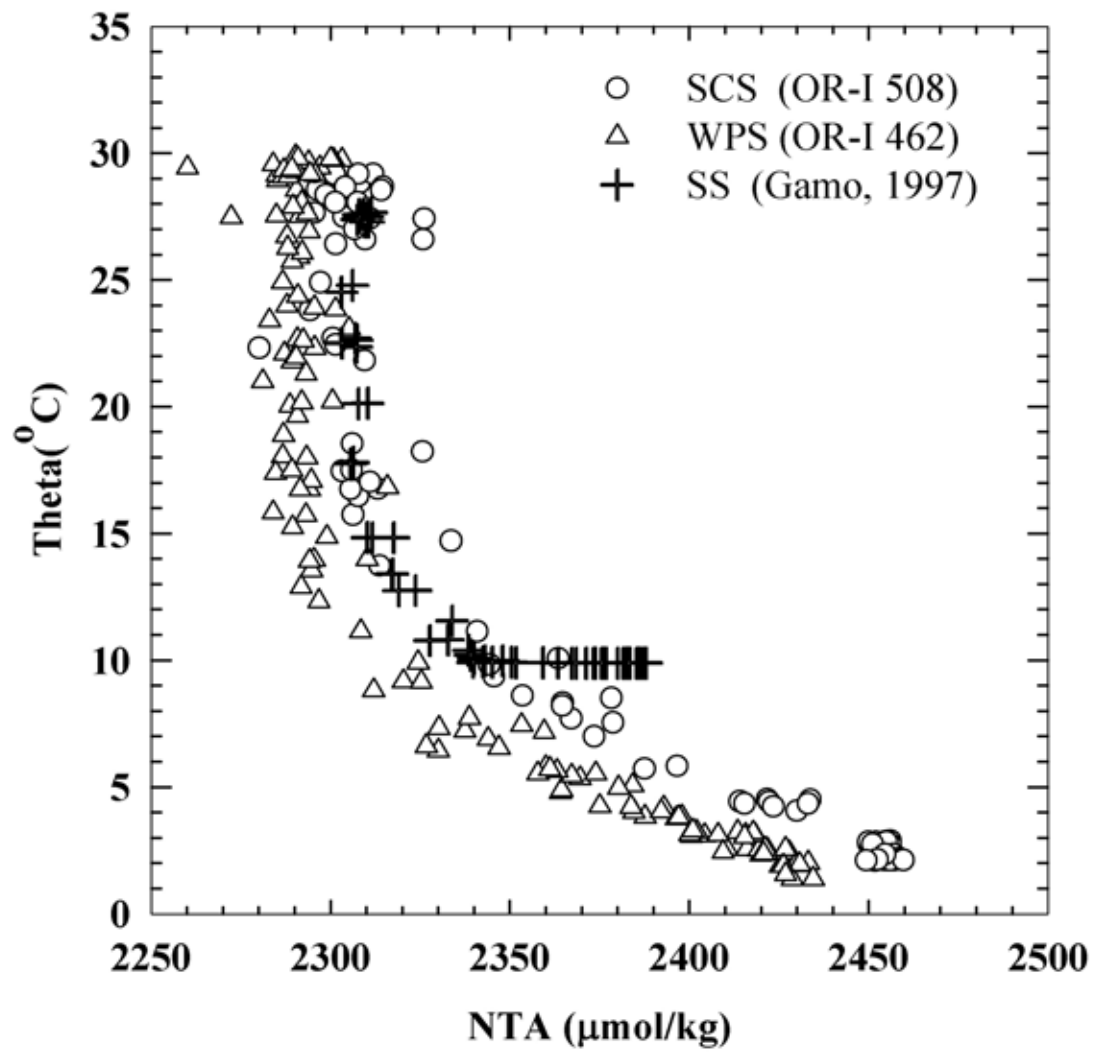


圖 3-13、南海、西菲律賓海及蘇祿海 Theta vs. NTA 關係圖

較不明顯。10°C 以下(400-4000m)，位溫與NTA有一良好的線性關係($R^2=0.97$)，兩者呈現負相關，隨著位溫降低，NTA的增加幅度為15 $\mu\text{mol/kg}/^\circ\text{C}$ 。西菲律賓海位溫與NTA兩者並非直線關係。位溫在16°C 以上(0-400m)，NTA的變化不明顯，範圍主要落在2280-2310 $\mu\text{mol/kg}$ 之間。16°C 以下(400-3000m)，NTA隨位溫的降低而增加，兩者呈負相關。在8-16°C 之間(400-600m)，NTA隨位溫降低而增加幅度較小，約5 $\mu\text{mol/kg}/^\circ\text{C}$ 。8°C 以下(約600-3000m)NTA的增幅較大，約17 $\mu\text{mol/kg}/^\circ\text{C}$ ，推測增幅較大的原因是600m以上碳酸鈣均為過飽和，未達碳酸鈣開始溶解的深度，所以NTA增加速度慢，600m以下霏石未達飽和(如圖3-14)，開始溶解，提供NTA。蘇祿海在位溫10.5°C 以上與NTA有良好的負相關，隨著位溫降低其NTA增加的幅度約為5 $\mu\text{mol/kg}/^\circ\text{C}$ 。蘇祿海9.8°C 至10°C 之間位溫與NTA的關係圖形呈水平，推測是因為溫度變化很小，但因為壓力增加，且因有機質分解， CO_3^{2-} 減少，生物骨骼等碳酸鈣殼體分解提供造成，NTA的濃度由2350 $\mu\text{mol/kg}$ 增加至2405 $\mu\text{mol/kg}$ 左右。

(4) fCO_2

秋末(11月)，南海表水平均的 fCO_2 約359 μatm ，因為採樣時間為1997年，而1997年大氣的 fCO_2 約353 μatm (摘自國立台灣大學全球變遷研究中心)，海水平均的 fCO_2 高於大氣約6 μatm ，推測南海秋末時期是大氣 CO_2 一個很小的源。

夏末秋初時期(9月)，西菲律賓海表水平均的 fCO_2 約370 μatm ，因為採樣時間為1996年，1996年大氣的 fCO_2 約352 μatm (摘自國立台灣大學全球變遷研究中心)，海水平均的 fCO_2 約高於大氣19 μatm ，推測海洋是大氣 CO_2 的源。

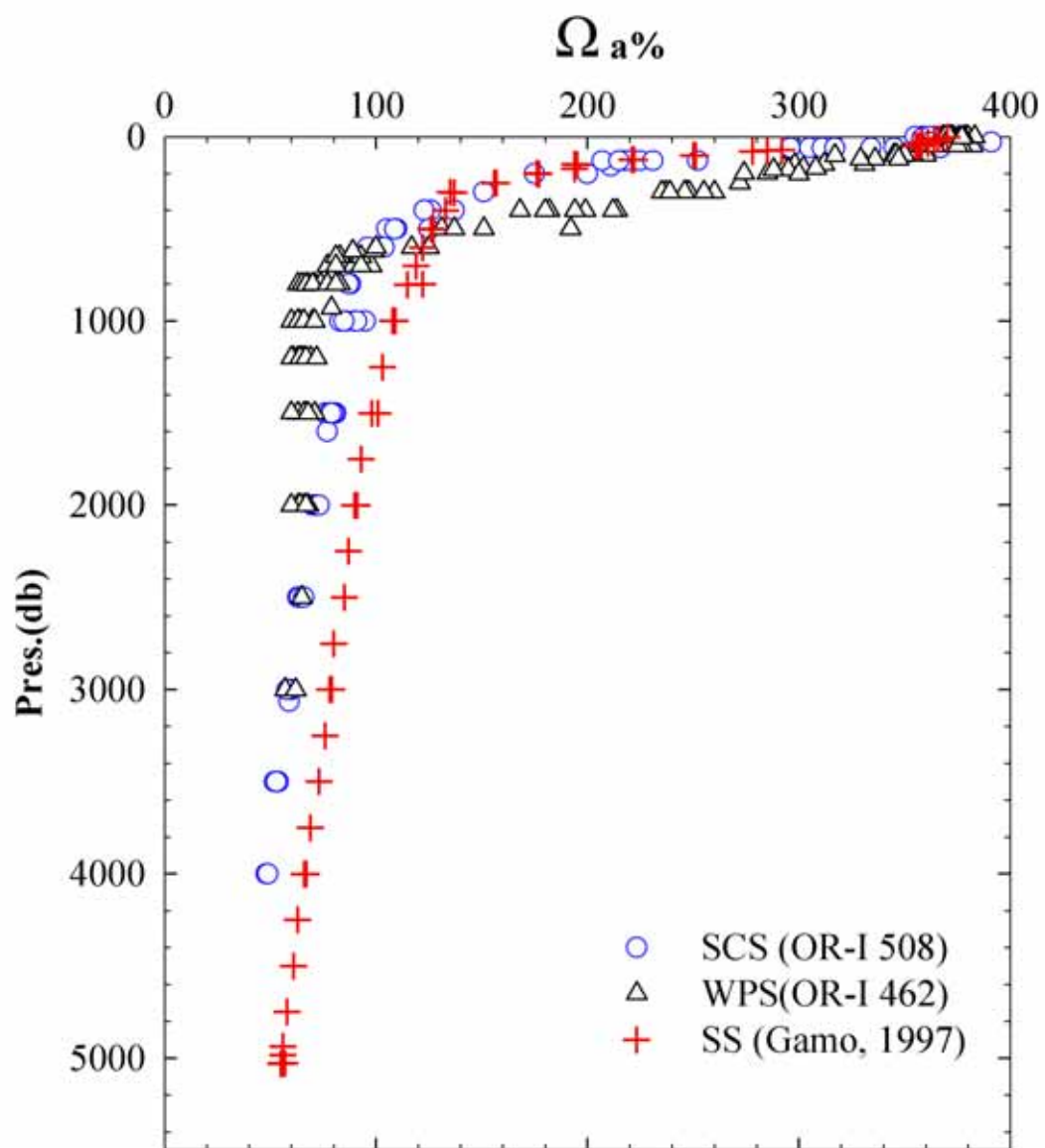


圖 3-14、南海、西菲律賓海與蘇祿海 $\Omega a \%$ 垂直分佈圖

蘇祿海冬季(12月)表水平均的 $f\text{CO}_2$ 約 $360\mu\text{atm}$ ，採樣時間為1996年，1996年大氣的 $f\text{CO}_2$ 約 $352\mu\text{atm}$ (摘自國立台灣大學全球變遷研究中心)，海水平均的 $f\text{CO}_2$ 高於大氣約 $8\mu\text{atm}$ ，推測冬季蘇祿海亦為大氣 CO_2 的源。

3.3、人為二氧化碳的分佈

南海在表水人為二氧化碳的分佈平均約為 $58\mu\text{mol/kg}$ (如圖3-15)，表水以下Excess CO_2 隨著深度增加而遞減，約1000m以下，Excess CO_2 均為零，推測並未受到人為二氧化碳影響。西菲律賓海Excess CO_2 的穿透深度較深於南海，至少達1200m(如圖3-16)，推測可能是因為南海內部湧升強烈(Chen *et al.*, 2004)，使Excess CO_2 穿透深度淺於西菲律賓海約200m。

蘇祿海在人為二氧化碳的分佈上，表水大約為 $56\mu\text{mol/kg}$ (如圖3-17)，0-1500m左右隨著深度增加，Excess CO_2 漸減，1500m以下，Excess CO_2 約 $20\mu\text{mol/kg}$ ，穿透深度達5000m，推測整個海域都已受人為二氧化碳污染。蘇祿海內部均受人為二氧化碳污染的原因可能與海水流動的方向有關，因為蘇祿海水主要來源為南海水跨過最深420m的海檻流入，而南海於420m處已受Excess CO_2 影響，所以蘇祿海內部亦已受Excess CO_2 影響。蘇祿海吸收的人為二氧化碳約0.28Gt C，雖然數量並不大，但是在每單位面積蘇祿海對於人為二氧化碳的儲存量(約 800g C m^{-2})卻高於南海(約 229g C m^{-2})及世界海洋平均(330g C m^{-2} ; Chen, 2001; Chao *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2004)。

受到人為二氧化碳的影響，蘇祿海霰石飽和程度由未受人為二氧化碳的影響的2000m變淺至1500m(Ω_a %，圖3-18)。方解石的飽和程度(Ω_c %，圖3-19)由4500m變淺至4000m。雖然霰石和方解石的飽和深度變淺了，但是蘇祿海沉積物中 CaCO_3 仍然很高(如Fig. 3-20)。許多研究都指出蘇祿海 CaCO_3 高的原因是因為蘇祿海內部由0-5000m溫度都高於 9.8°C ，使 CaCO_3 不易溶解。然而我們將南海等深度下的位溫帶入蘇祿海做霰石和方解石飽和程度的計算，結果發現在低溫下蘇祿海霰石和方解石飽和程度只減少

了約10 %，飽和深度只減少了500m。故推測蘇祿海霰石和方解石飽和程度較深的原因是由於南海400m以下較高有機值、CO₂的水未流入蘇祿海，蘇祿海內部由於只有少量的有機值分解，CO₃²⁻較高，所以霰石和方解石飽和程度均較深。

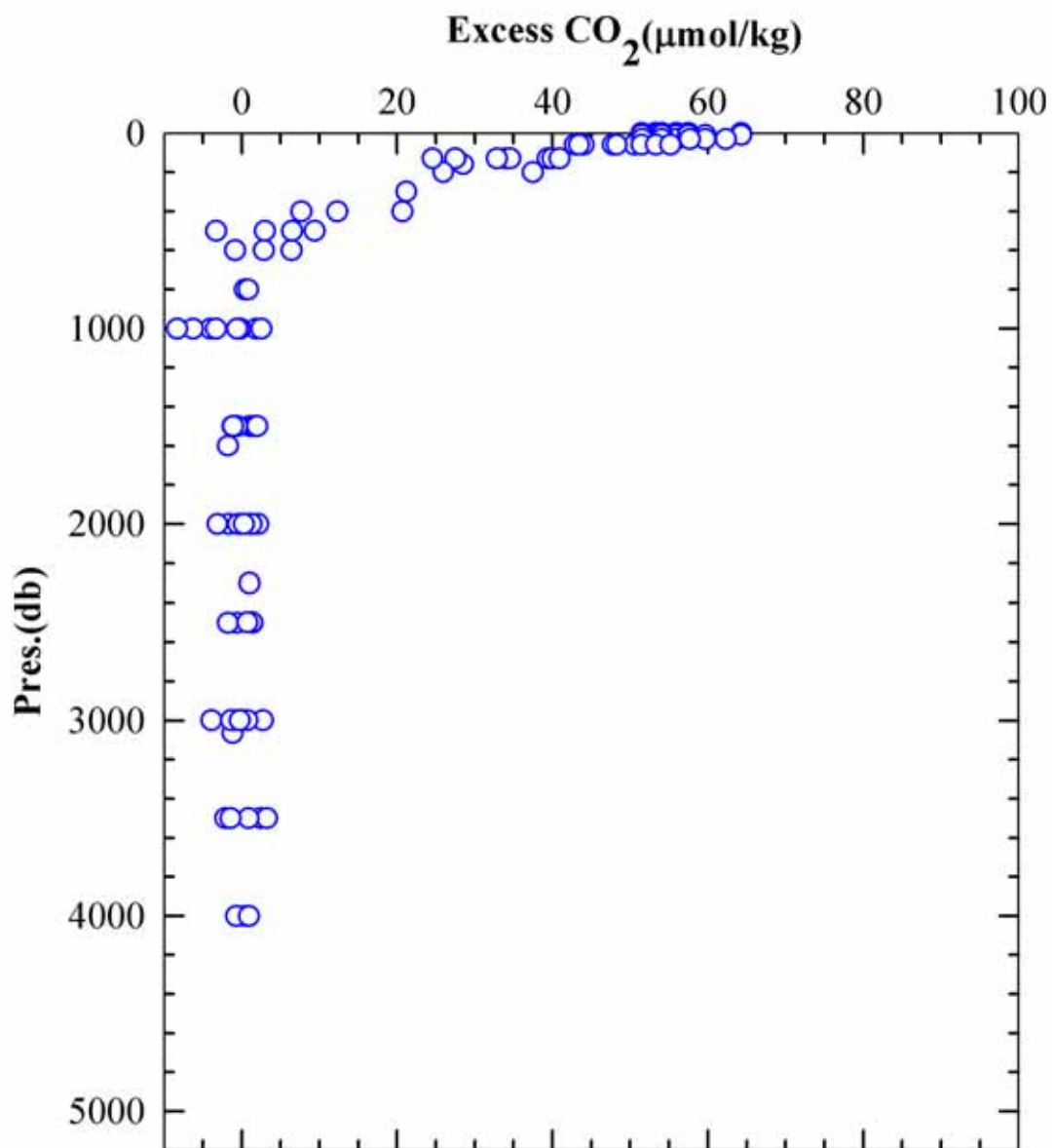


圖 3-15、南海人為二氧化碳垂直分佈圖
(由 OR-I 508 的數據計算得到)

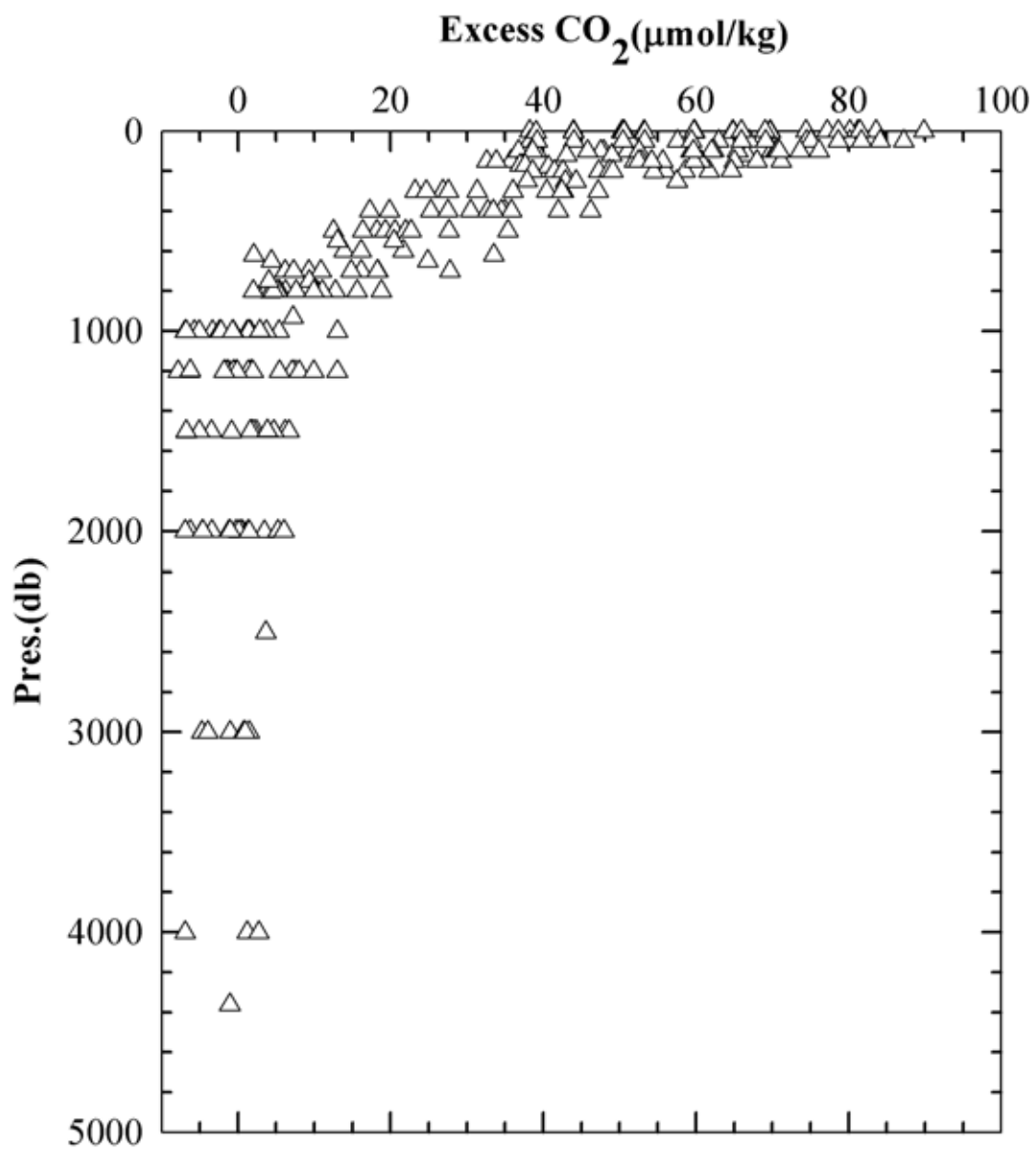


圖 3-16、西菲律賓海人為二氧化碳垂直分佈圖
(由 OR-I 462 及 OR-I 433 的數據計算得到)

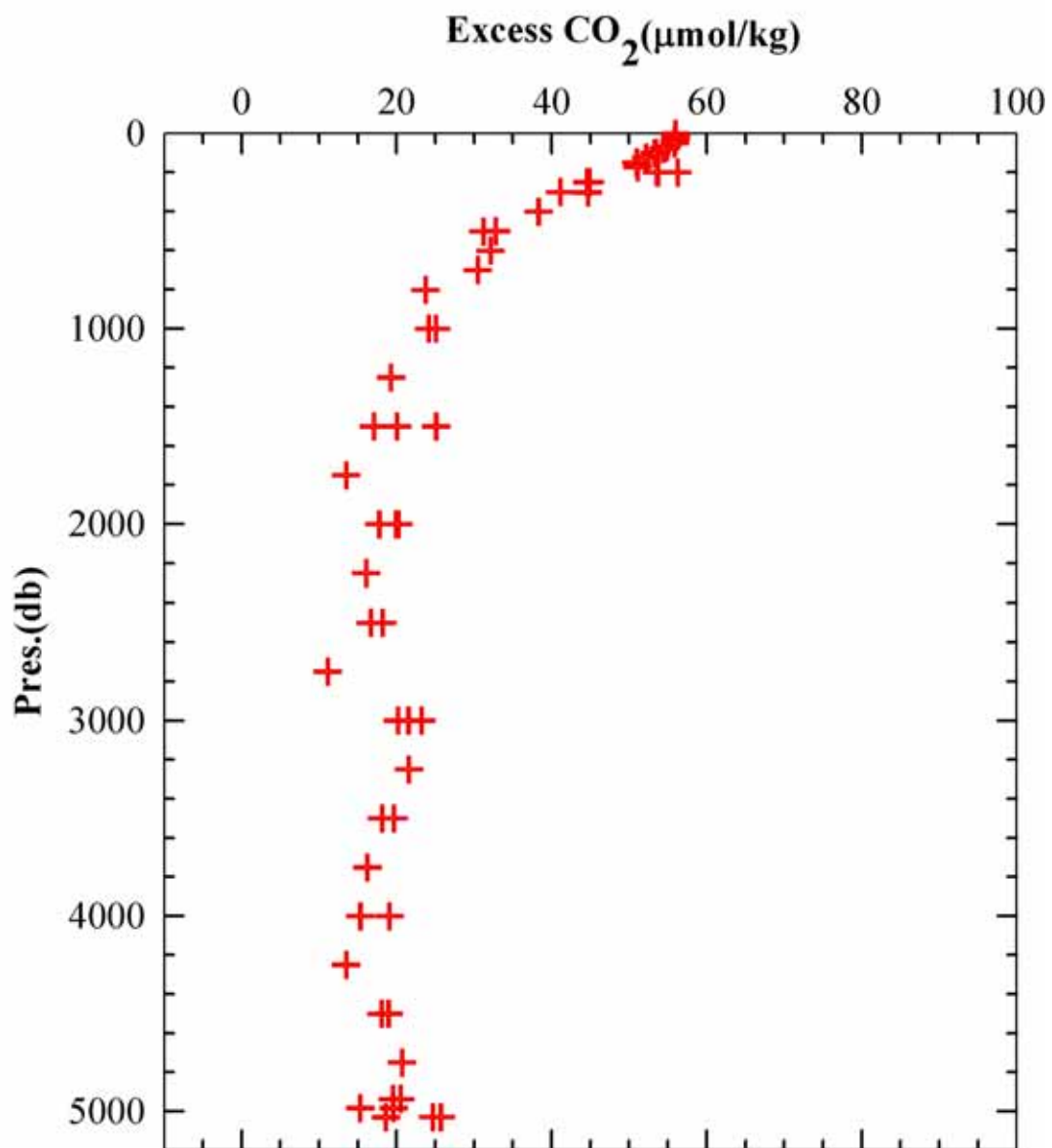


圖 3-17、蘇祿海人為二氧化碳垂直分佈圖
(由 Gamo, 1997 的數據計算得到)

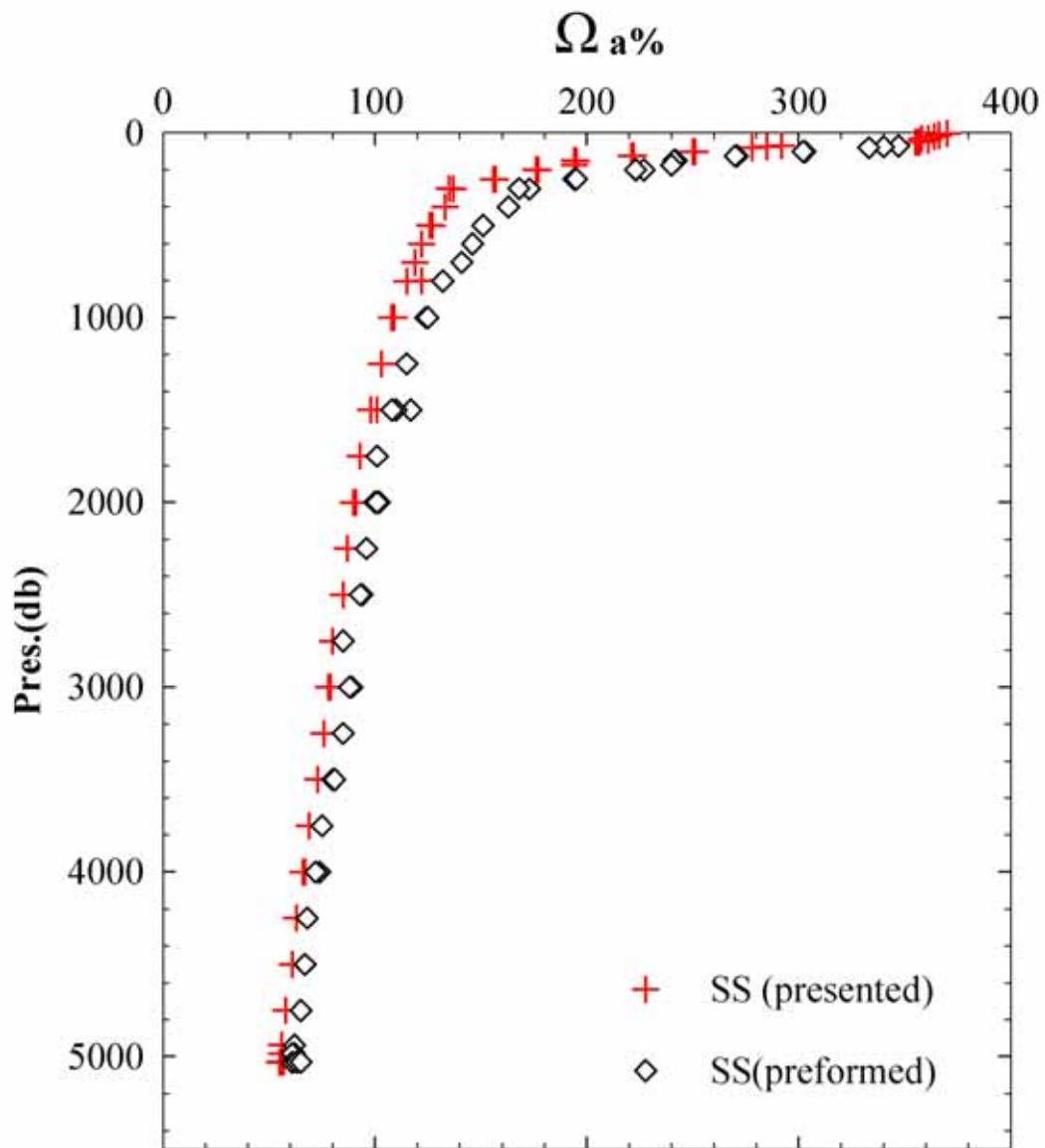


圖 3-18、蘇祿海未受人為二氧化碳影響前、後
 $\Omega a \%$ 垂直分佈圖

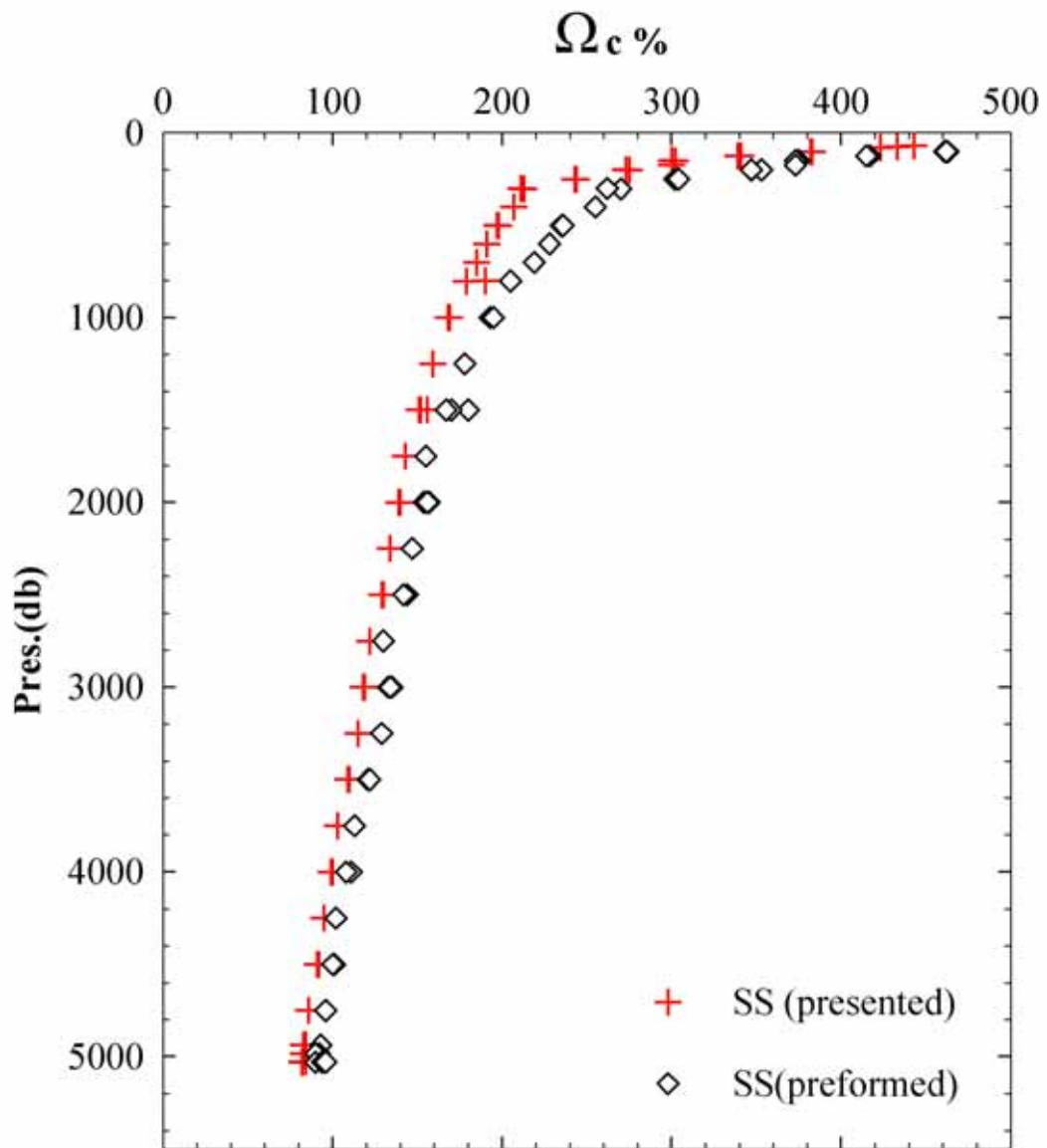


圖 3-19、蘇祿海未受人為二氧化碳影響前、後
 $\Omega_c \%$ 垂直分佈圖

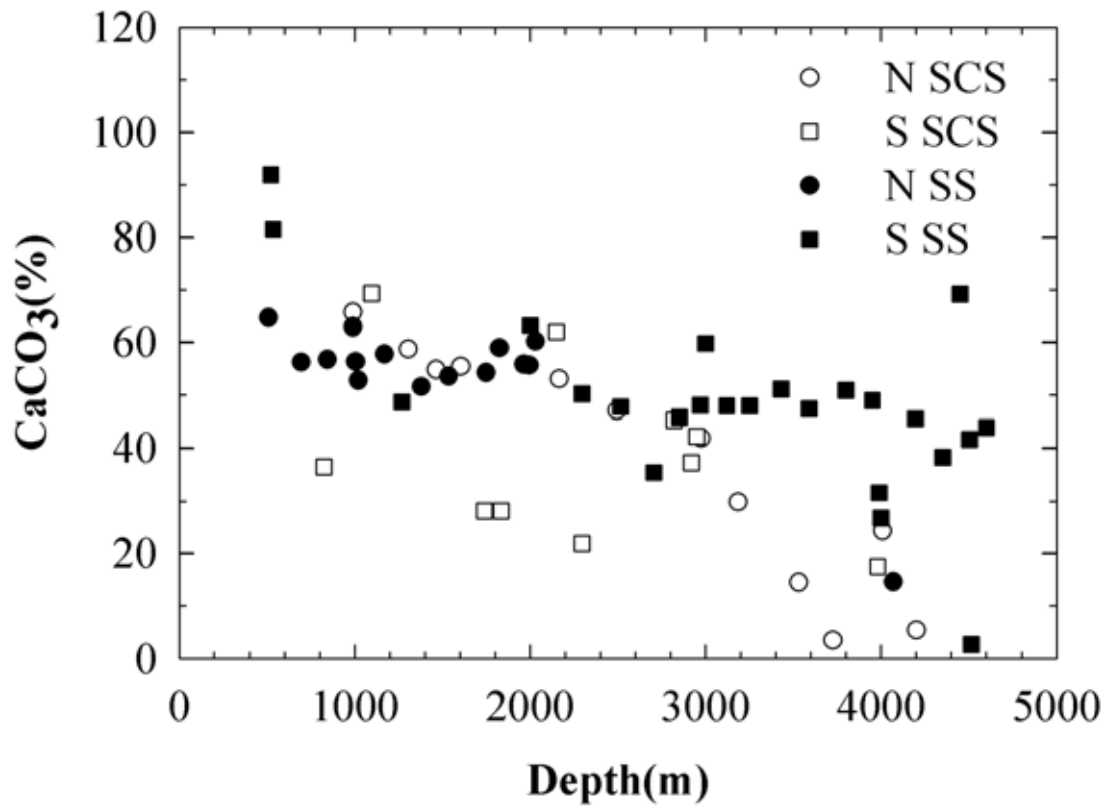


圖 3-20、南海、蘇祿海沉積物 CaCO_3 % 隨深度分佈圖(Exon *et al.*, 1981; Sheu, 1991; Su *et al.*, 1992; Calvert *et al.*, 1993; Kuehl *et al.*, 1993; Huang *et al.*, 1999; Zhang *et al.*, 2003).

3.4、IC/OC及蘇祿海Redfield ratio的分佈

碳酸鈣及有機質分解都會使得總二氧化碳增加，碳酸鈣溶解提供無機碳(IC)，有機質分解則提供有機碳(OC)，因此利用IC/OC可以研究總二氧化碳輸入的機制。從IC/OC隨深度的分佈上可以看出南海、西菲律賓海及蘇祿海大致隨著深度的增加而增加(圖3-18)，顯示總二氧化碳由IC所供給的比率隨深度增加而漸增。南海及西菲律賓海於水深600m-1400m左右，IC/OC 隨著深度的增加幅度很大，此深度與霰石飽和程度(Ω_a %，圖3-14)在600m以下低於飽和，霰石開始溶解，提供IC的深度相當。南海在1400m以下，IC/OC隨深度的變化很小(IC/OC = 0.32)，推測這個深度下約有24%【 $0.32/(0.32+1)$ 】來自碳酸鈣溶解，而其他的76%則來自於有機質分解。西菲律賓海在1400m以下，IC/OC隨深度的增加幅度亦小(IC/OC = 0.25)，推測約有20%【 $0.25/(0.25+1)$ 】來自碳酸鈣溶解，而80%則為有機質分解提供。蘇祿海霰石飽和程度隨深度的分佈上，1500m以下才開始低於飽和，霰石開始溶解提供IC，與IC/OC於1500m以下開始提高相呼應。蘇祿海約在3500m以下IC/OC隨深度增加深而遞增的幅度減小(IC/OC約為0.22，推測有18%【 $0.22/(0.22+1)$ 】為碳酸鈣溶解提供，82%為有機質分解提供。

蘇祿海的 Redfield Ratio 可由表 2.1 得知蘇祿海本身增加的營養鹽、AOU、TA、TC 及 OC。經由計算可以得知蘇祿海的 $\Delta C/\Delta O$ 、 $\Delta C/\Delta P$ 與 RKR ratio 略同(表 3.1)，顯示蘇祿海在 C:P:O 的比值可能與 RKR ratio，C:P:O=106:1:138 相差不遠，只有在 N 的方面，有偏低的情形。偏低的情況可能是蘇祿海較偏還原的環境，使水體中的無機氮變成氮氣或 N_2O 跑掉，使 N 的比值降低。

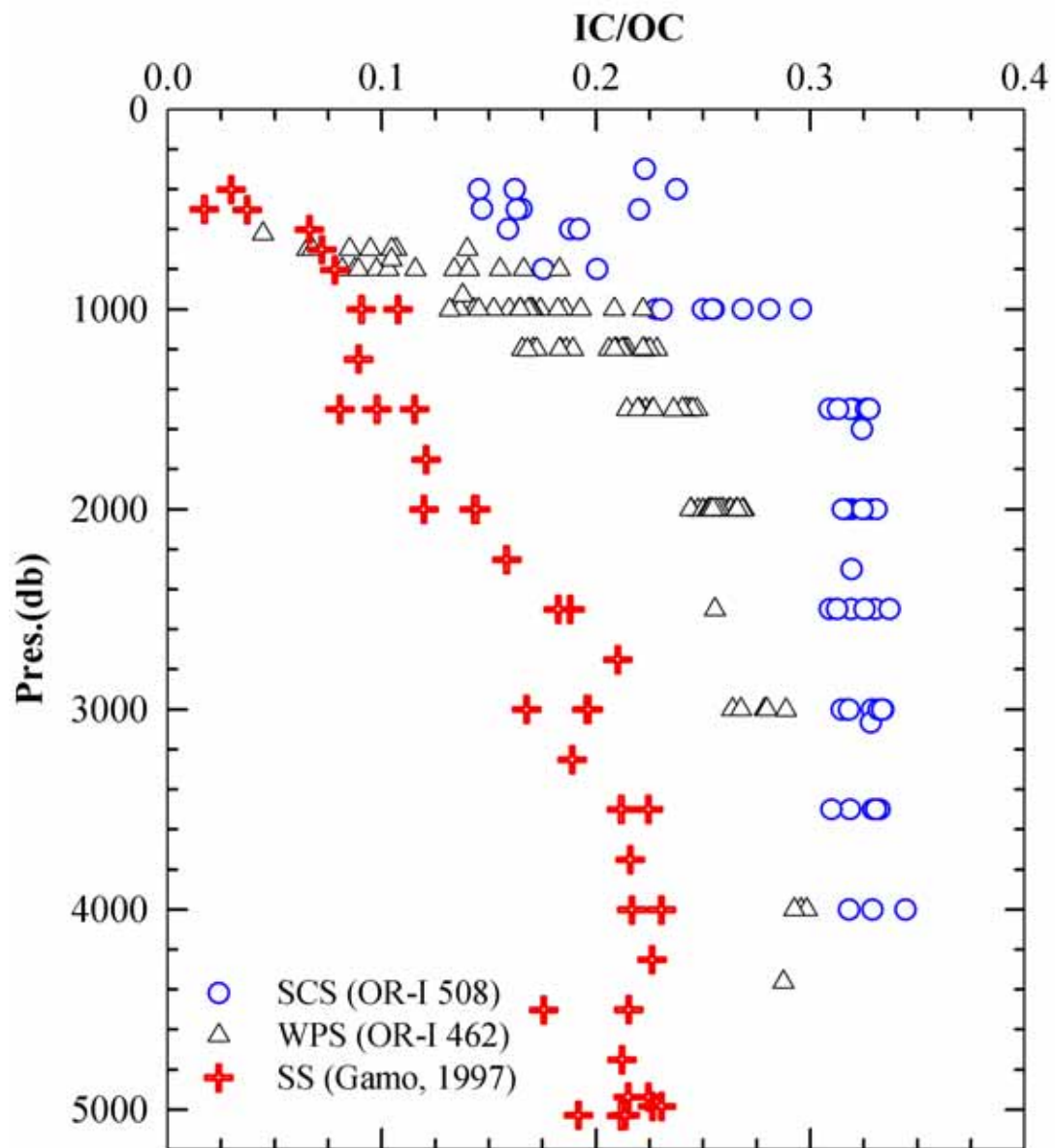


圖 3-21、南海、西菲律賓海與蘇祿海 IC/OC 垂直分佈圖

表 3.1、蘇祿海 Redfield ratio 比較表

RKR ratio		蘇祿海 Redfield ratio		比較
C/O	0.77	$\triangle C/\triangle O$	0.72	兩者 C/O 差不多
C/N	6.63	$\triangle C/\triangle N$	9.35	蘇祿海 N 偏低
C/P	106	$\triangle C/\triangle P$	94	兩者 C/P 差不多
N/O	0.12	$\triangle N/\triangle O$	0.08	蘇祿海 N 偏低
N/P	16	$\triangle N/\triangle P$	10	蘇祿海 N 偏低
N/C	0.15	$\triangle N/\triangle C$	0.11	蘇祿海 N 偏低

註、RKR ratio: C:N:P:O = 106:16:1:138

第四章、台灣海峽聖嬰時期二氧化碳變化之研究

台灣海峽南北長約400km，東西寬約200km，平均深約60m (Jan *et al.*, 2002a)。海峽內水文狀況因為受到洋流相互作用及地形影響，相當複雜。水團來源分別為長江沖淡水(最低溫、最低鹽)、南海東北部上層流(高溫、高鹽)以及通過呂宋海峽東來的黑潮(最高溫、最高鹽；劉，2001)。受到季風的影響，使得夏、冬季水流不同：夏季時吹西南季風，台灣海峽水流向北，挾帶了一部份南海及黑潮水等溫度、鹽度較高的水向北流。冬季時強勁及穩定的東北季風將一部分低溫、低鹽、高營養鹽的長江沖淡水沿著海峽西側吹向南流，而東側則是向北流的南海及黑潮水(Chen, 2003)。

聖嬰現象發生時期存有東北季風減弱(梁等人，2000)，南海環流減弱、湧升流流量減小及表水循環減弱、與外界交換速率降低(Chao *et al.*, 1996)，黑潮進入南海減弱(Chen *et al.*, 1995; Ye, 1997)，黑潮流域(約123°E)高溫、高鹽的特性較不明顯(王，1997)，菲律賓以東黑潮流量減弱(潘等人，1997)的現象。由於南海水及黑潮水終年均經由台灣海峽流向東海，而且台灣海峽在地理位置上扮演著連接南海與東海兩大邊緣海物質交換的重要通道，但聖嬰時期海峽內水文特徵表現如何，至今仍沒有具體的解釋。根據美國海洋及大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)指出，自2002年春季開始，赤道中太平洋與東太平洋水溫度有逐漸上升的跡象，6月時，整個東太平洋的海水都已經明顯變暖，形成一個弱到中等強度的聖嬰。本研究以2001年8月(正常年時期)及2002年8月(聖嬰年時期)的船測資料，初步探測台灣海峽的水文性質及二氧化碳變化。

4.1、海峽南部水文環境概況及二氧化碳變化

海峽南部正常年(2001年, OR-III 721)與聖嬰年(2002年, OR-I 653)表層海水均受到陸源水輸入的影響, 有低鹽的訊號(圖4-1、4-2)。正常年表水以下溫鹽性質與典型南海水(SCS)相似。聖嬰年的溫鹽趨勢與正常年有差異, St. B3的鹽度高於正常年約0.1-0.2, 可能有較多的黑潮水混合, 使平均鹽度較高。其他測站整體的溫鹽性質則亦偏向南海水。由於海峽南部水文環境複雜, 所以以下分為(1)澎湖水道、(2)海峽中部和(3)海峽西部一一作介紹。

(1)澎湖水道

澎湖水道位於台灣西南沿岸與台灣灘、澎湖群島東部間, 是海峽南部一個重要的地理特徵。它的北部寬約40km, 深約100m; 南部寬約80km, 深約200m, 水道長約70km, 為一由北往南成倒V字型的海底峽谷(林, 2003; Jan and Chao, 2003)。澎湖水道內整年都有北流的水進入台灣海峽, 主要由南海水與黑潮水混合而成(Jan and Chao, 2003)。比較兩年澎湖水道內的水文性質, 鹽度的剖面分佈圖(如圖4-3、4-4)上可以看到聖嬰年及正常年靠近海峽東側(St. A3、B3及St. A、B)均有鹽度較低的訊號, 推測為河水輸入造成。整體而言, 鹽度均隨著深度的增加而遞增, 聖嬰年由表層(0m)約33.0增加至底層(100m)約34.6; 相同水深下, 正常年由32.5增加至34.3, 由於海水是沿著等密度面流動, 所以比較 $\sigma_\theta=22.2$ 與23.8的鹽度分佈, 結果發現聖嬰年鹽度均高於正常年。硝酸鹽的剖面分佈圖(如圖4-5、4-6)上, 表水由於生物作用吸收無機營養鹽的關係, 兩年均有最低值, 表水以下硝酸鹽濃度隨深度加深而增加, 聖嬰年由表層約0.5 μM 增加到>4 μM , 正常年由

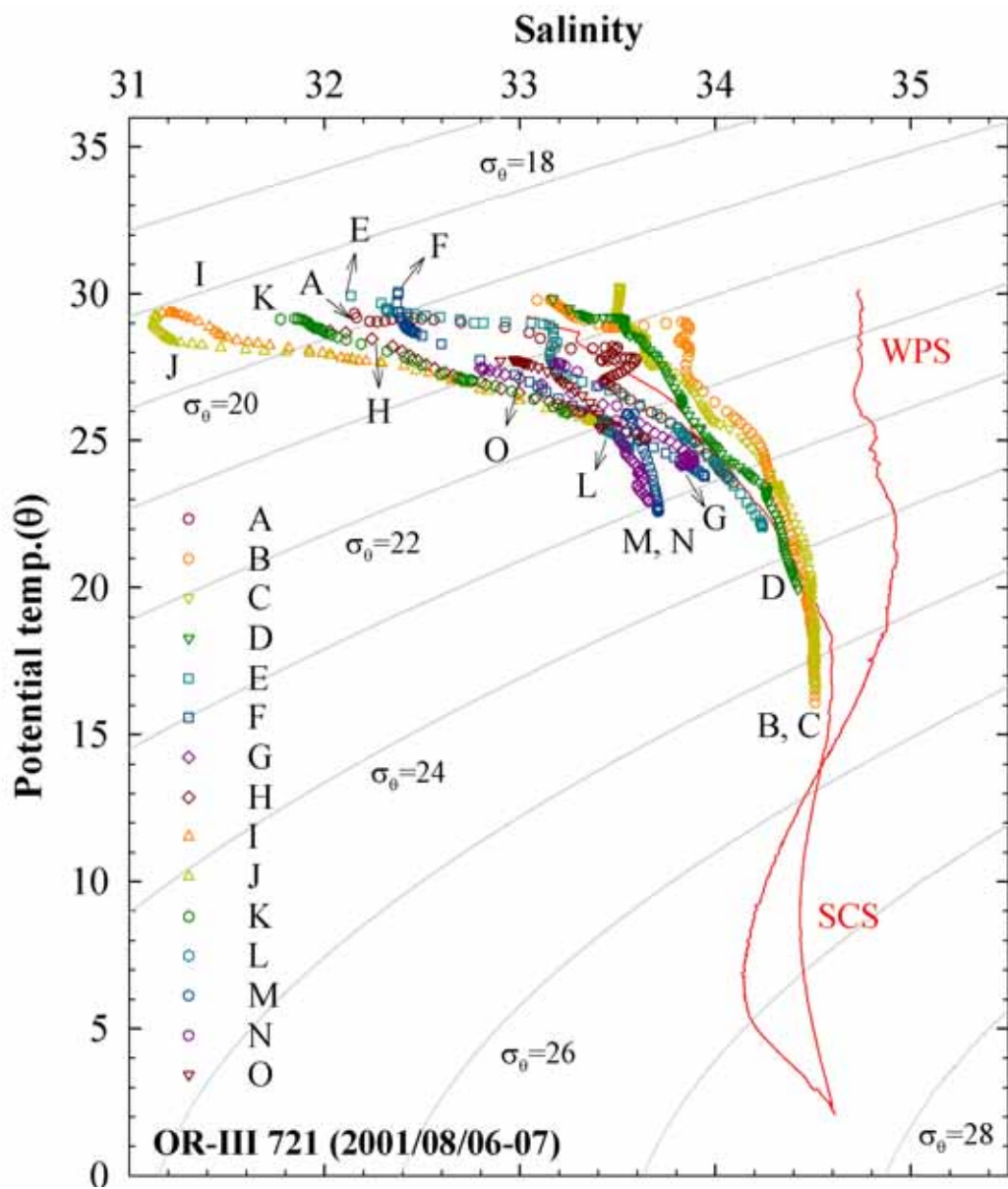


圖 4-1、OR-III 721 溫鹽分佈圖

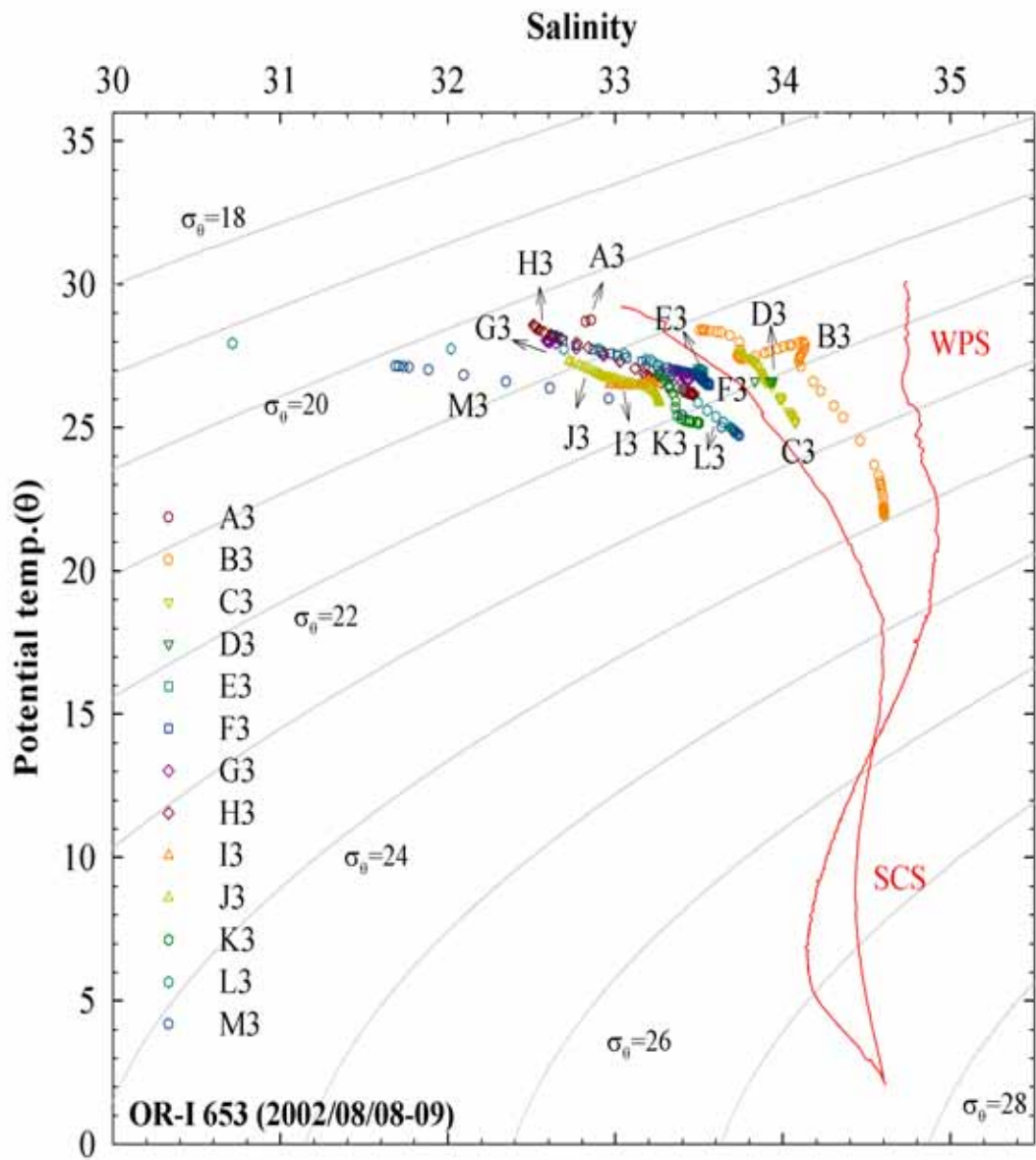


圖 4-2、OR-I 653 溫鹽分佈圖

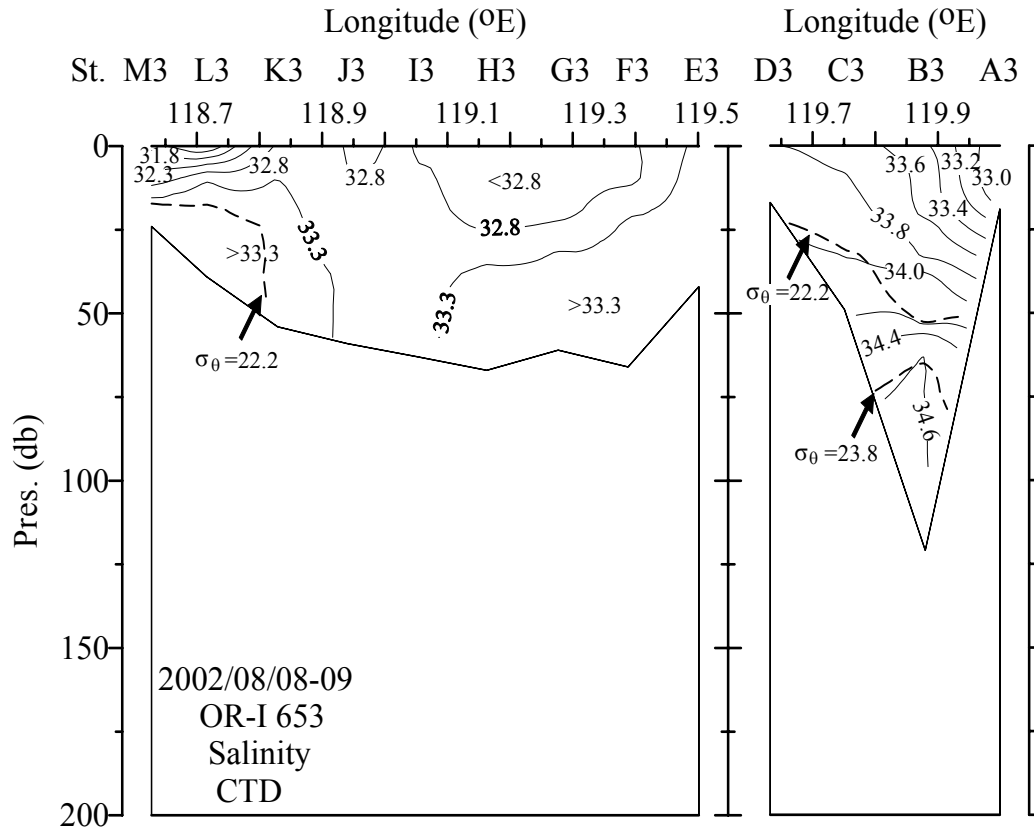


圖 4-3、OR-I 653 鹽度剖面分佈圖(聖嬰年)

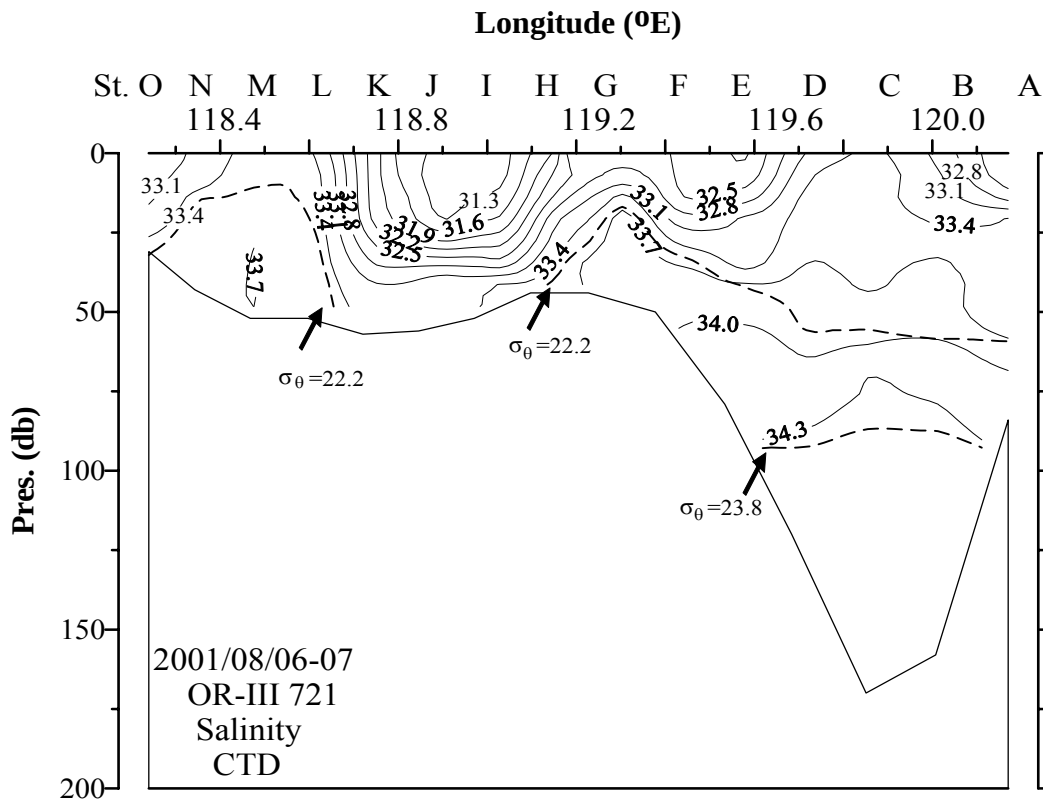


圖 4-4、OR-III 721 鹽度剖面分佈圖(正常年)

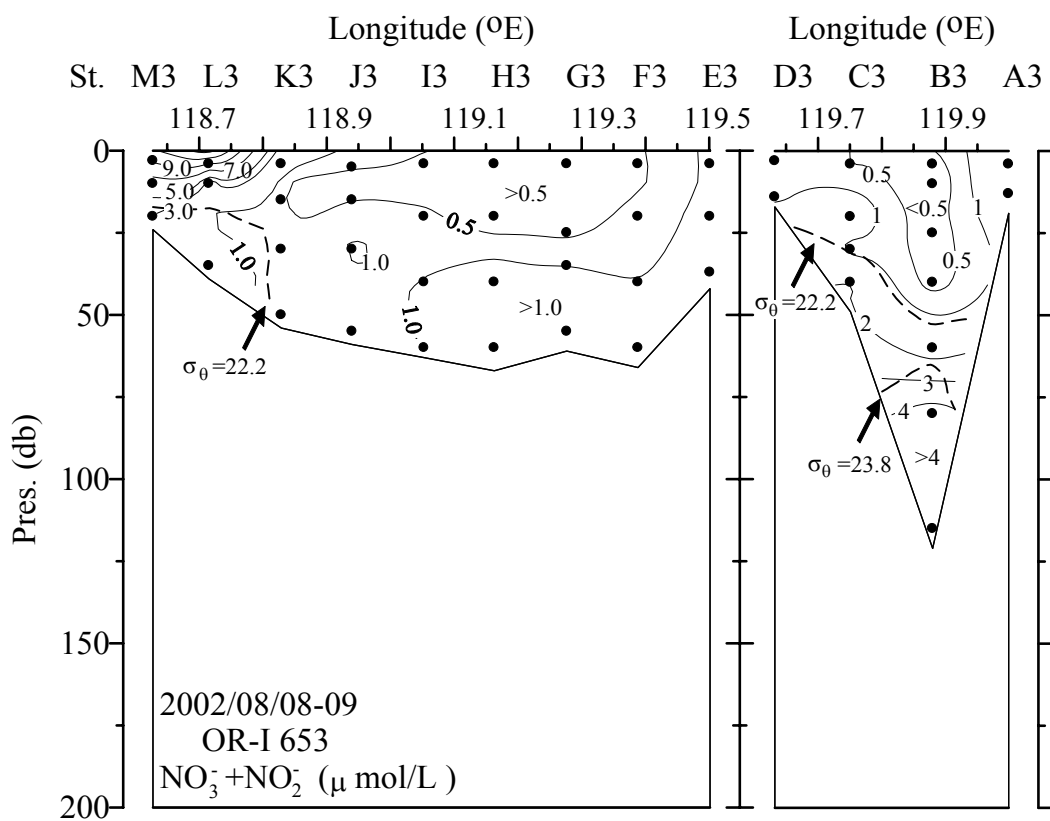


圖 4-5、OR-I 653 硝酸鹽剖面分佈圖(聖嬰年)

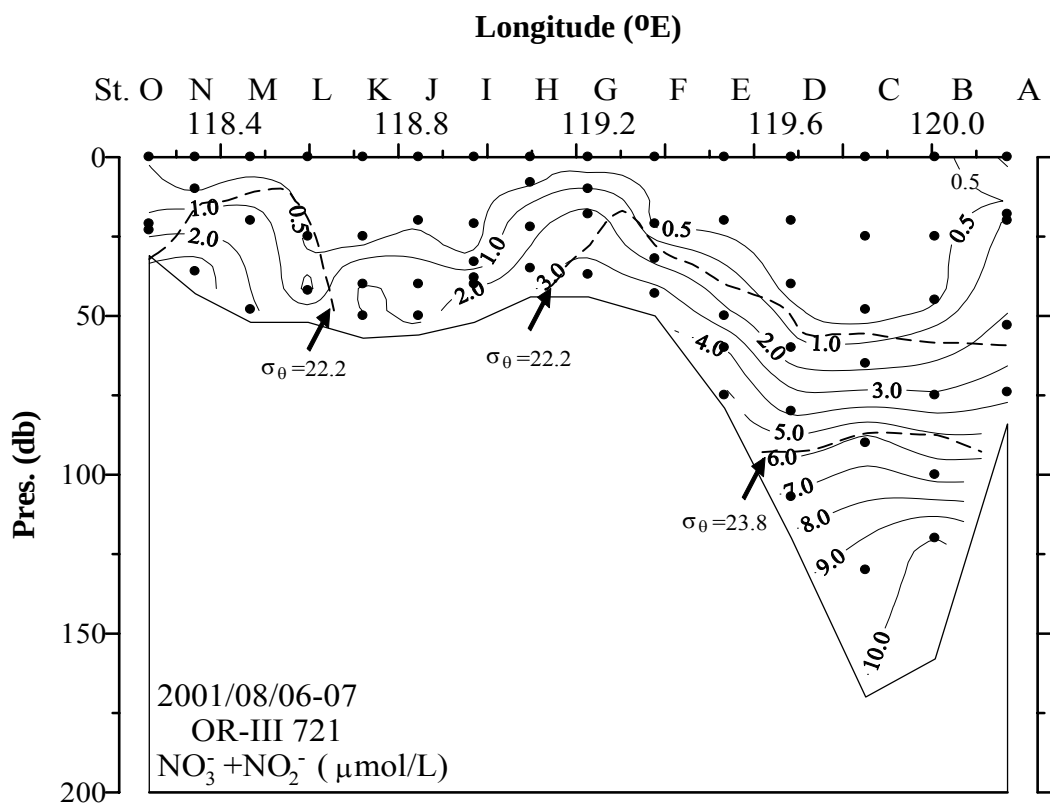


圖 4-6、OR-III 721 硝酸鹽剖面分佈圖(正常年)

0.5 μ M增加到6-7 μ M，整個澎湖水道100m以上平均硝酸鹽濃度分佈，聖嬰年低於正常年。比較 $\sigma_\theta=22.2$ 與23.8的硝酸鹽濃度分佈，聖嬰年均較低。在NTCO₂(如圖4-7、4-8)、pH的剖面分佈圖(如圖4-9、4-10)上，可以看到兩年表水的NTCO₂均有最低值，pH均有最高值。隨著深度加深，生物呼吸及分解作用增加，使NTCO₂漸增，而pH漸減。聖嬰年自表層到底層NTCO₂分佈約為1970-2025 μ mol/kg，正常年同深度下約1970-2075 μ mol/kg，100m以上平均NTCO₂的分佈，聖嬰年較低於正常年。由 $\sigma_\theta=22.2$ 與23.8的NTCO₂分佈上亦可看出正常年濃度高於聖嬰年。在pH分佈上，聖嬰年由表層到底層pH的變化從約8.10降低至8.02，正常年約從8.14降低至7.92-7.94之間，聖嬰年平均pH的分佈高於正常年。比較 $\sigma_\theta=22.2$ 與23.8 pH的分佈，結果顯示聖嬰年高於正常年。由以上參數的比較，顯示出澎湖水道在聖嬰時期有較高鹽、貧營養鹽、低NTCO₂，高pH的趨勢。推測可能是因為聖嬰期間南海表水循環減弱、與外界交換速率降低(Chao *et al.*, 1996)，使聖嬰年時澎湖水道內混合黑潮水的比例較高於正常年所造成的結果。

受到地形效應的影響，漏斗型的澎湖水道整年接收大量北上的南海水及黑潮水，有湧升的現象產生。理論上，南海水與黑潮水進入澎湖水道的量愈多，湧升愈強，反之，則湧升愈弱。從溫度(圖4-11、4-12)、鹽度(圖4-3、4-4)、 σ_θ (圖4-13、4-14)、硝酸鹽(圖4-5、4-6)、pH(圖4-9、4-10)、NTCO₂(圖4-7、4-8)及fCO₂(圖4-15、4-16)、DNC_N(Degree of Nutrient Consumption，營養鹽消耗程度，圖4-17、4-18)的剖面趨勢上皆可看出，正常年及聖嬰年澎湖水道內的等值線均有向西且向海面抬升的現象，推測有湧升。根據 σ_θ 剖面圖(圖4-13、4-14)可以看出表水由於較為高溫、低鹽，使 σ_θ 均為最低。表水以下由於水溫漸減，鹽度漸增，使 σ_θ 隨深度增加

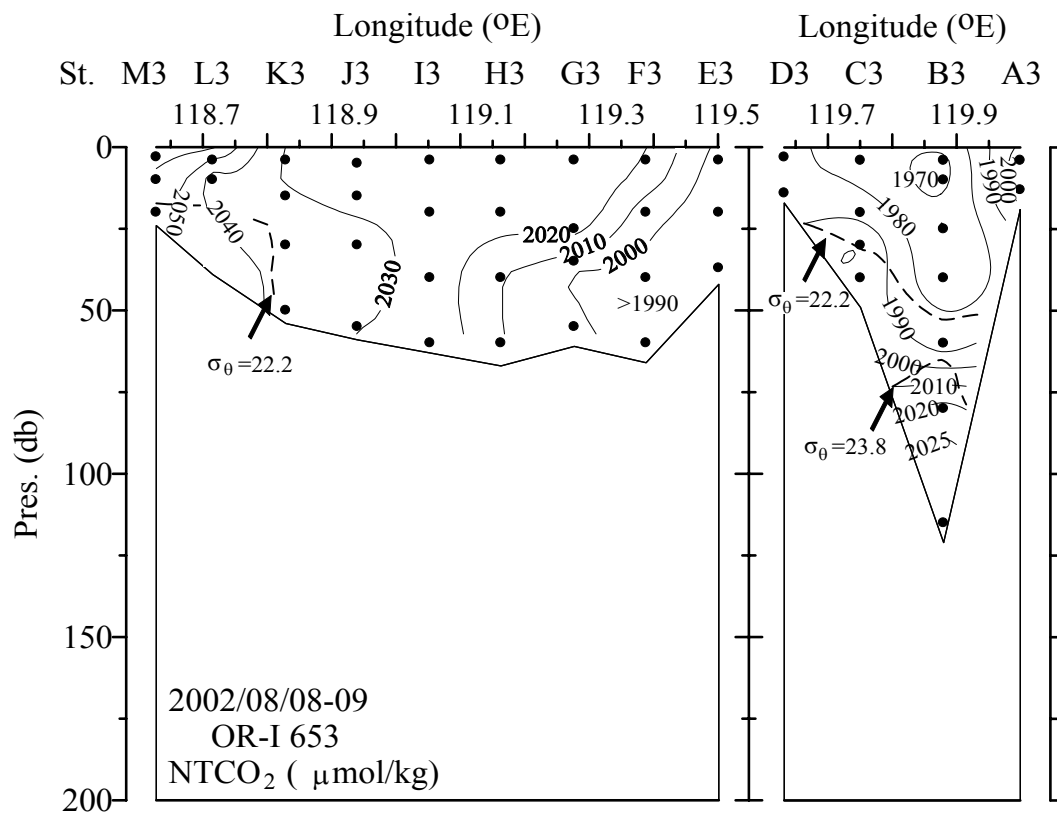


圖 4-7、OR-I 653 NTCO₂ 剖面分佈圖(聖嬰年)

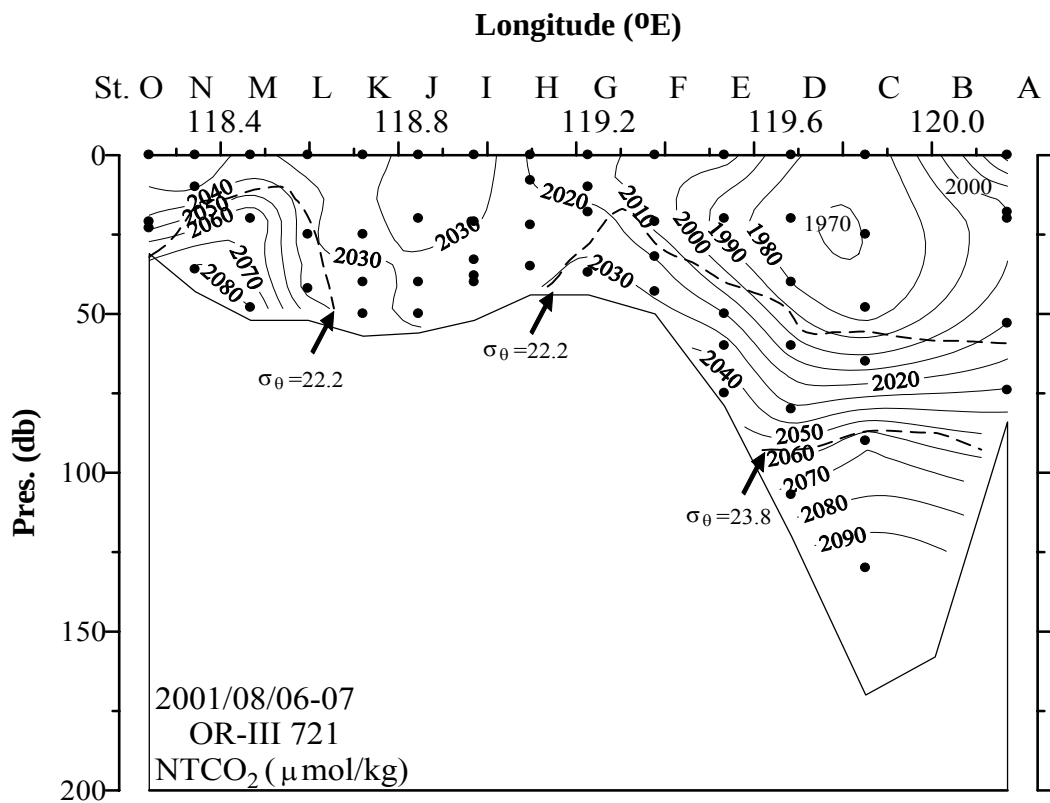


圖 4-8、OR-III 721 NTCO₂ 剖面分佈圖(正常年)

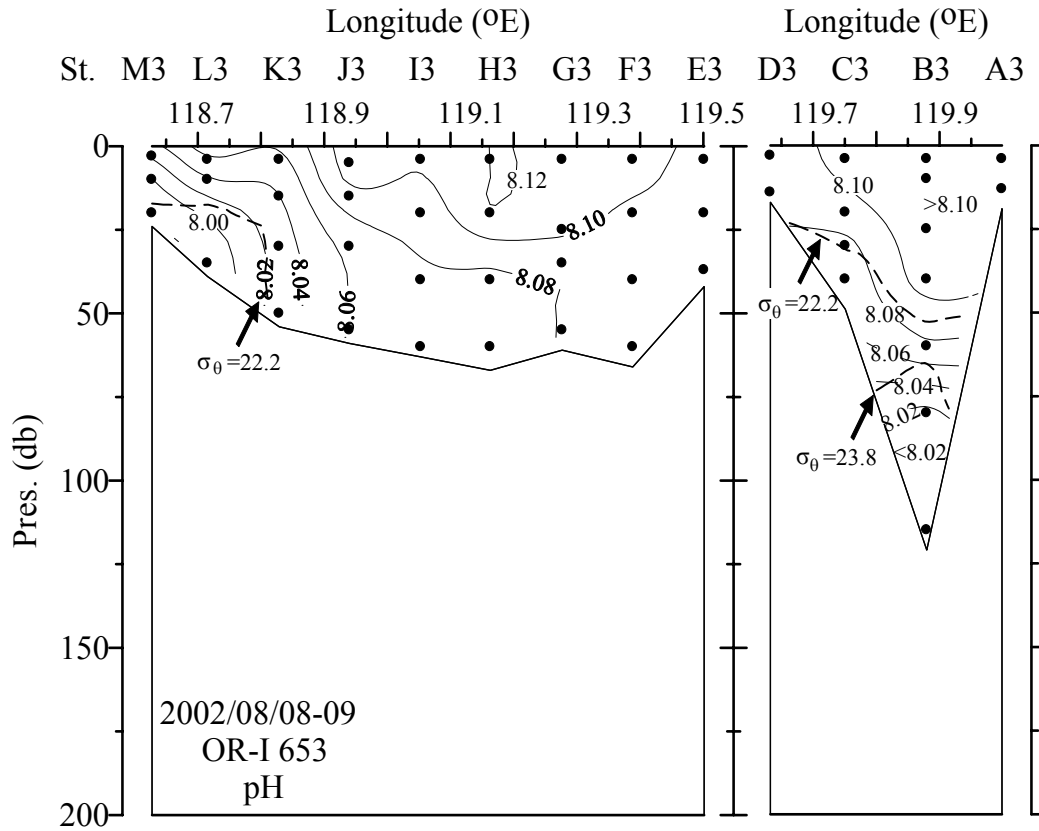


圖 4-9、OR-I 653 pH 剖面分佈圖(聖嬰年)

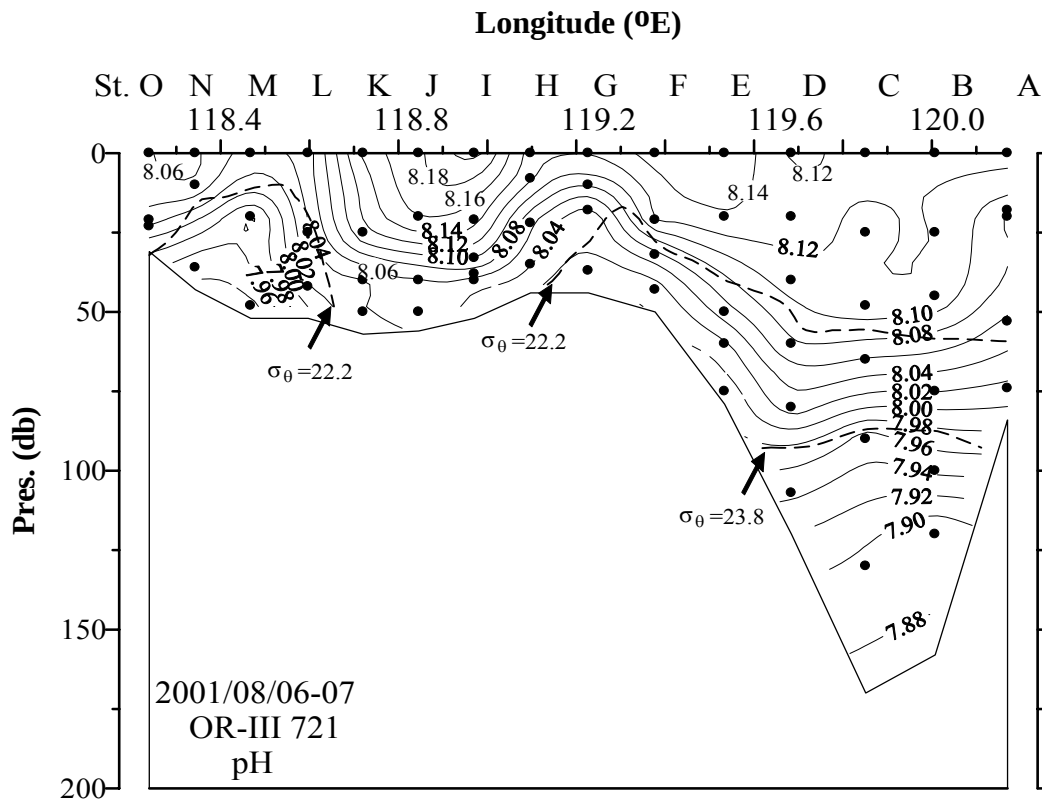


圖 4-10、OR-III 721 pH 剖面分佈圖(正常年)

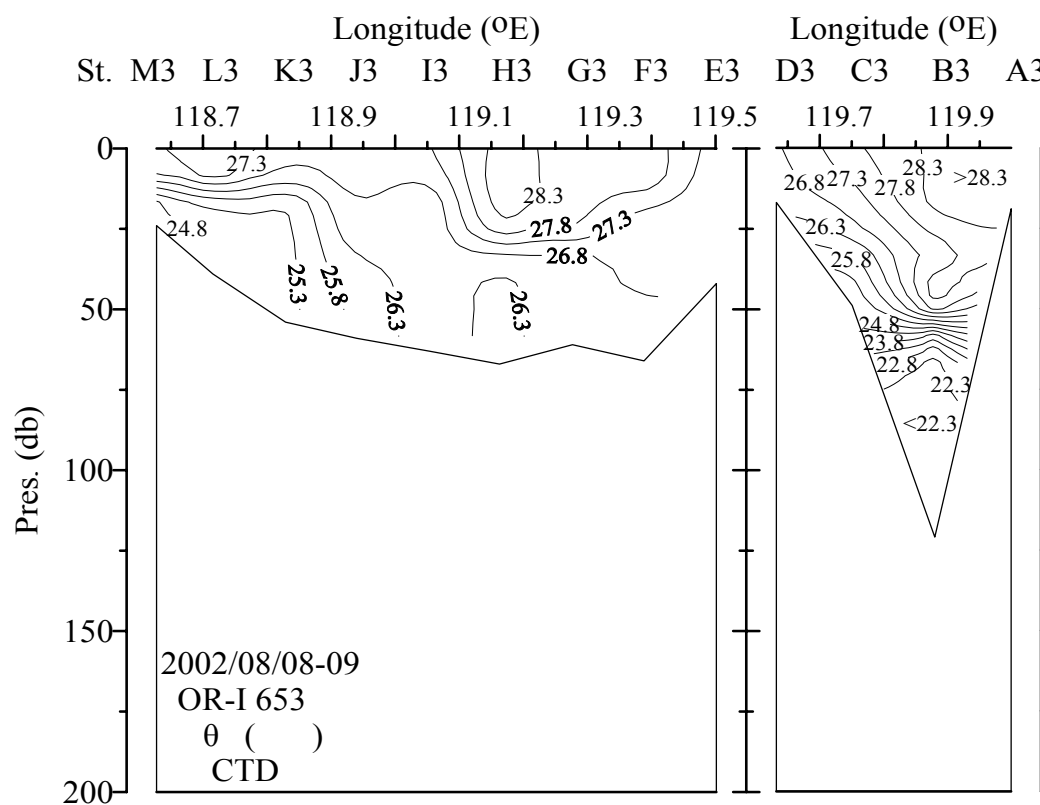


圖 4-11、OR-I 653 溫度剖面分佈圖(聖嬰年)

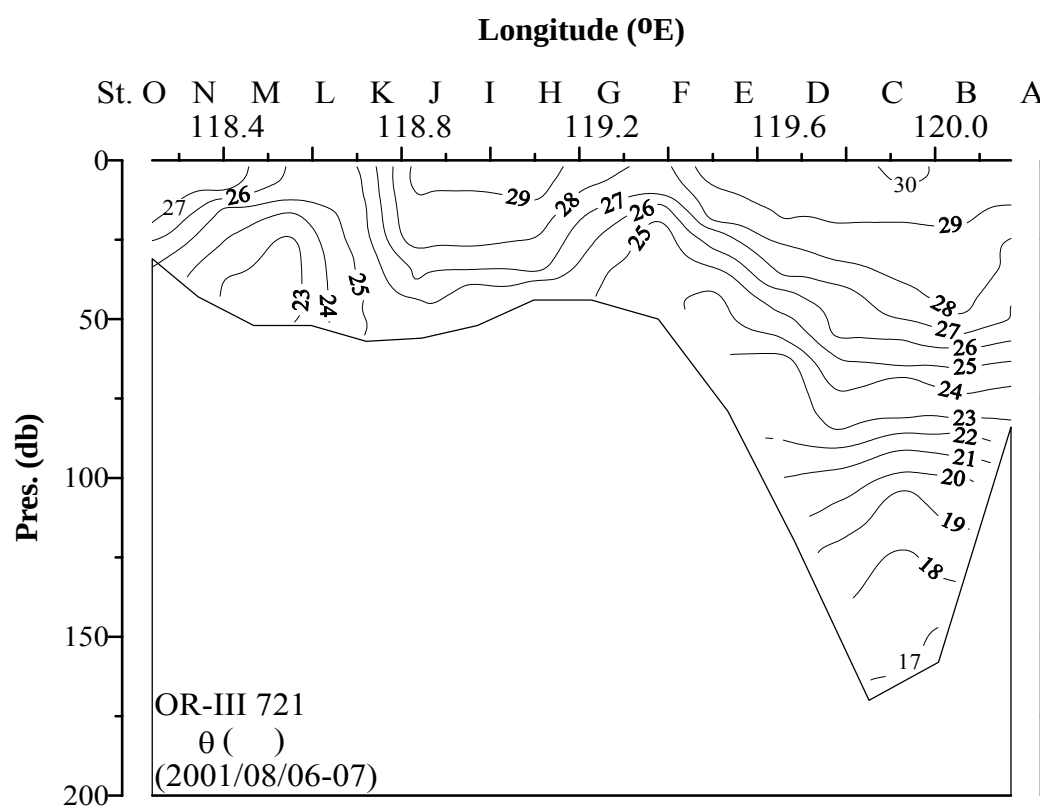


圖 4-12、OR-III 721 溫度剖面分佈圖(正常年)

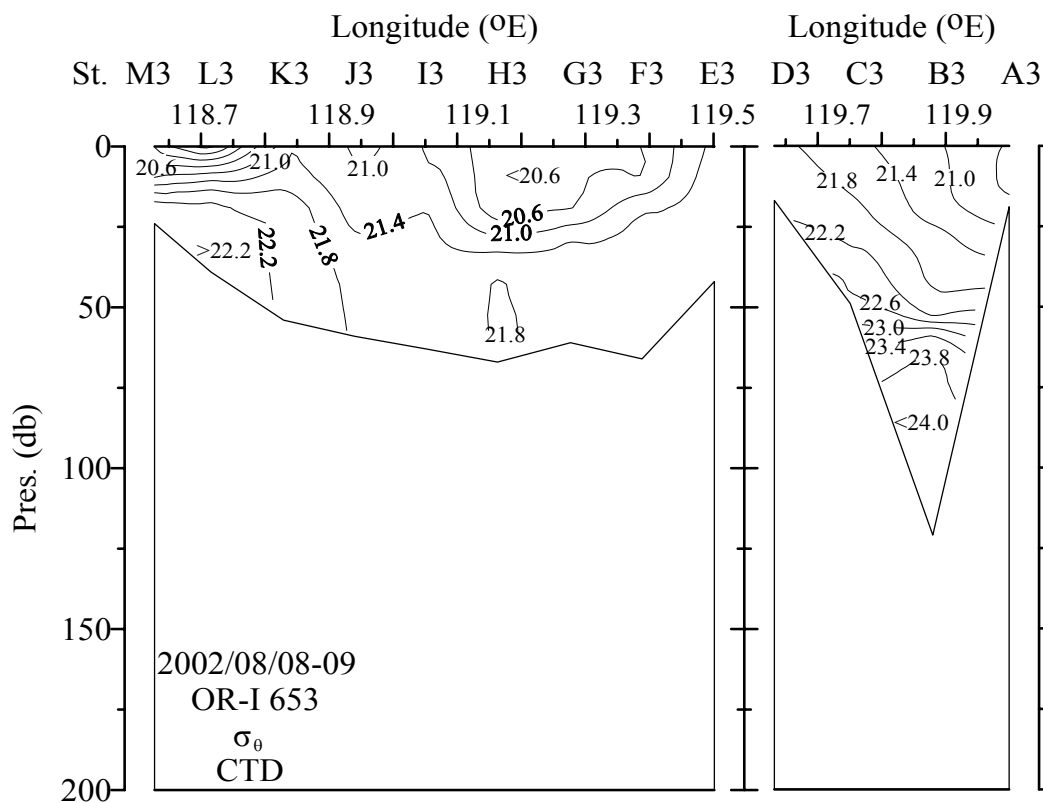


圖 4-13、OR-I 653 σ_θ 剖面分佈圖(聖嬰年)

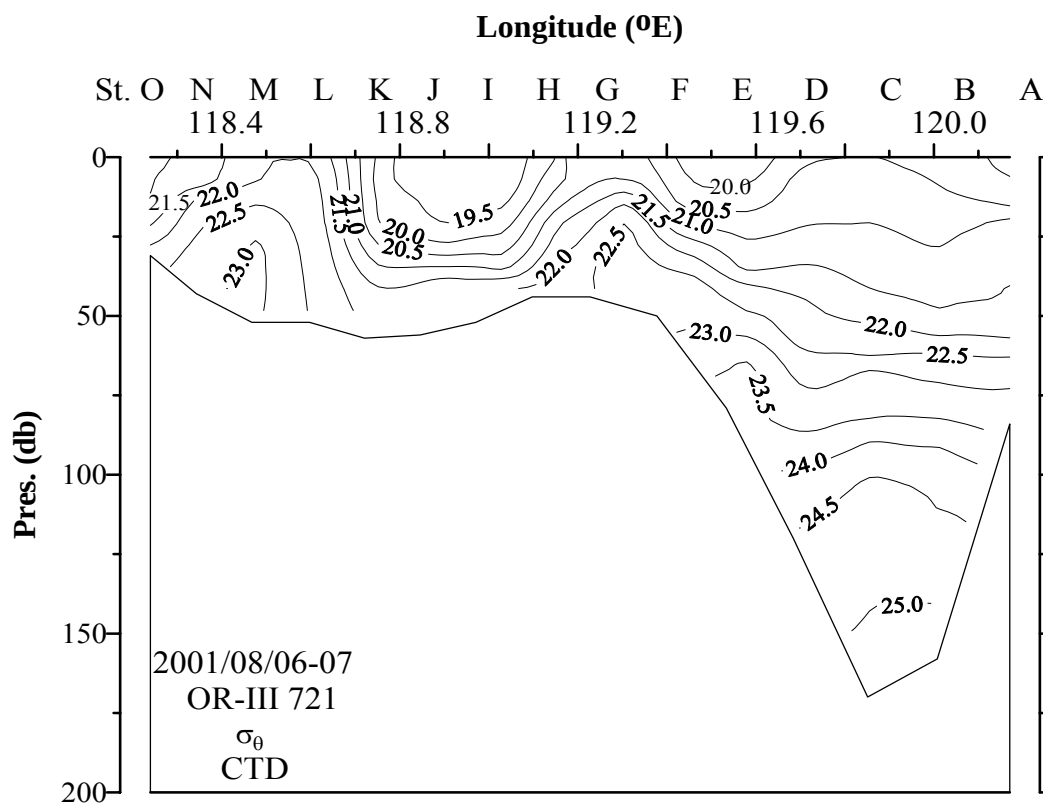


圖 4-14、OR-III 721 σ_θ 剖面分佈圖(正常年)

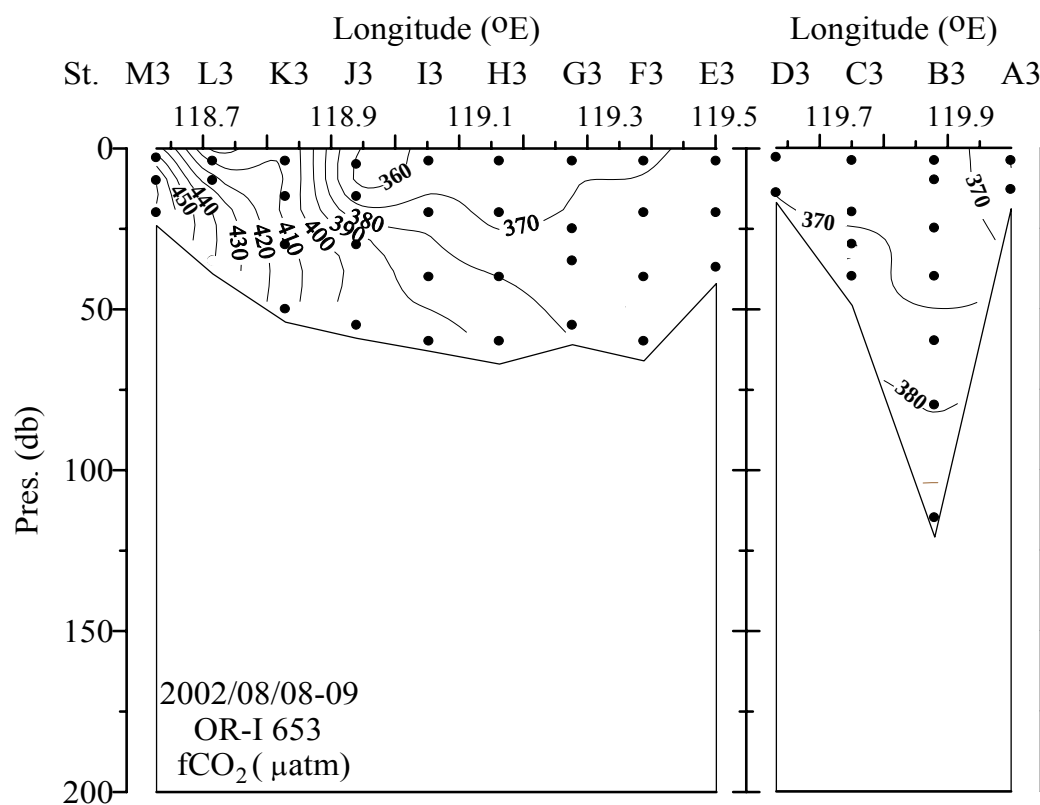


圖 4-15、OR-I 653 fCO₂ 剖面分佈圖(聖嬰年)

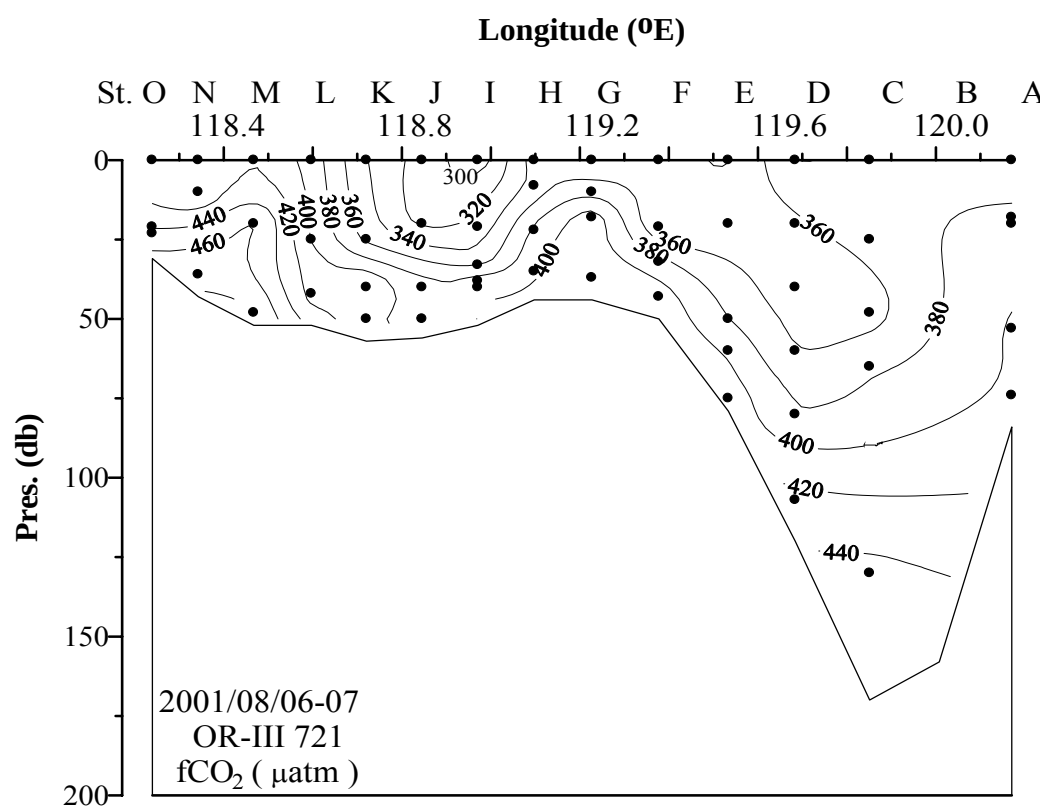


圖 4-16、OR-III 721 fCO₂ 剖面分佈圖(正常年)

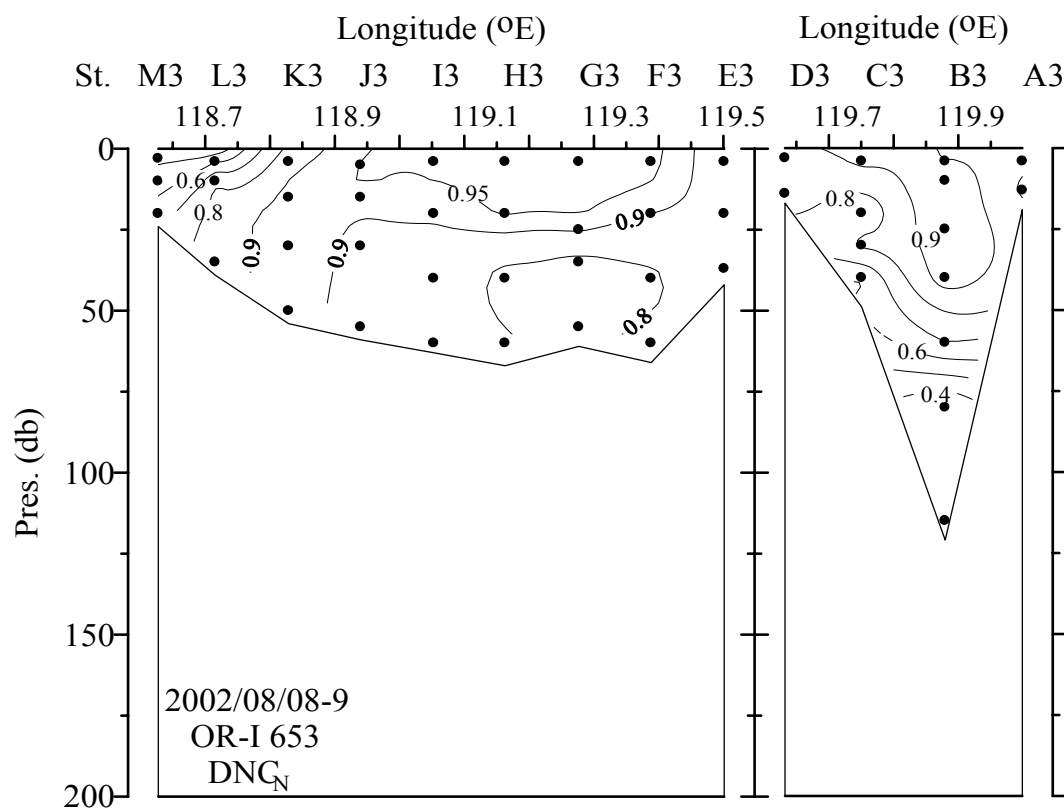


圖 4-17、OR-I 653 DNC_N 剖面分佈圖(聖嬰年)

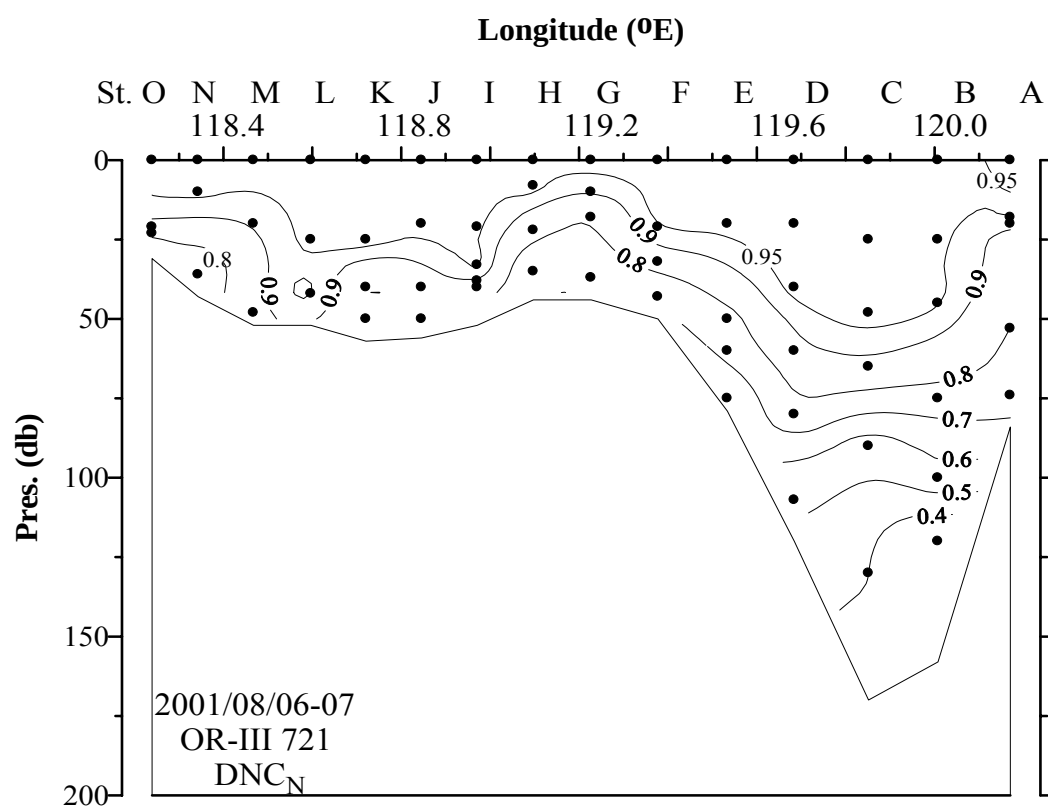


圖 4-18、OR-III 721 DNC_N 剖面分佈圖(正常年)

而增加，聖嬰年在0-100m左右， σ_θ 約為21.0-24.0，正常年在同樣的深度下約20.0-24.5。正常年在100m深度下的 σ_θ 高於聖嬰年，推測正常年時可能湧升較強，讓高密度的水較容易抬升。這兩年於水深25-75m處均有湧升流，比較湧升流區溫度(圖4-11、4-12)及 σ_θ (圖4-13、4-14)、 DNC_N (圖4-17、4-18)的垂直變化率，可以發現正常年 $\Delta\theta = 1-2$ ， $\Delta\sigma_\theta \div 1$ ， $\Delta DNC_N \div 0.1$ ；聖嬰年 $\Delta\theta \div 4$ ， $\Delta\sigma_\theta \div 1.6$ ， $\Delta DNC_N \div 0.4$ ，正常年的垂直變化率均較聖嬰年小，亦可印證正常年湧升大於聖嬰年。推測聖嬰年湧升較弱的原因可能是因為季風減弱，導致南海表水循環較慢(Chao *et al.*, 1996)，加上菲律賓以東黑潮流量減弱(潘等人，1997)，使流入台灣海峽，進入澎湖水道的水量較正常年少，使湧升強度減緩。從 fCO_2 的剖面分佈圖上(圖4-15、4-16)可以看到 fCO_2 隨深度增加而增加，正常年湧升流區(St. F、G)的 fCO_2 較低，表水平均約357 μatm 。聖嬰年湧升流區(St. D3、E3)的 fCO_2 較高，表水平均約376 μatm 。推測是由於正常年湧升流區(St. F、G)的Chl-*a*(圖4-20)較聖嬰年(圖4-19)高，基礎生產力較大，植物性浮游生物吸收水體中的營養鹽及 CO_2 ，使海水的 fCO_2 較低所造成。

(2)海峽中央

海峽中央地區正常年(St. I、J)及聖嬰年(St. G3-I3)表層海水均出現低鹽(正常年 $S < 32.8$ ，聖嬰年 $S = 31.3$ ；圖4-3、4-4)及高NTA(正常年 $NTA = 2355 \mu mlo/kg$ ，聖嬰年 $NTA = 2400 \mu mlo/kg$ ；圖4-21、4-22)的訊號，推測為淡水輸入造成。因為聖嬰年的鹽度較高、NTA較低，推測淡水的訊號較正常年弱。根據正常年(2001/8)衛星SST圖(如圖4-23)顯示有溫度較高的水由珠江附近蔓延到台灣海峽南部，初步推測此淡水訊號為珠江水。比較台灣海峽北部

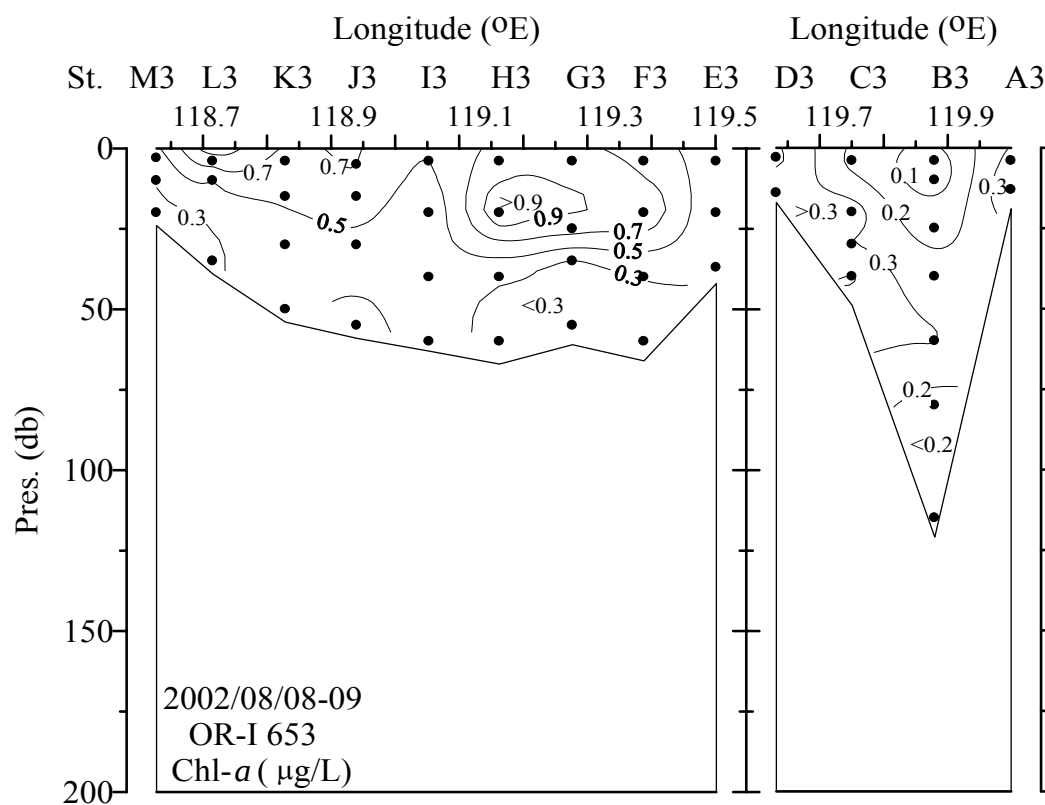


圖 4-19、OR-I 653 Chl-a 剖面分佈圖(聖嬰年)

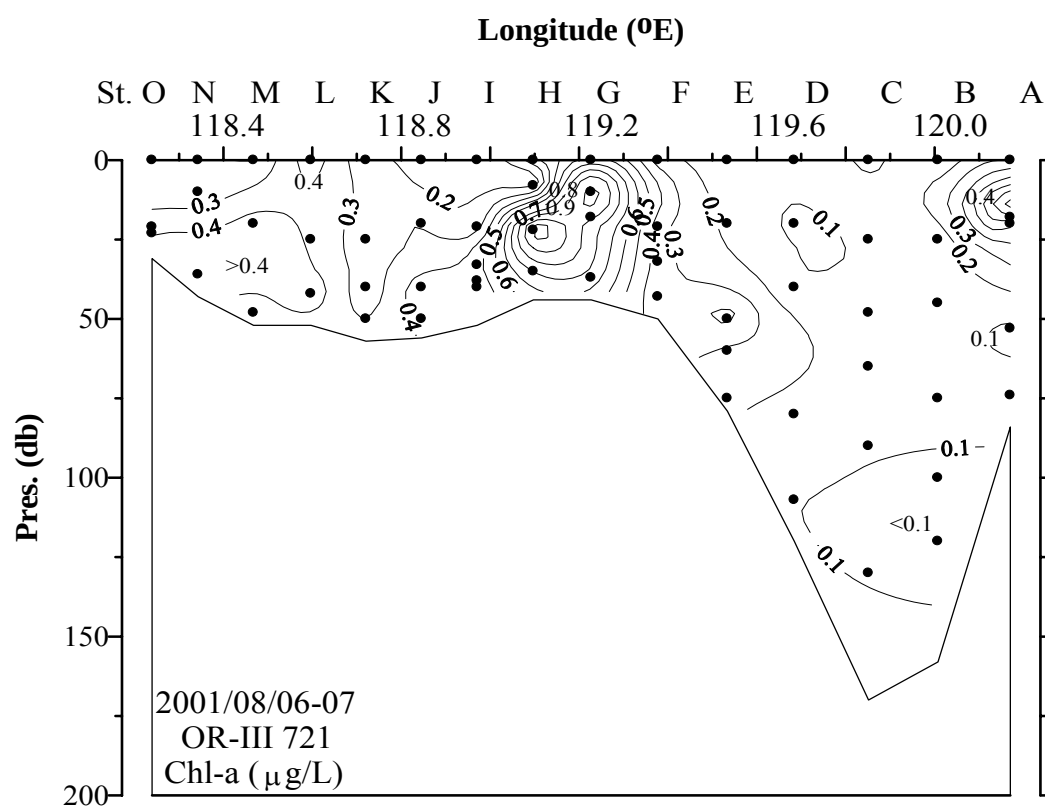


圖 4-20、OR-III 721 Chl-a 剖面分佈圖(正常年)

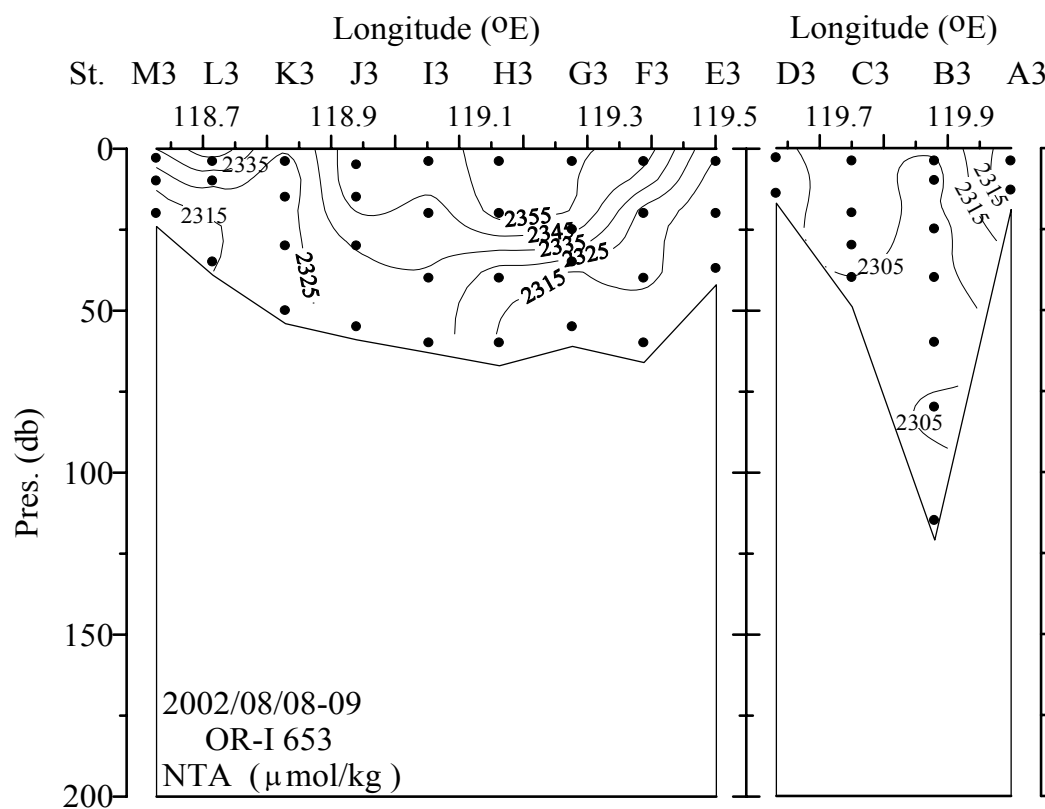


圖 4-21、OR-I 653 NTA 剖面分佈圖(聖嬰年)

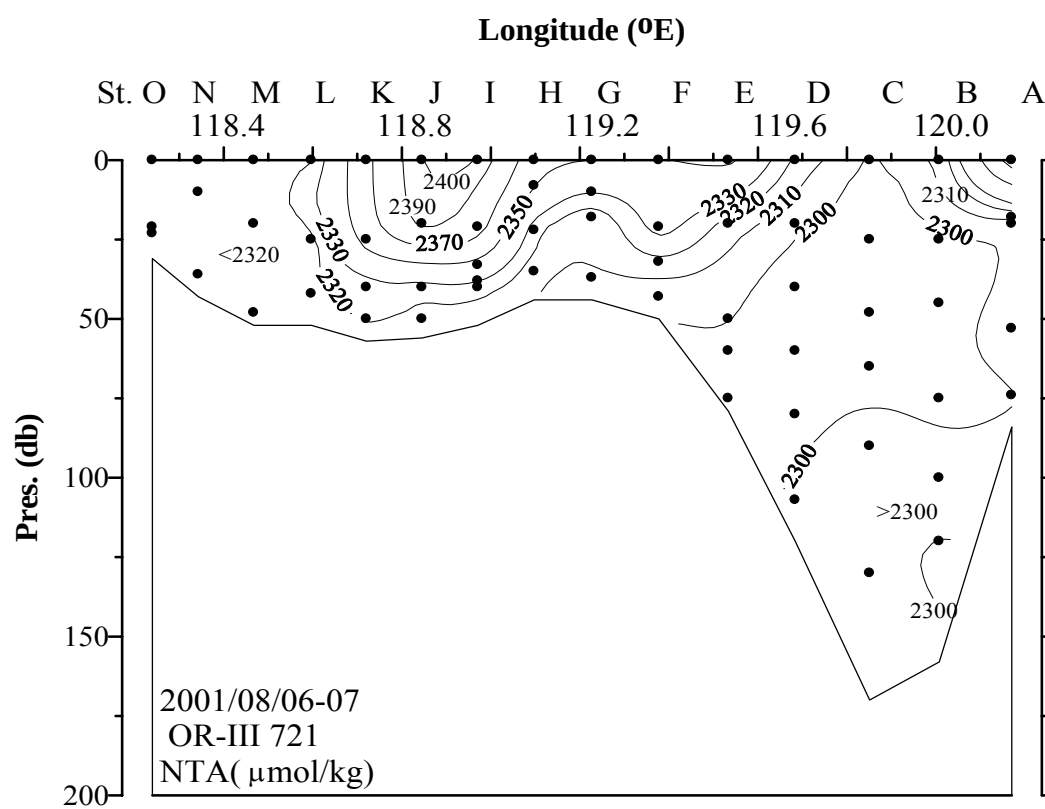


圖 4-22、OR-III 721 NTA 剖面分佈圖(正常年)

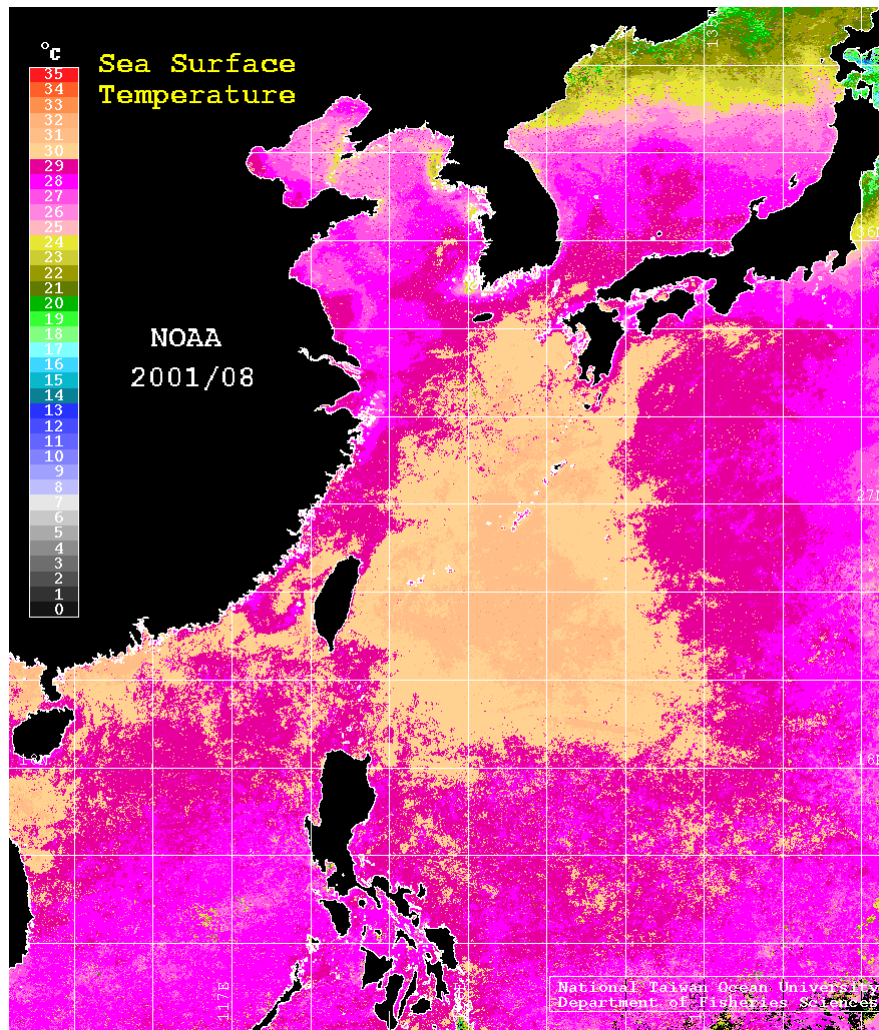


圖 4-23、2001/8 衛星海表溫度圖

同年同月份正常年及聖嬰年的表水鹽度及NTA，發現北部鹽度較南部高，NTA較南部低。加上統計中國水資源公報的數據，顯示長江片及黃河片在2001年的流量為1999年以來最低，偏乾旱；但珠江片在2001年流量卻較之前2年(1999-2000年)來得高。根據以上訊息，可證實海峽南部中央之淡水訊號並非源自長江、黃河，而可能來自於珠江。另外，比較珠江正常年(2001年)及聖嬰年(2002年)兩年的總流量，得知聖嬰年流量($5227 \times 10^8 \text{ m}^3$)低於正常年($5791 \times 10^8 \text{ m}^3$)，亦印證了前述聖嬰年受淡水影響低於正常年的說法。從 fCO_2 的分佈圖(圖4-15、16)上可以看到，正常年與聖嬰年海峽中部表水在整個海峽上的分佈均有最低值，正常年表水平均約 $334 \mu\text{atm}$ (St. I, J)，聖嬰年表水平均約 $367 \mu\text{atm}$ (St. G3-I3)。聖嬰年表水平均 fCO_2 高於正常年，推測是由於聖嬰年混合到較多的黑潮水，使 fCO_2 較高。由聖嬰年的Chl-*a*剖面分佈圖(圖4-19)上可以看到聖嬰年(St. G3-I3)表水的Chl-*a*分佈高於正常年(St. I, J)，推測聖嬰年基礎生產力較高。理論上基礎生產力高的地區，植物性浮游生物吸收水體中的 fCO_2 ，會使水體中 fCO_2 降低。而聖嬰年表水 fCO_2 的高值可能是經過生物作用吸收水體中的 CO_2 後所留下來的信號，原來的 fCO_2 可能更高。

(3)海峽西部

聖嬰年及正常年在海峽西部靠近中國大陸沿岸地區表水均有鹽度較低(聖嬰年 $S = 31.8$ ，正常年 $S = 33.1$ ；圖4-3、4-4)的訊號，推測為河水輸入所導致。由於聖嬰年時表水鹽度低於正常年，硝酸鹽濃度(聖嬰年 $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- = 9 \mu\text{M}$ ，正常年 $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- = 0.5 \mu\text{M}$ ；圖4-5、4-6)及NTA(聖嬰年 $\text{NTA} = 2335 \mu\text{mol/kg}$ ，正常年 $\text{NTA} < 2320 \mu\text{mol/kg}$ ；圖4-21、4-22)

高於正常年，故推測可能為九龍江於聖嬰年時期輸出較多淡水至台灣海峽，使聖嬰年河水訊號高於正常年；而珠江水則並未緊貼廣東、福建沿岸北上，而是離岸，流向海峽中部。

由正常年與聖嬰年的溫度(圖4-11、4-12)、鹽度(圖4-3、4-4)、 σ_θ (圖4-13、4-14)、pH(圖4-9、4-10)、 $f\text{CO}_2$ (圖4-15、4-16)分佈圖，均可看出近岸處深水有一低溫、高鹽、低pH、高 $f\text{CO}_2$ 的老水訊號，而且等值線略有向上抬升的趨勢，推測有沿岸老水湧升。

受到沿岸老水湧升的影響，正常年及聖嬰年表水的 $f\text{CO}_2$ 在地域上的分佈均為最高(圖4-15、4-16)，正常年表水平均 $f\text{CO}_2$ 約為 $424\mu\text{atm}$ (St. M-O)，聖嬰年約為 $420\mu\text{atm}$ (St. K3-M3)。推測聖嬰年 $f\text{CO}_2$ 較低的原因是因為Chl-*a*較高(聖嬰年 $\div 0.7\text{-}0.9\mu\text{g/L}$ ；正常年 $\div 0.2\mu\text{g/L}$)，因旺盛的生物作用吸收了水體的 CO_2 ，使 $f\text{CO}_2$ 低於正常年。但整體而言， $f\text{CO}_2$ 的表現上，兩者差異很小，均高於大氣($\div 360\mu\text{atm}$)，為大氣 CO_2 的源。

4.2 海峽北部水文環境概況及二氧化碳變化

海峽北部的水團主要來源有3個：1、從台灣東北角繞入台灣海峽的黑潮水，2、台灣海峽南部流上來的水，3、冬季時由北方南下的長江沖淡水。本章主要以正常年時期(2001年8月，OR-II 806)、聖嬰年時期(2002年8月，OR-II 871)兩個航次作討論。根據正常年與聖嬰年的T-S圖(圖4-24、25)，可以清楚看出溫鹽趨勢均為2條直線，表示為不同水團，且2水團均由2種端成分混合而成(已沒有鹽度極大值、極小值的訊號)，故下文將針對(1)水團來源作討論。另外，海峽西側靠近大陸沿岸的地區，根據聖嬰年的各項參數均可看出等值線有向上抬升的訊號，而正常年則無，非常特殊，故將此部分放在(2)海峽西側作介紹。

(1)水團來源

由溫鹽圖上(圖4-24、4-25)，可以清楚看到正常年與聖嬰年溫鹽趨勢均為2條直線，且2水團均由2種端成分(end member)混合而成。由於正常年與聖嬰年兩水團之間鹽度差異極大，所以皆存有一鹽度鋒面。由圖4-24可以看到正常年的鋒面較為明顯，位置在約於St. C-D之間，而聖嬰年鋒面的位置由溫鹽圖(圖4-25)則較難辨認。由鹽度剖面圖上可以看出正常年鋒面所在的位置(St. C-D之間，圖4-27)鹽度垂直差異極小，幾乎不變，由表層到底層鹽度都維持在約33.7。而聖嬰年St. C1-J1之間也有鹽度垂直變化小的趨勢，由表層到底層鹽度由33.45增加至33.8，僅變化約0.35個單位，推測聖嬰年鋒面位置於C1-J1之間(圖4-26)。

正常年及聖嬰年鋒面以西的水，因為溫鹽性質與同年同月份海峽南部相同，且Jan *et al.*(2002b)曾提出海峽南部靠近東側處終年有一向北流的水，故推測鋒面以西的水為海峽南部海水北流提

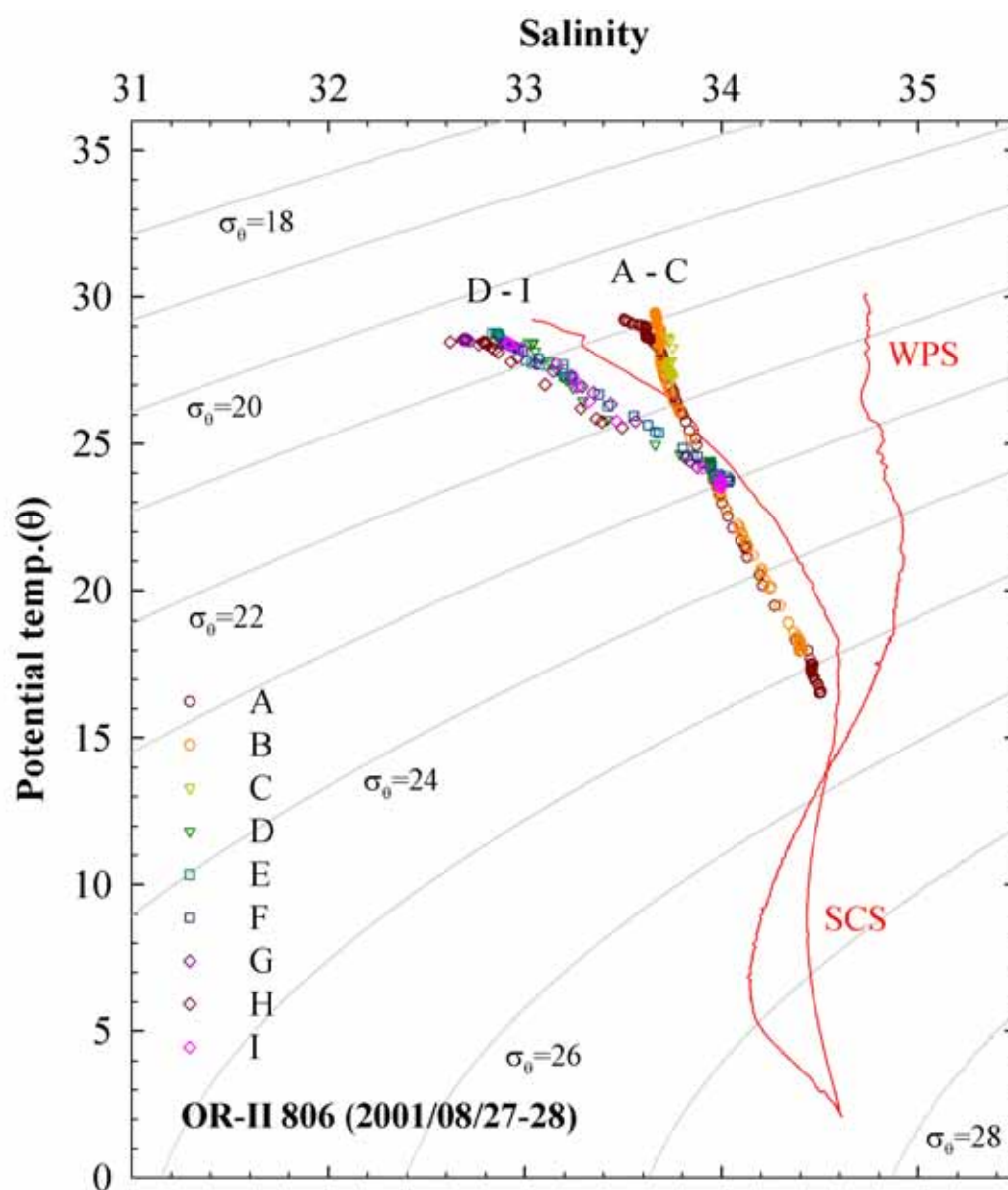


圖 4-24、OR-II 806 溫鹽分佈圖

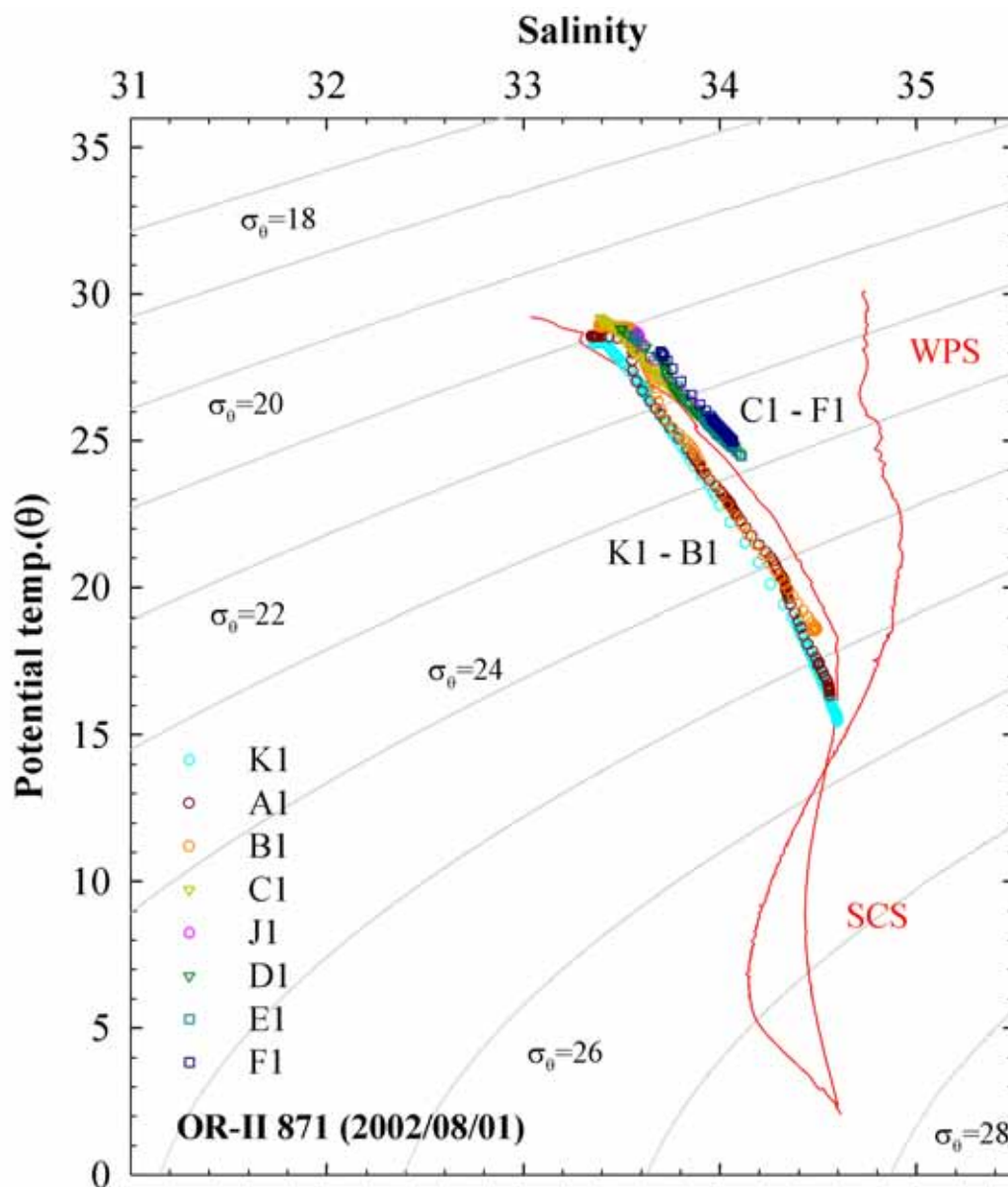


圖 4-25、OR-II 871 溫鹽分佈圖

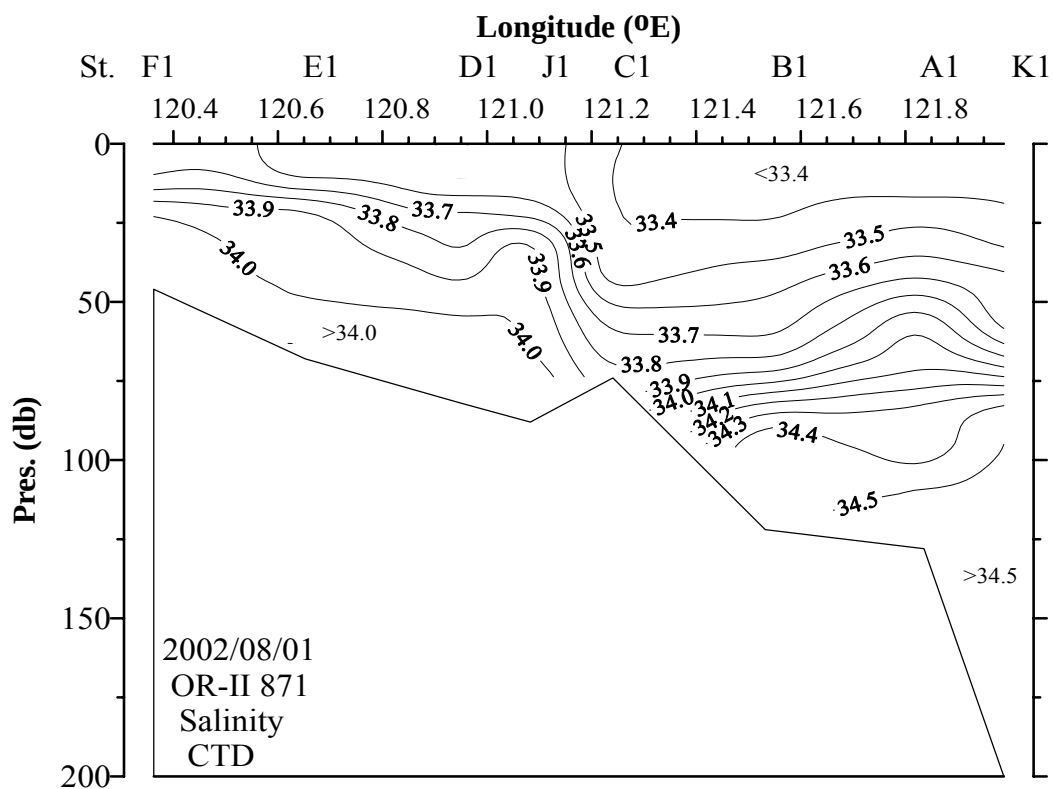


圖 4-26、OR-II 871 鹽度剖面分佈圖(聖嬰年)

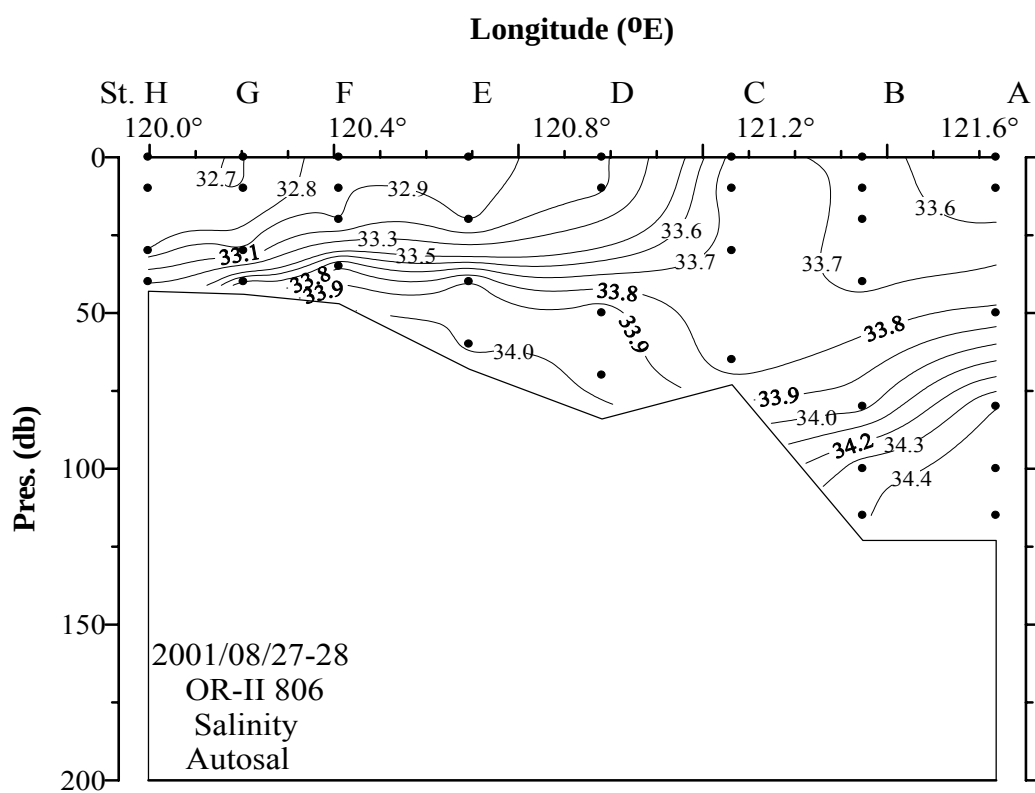


圖 4-27、OR-II 806 鹽度剖面分佈圖(正常年)

供。鋒面以東的水由於溫鹽性質與海峽南部不同，加上正常年鋒面以東的鹽度均高於鋒面以西，故推測是由台灣東北方繞入較高鹽的水，應為黑潮水提供(Chen, 1996; Chen and Wang, 1998, 1999)。

由溫度(圖4-28、4-29)、鹽度(圖4-26、4-27)、 σ_θ (圖4-30、4-31)剖面圖上可以看到隨著深度加深，溫度有遞減，鹽度及 σ_θ 有遞增的趨勢。比較正常年各測站的溫度、鹽度、密度垂直變化率，可以發現St. C為垂直變化最小的地區，從表水(0m)到底水(約70m)，St. C的溫度變化 $<2^\circ\text{C}$ ，鹽度幾乎不變， σ_θ 變化 <1 。硝酸鹽(圖4-32、4-33)、pH(圖4-34、4-35)、 NTCO_2 (圖4-36、4-37)和 fCO_2 (圖4-38、4-39)的剖面分佈上均顯示隨著深度增加，生物分解作用增加，使硝酸鹽、 NTCO_2 和 fCO_2 隨著深度增加而漸增，而pH隨著深度的增加漸減。但在St. C仍然可以看出從表水(0m)到底水(約70m)各項參數的垂直變化很小，硝酸鹽變化 $<2\mu\text{M}$ ，pH變化 <0.06 ， NTCO_2 變化 $<30\mu\text{mol/kg}$ ， fCO_2 變化 $<35\mu\text{atm}$ 。根據以上溫度、鹽度、 σ_θ 、硝酸鹽、pH、 NTCO_2 和 fCO_2 的剖面分佈，均顯示正常年St. C為一上下水團混合良好的測站。另外，從正常年的溫鹽分佈圖(圖4-24)上可以看到C站的鹽度比同一溫度的各站都來的高，推測St. C不只混合良好，還有湧升。由於正常年St. D-I均屬鹽度較低的水，不太可能提供St. C出現的高鹽訊號，故推測St. C的高鹽，應為St. B約50m處之水，沉降到St. C近底層後，再度湧升所提供。

比較正常年、聖嬰年鋒面以東和鋒面以西的水文性質，發現正常年時鋒面以西的鹽度低於鋒面以東，推測是因為鋒面以東的水團來源為黑潮水自東北角繞入形成，較為高鹽；而鋒面以西為海峽南部由南海水和黑潮水混合北流形成，加上混合了較多冬季

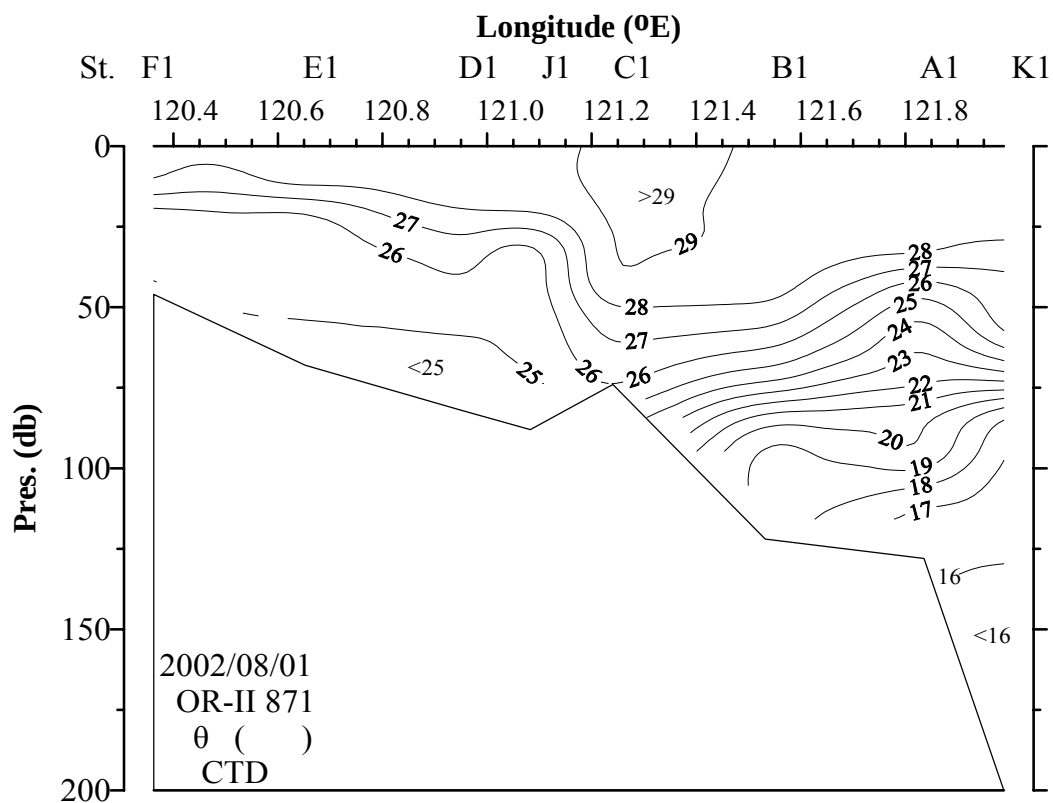


圖 4-28、OR-II 871 溫度剖面分佈圖(聖嬰年)

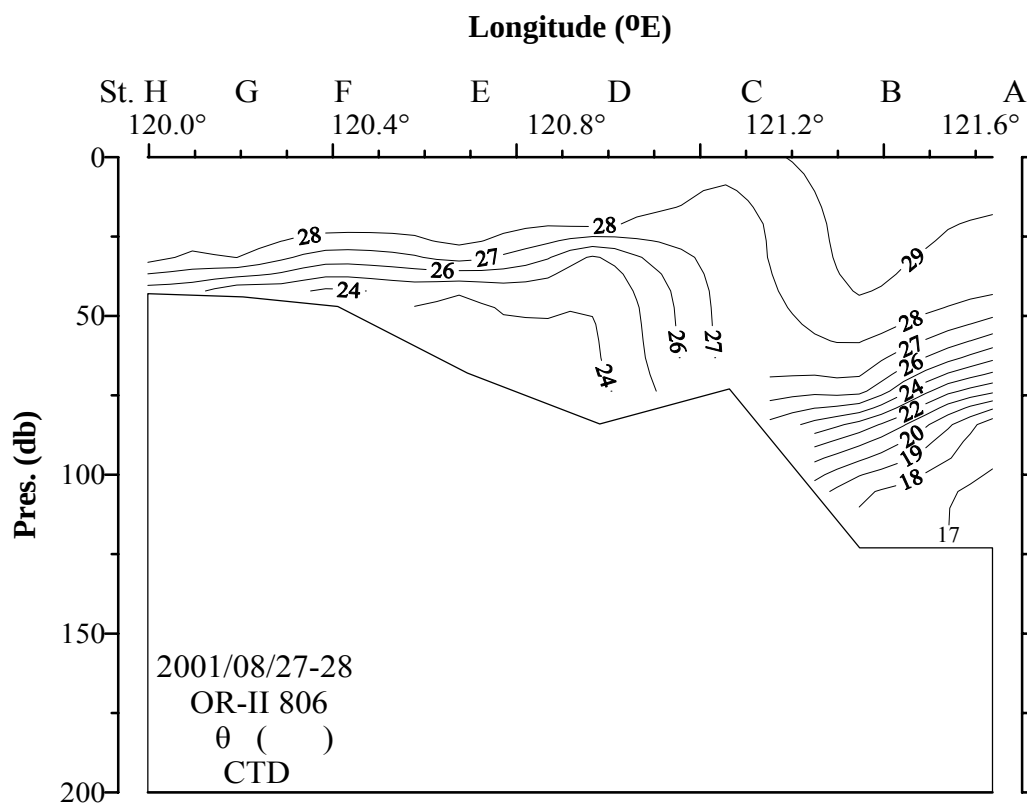


圖 4-29、OR-II 806 溫度剖面分佈圖(正常年)

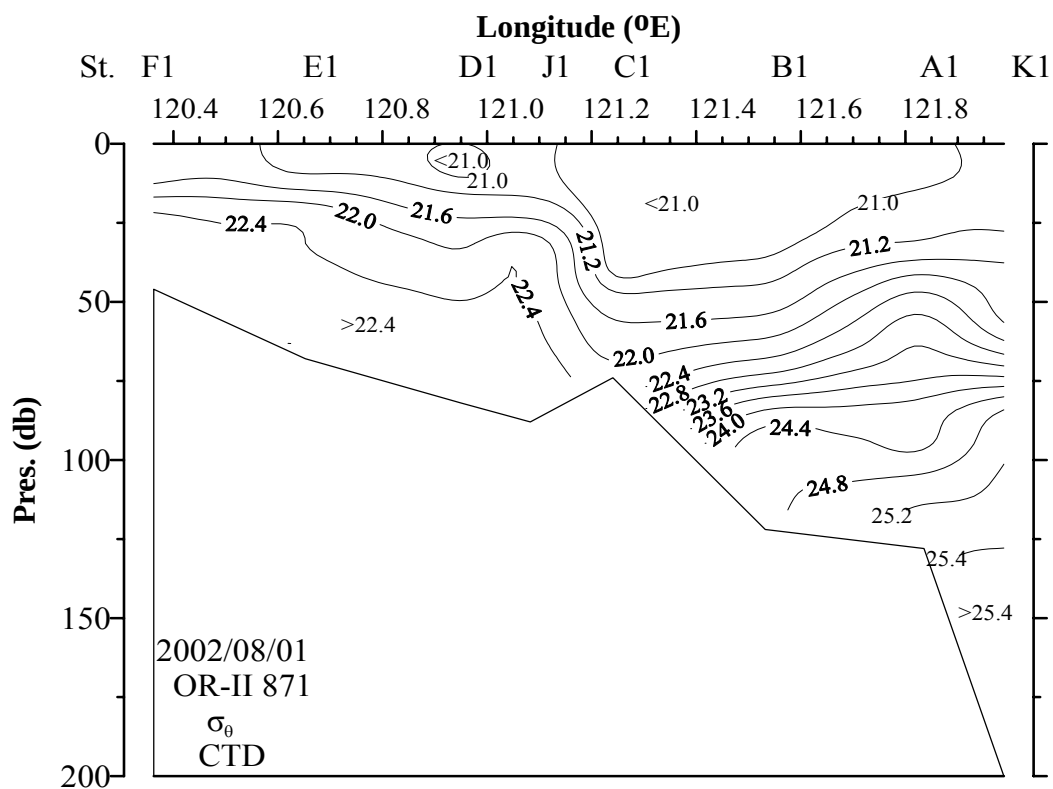


圖 4-30、OR-II 871 σ_θ 剖面分佈圖(聖嬰年)

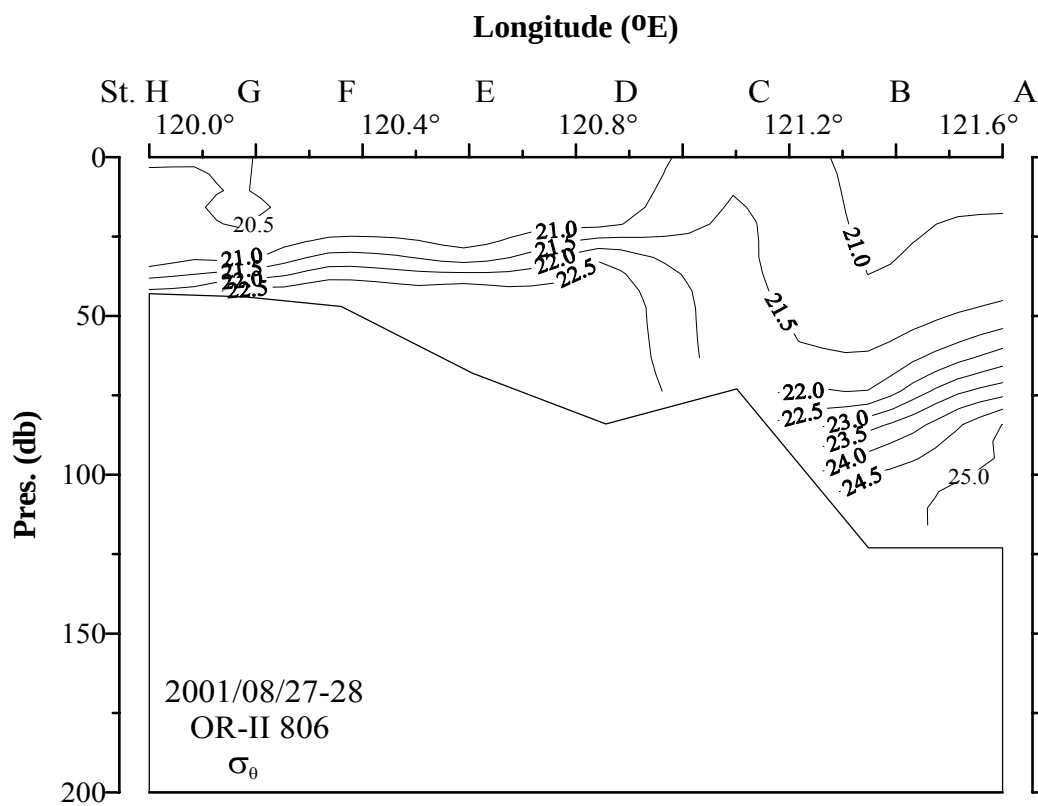


圖 4-31、OR-II 806 σ_θ 剖面分佈圖(正常年)

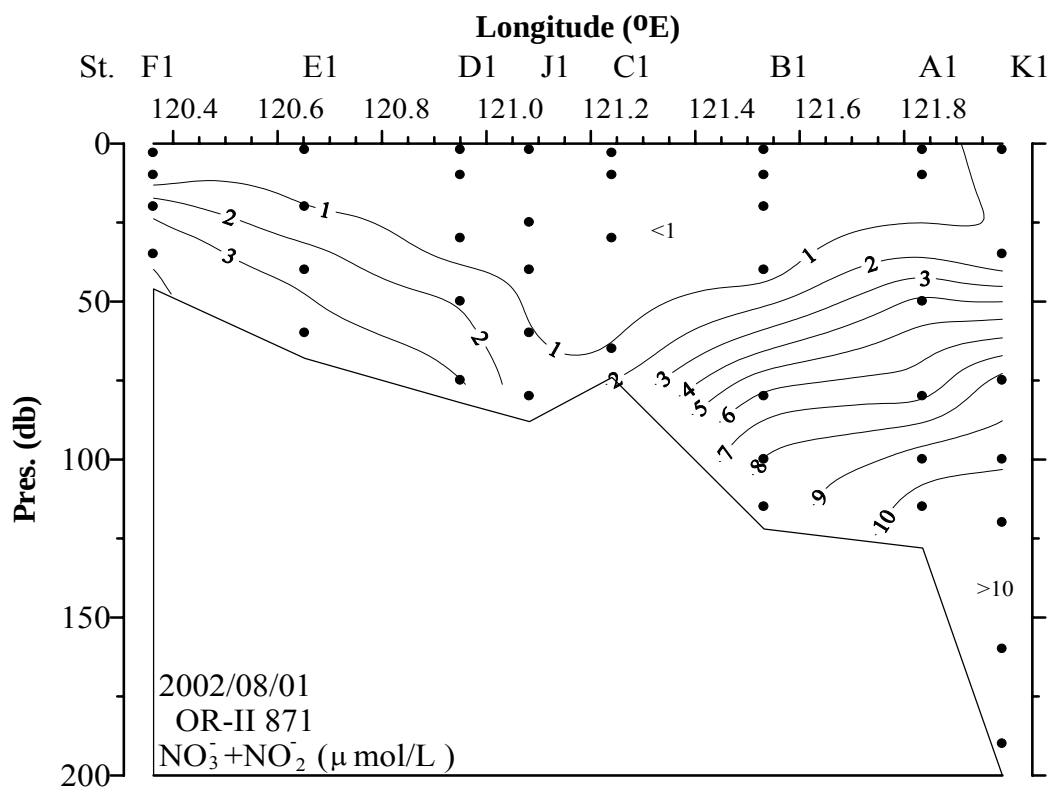


圖 4-32、OR-II 871 硝酸鹽剖面分佈圖(聖嬰年)

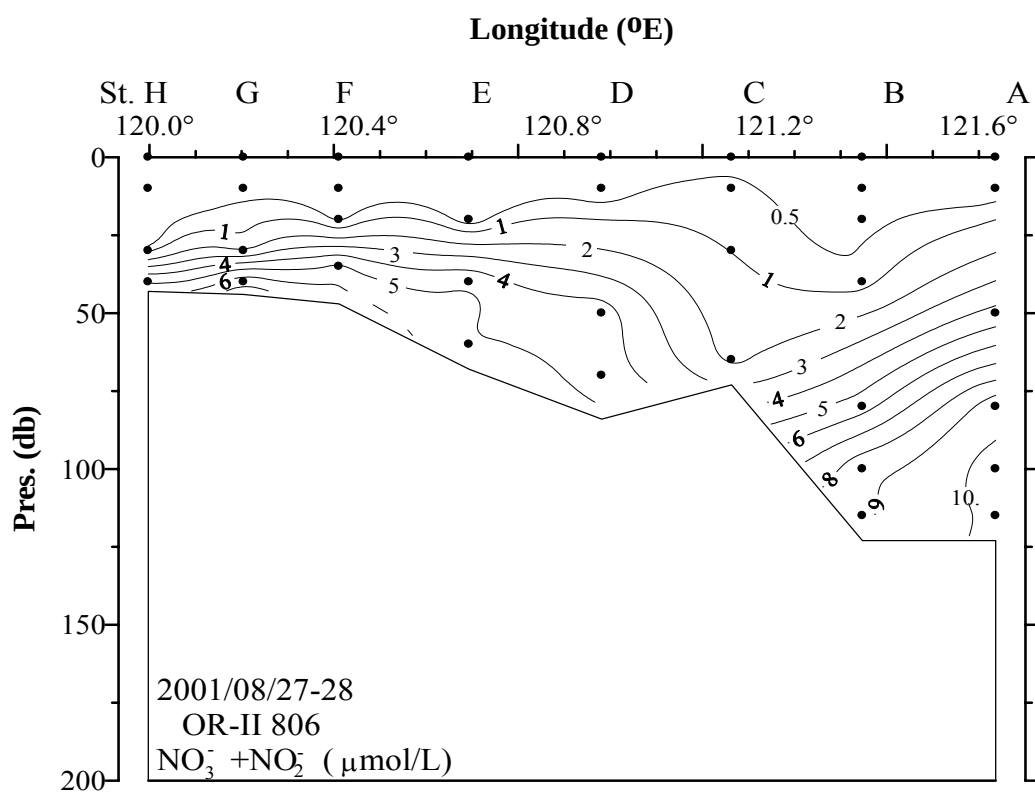


圖 4-33、OR-II 806 硝酸鹽剖面分佈圖(正常年)

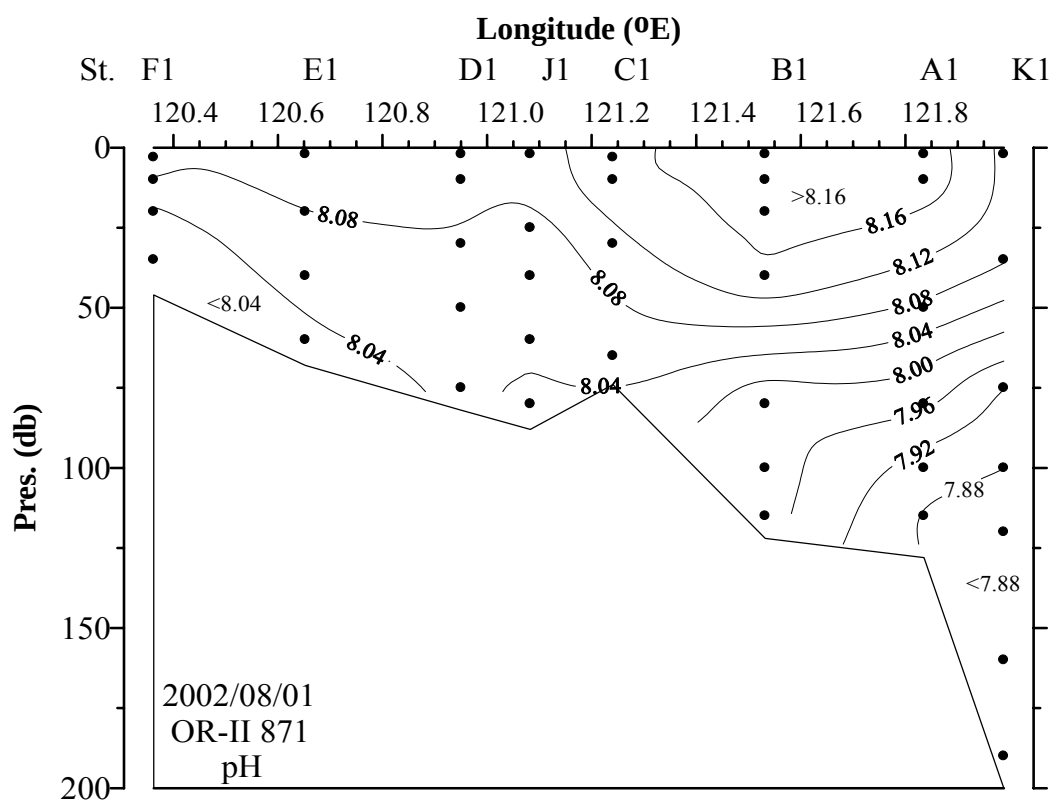


圖 4-34、OR-II 871 pH 剖面分佈圖(聖嬰年)

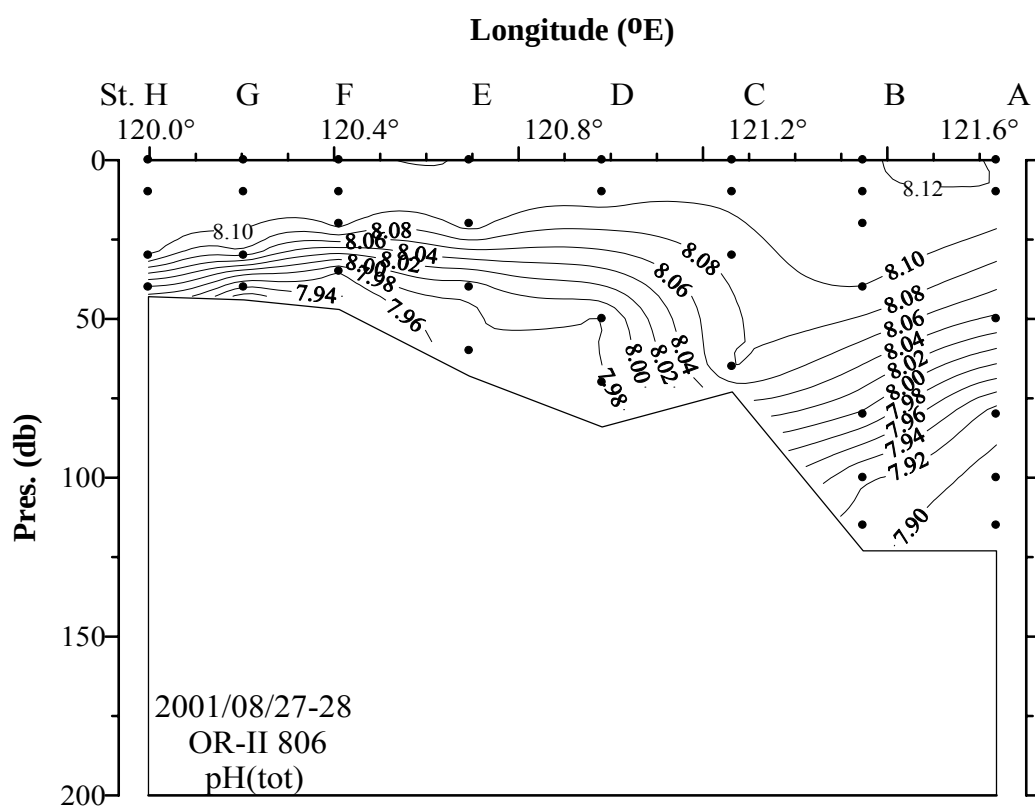


圖 4-35、OR-II 806 pH 剖面分佈圖(正常年)

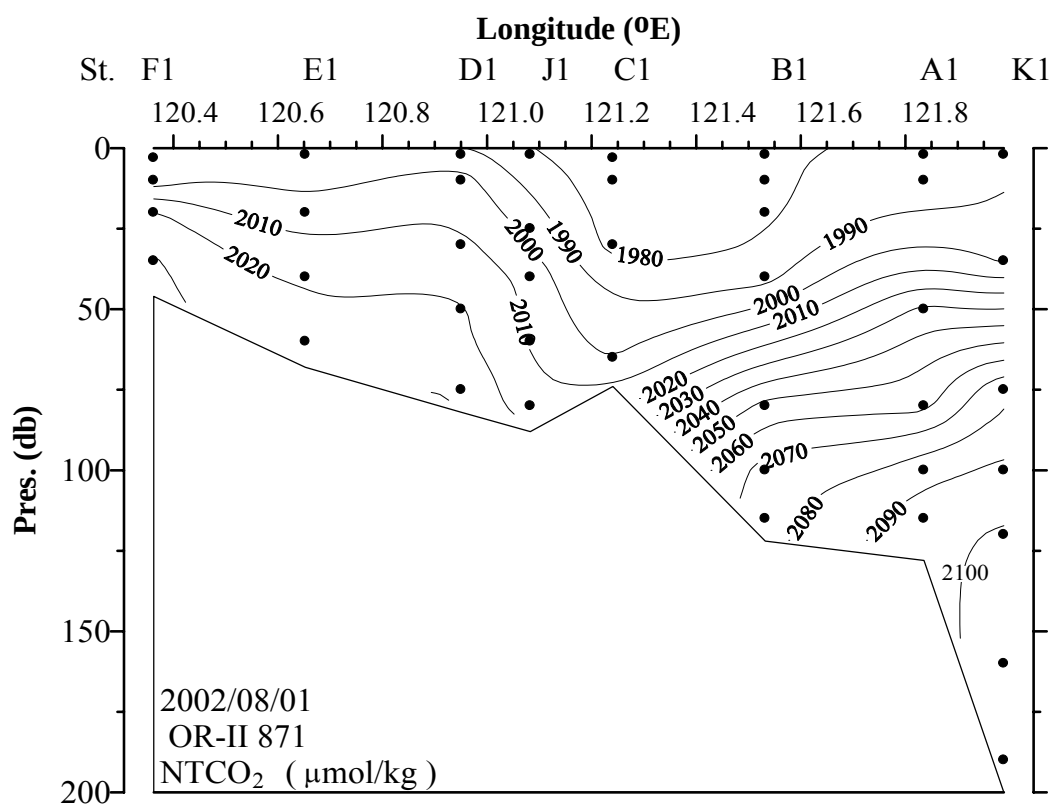


圖 4-36、OR-II 871 NTCO₂ 剖面分佈圖(聖嬰年)

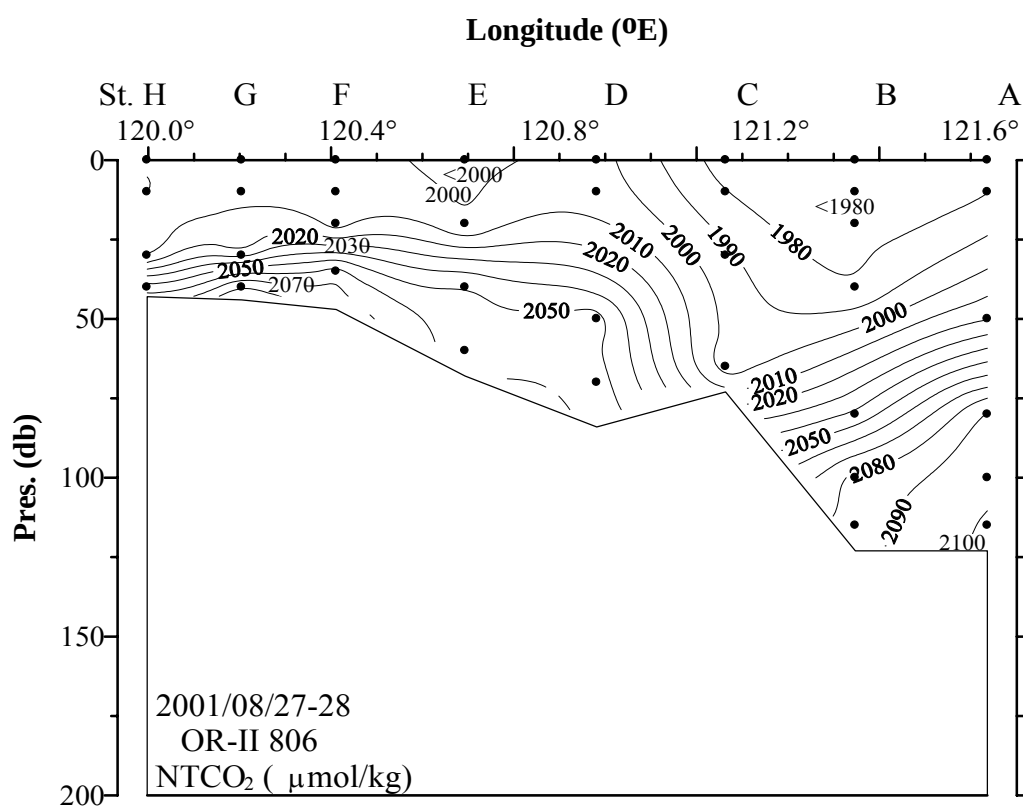


圖 4-37、OR-II 806 NTCO₂ 剖面分佈圖(正常年)

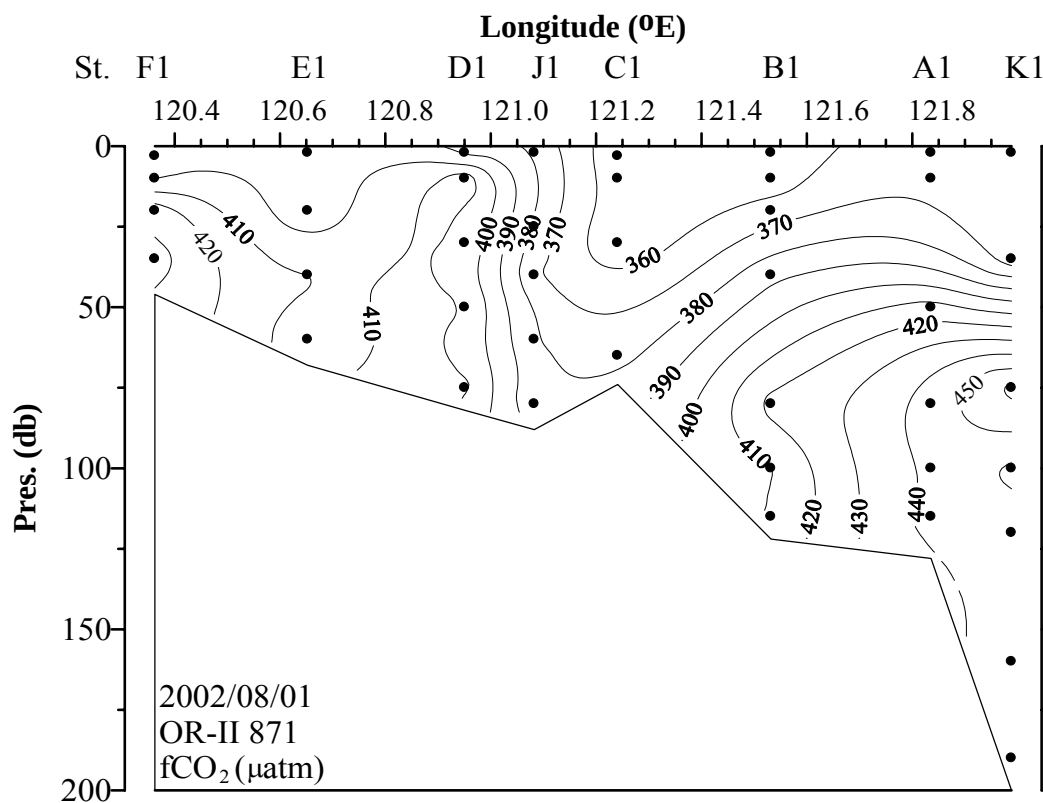


圖 4-38、OR-II 871 fCO₂ 剖面分佈圖(聖嬰年)

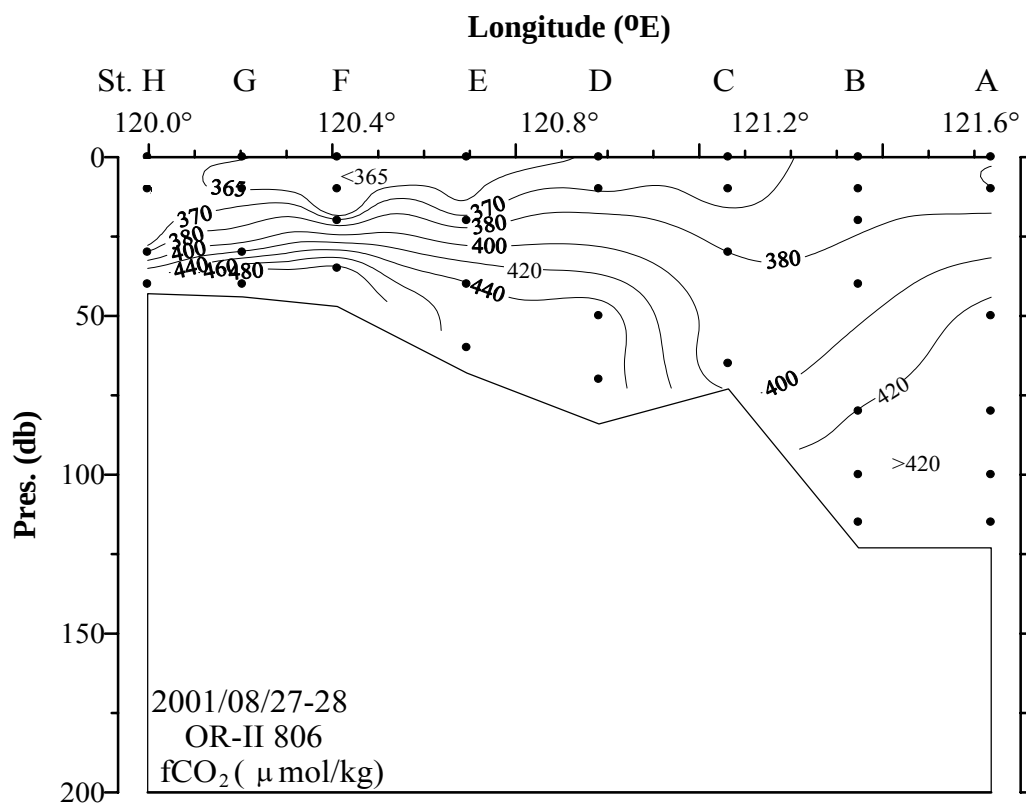


圖 4-39、OR-II 806 fCO₂ 剖面分佈圖(正常年)

留下的長江沖淡水，使表水鹽度較低。聖嬰年鋒面以東和以西的水文性質與正常年的趨勢正好相反，鋒面以西的鹽度高於鋒面以東。推測聖嬰年鋒面以東鹽度較低的原因是根據潘等人(1997)指出菲律賓以東在聖嬰時期黑潮流量減弱，故推測北流至台灣海峽由台灣東北方繞入的黑潮流量亦減弱，加上混合到了其他鹽度較低的水團造成。根據聖嬰年的NTA剖面圖(圖4-40)可以看出，NTA在整個剖面分佈上變化的幅度相當小，在鋒面以東(St. C1-J1)靠近台灣沿岸的地區，NTA從0m到將近40m處有最高值，NTA $\div$ 2320 μ mol/kg，推測為河水輸入提供，而正常年則無此訊號。根據中央氣象局公佈2001及2002年雨量統計結果顯示，正常年(2001年)於台灣東北部7、8月的總雨量約為2752mm，聖嬰年(2002年)的雨量約為4127mm，聖嬰年的淡水量約是正常年的1.5倍。推測聖嬰年鋒面以東的鹽度低於鋒面以西是混合到了台灣東北部河川輸入的淡水，使0-50m處鹽度明顯低於鋒面以西。

正常年在 $f\text{CO}_2$ 的分佈中，St. C受到湧升流的影響，表水有最高值($\div$ 389 μ atm，圖4-39)。 $f\text{CO}_2$ 在地域上的分佈大致上可分為兩個區域，鋒面以東表水的St. A-C站約介於380~389 μ atm之間(平均為386 μ atm)，鋒面以西表水的St. D-H約介於374~386 μ atm之間(平均為377 μ atm)。正常年鋒面以東的 $f\text{CO}_2$ 高於鋒面以西，推測是因為鋒面以東的水文性質為黑潮從台灣東北方繞入台灣海峽形成，較為高溫、高鹽，而使得 $f\text{CO}_2$ 較高。聖嬰年在 $f\text{CO}_2$ 的分佈與正常年相反，鋒面以東表水 $f\text{CO}_2$ 介於357-371 μ atm之間(平均為363 μ atm，St. K1-C1)，鋒面以西 $f\text{CO}_2$ 的分佈約375-394 μ atm之間(平均為389 μ atm，St. J1-F1)。聖嬰年鋒面以西高於鋒面以東，推測是因為鋒面以西的溫度、鹽度較高，加上大陸沿岸的St. E、F有湧升現象($f\text{CO}_2$ 的值為最高)，使得 $f\text{CO}_2$ 較高。聖嬰

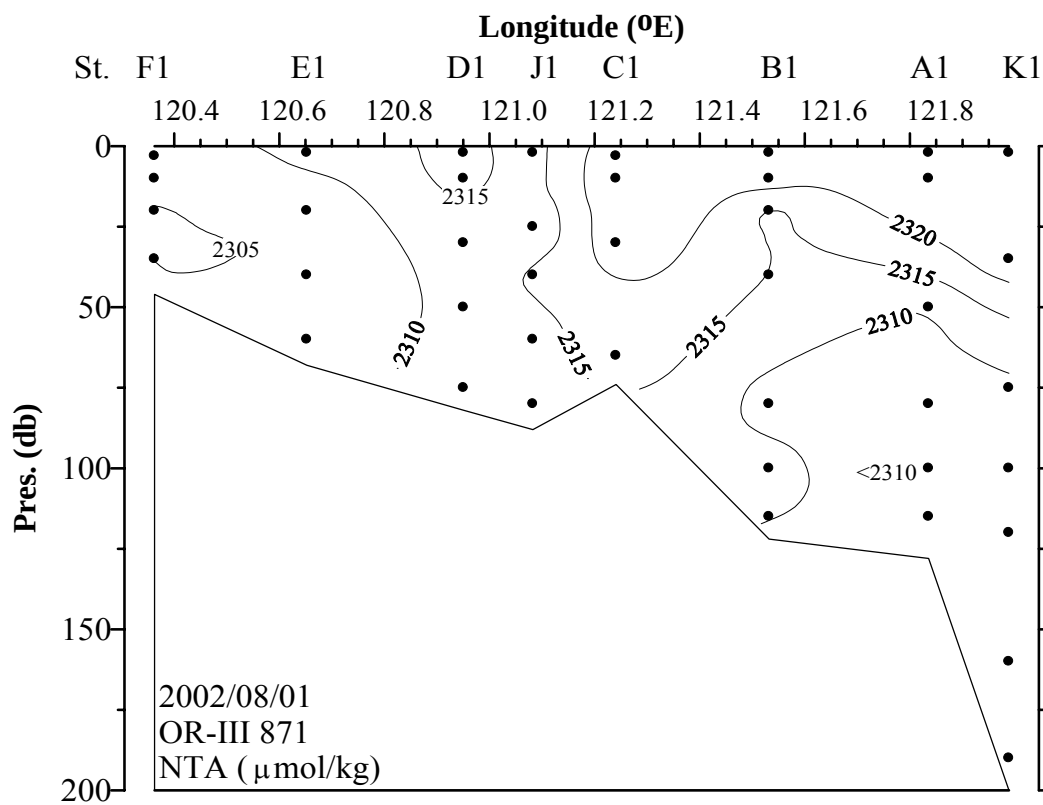


圖 4-40、OR-II 871 NTA 剖面分佈圖(聖嬰年)

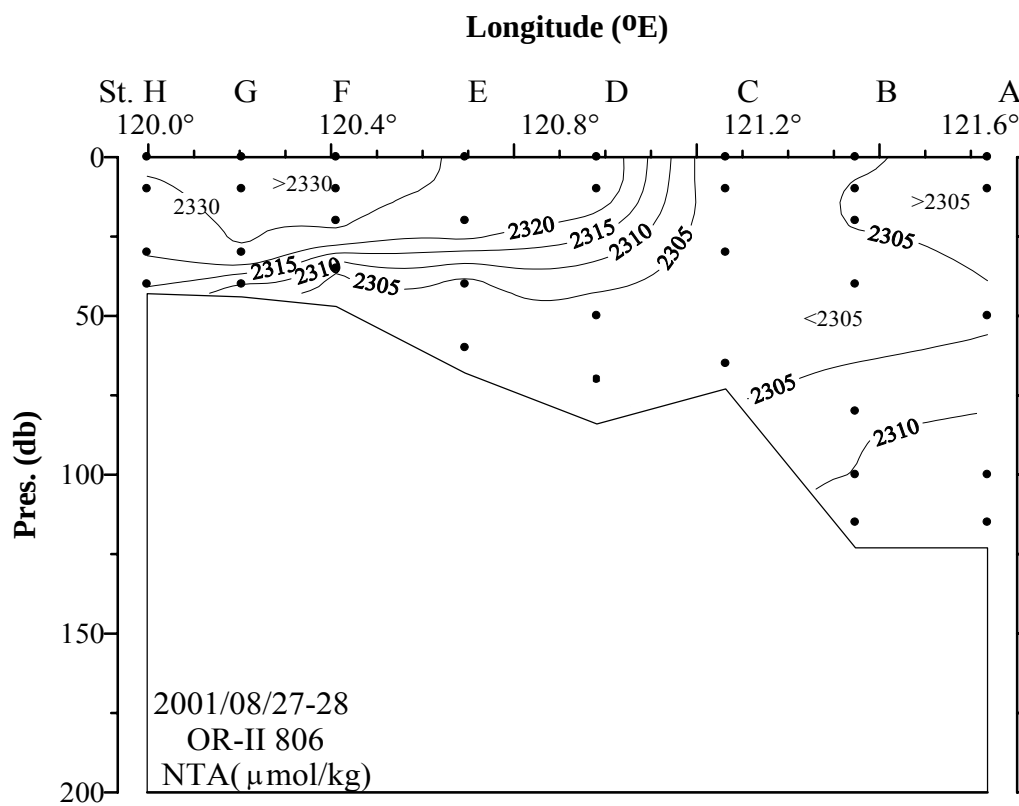


圖 4-41、OR-II 806 NTA 剖面分佈圖(正常年)

年鋒面以東的 $f\text{CO}_2$ 的分佈約與大氣平衡，且較正常年時為低，可能是2002年基礎生產力較高(高Chl-*a*，如圖4-42)導致。整體而言，正常年及聖嬰年海水的 $f\text{CO}_2$ 均高於大氣，故於夏季時台灣海峽北部是大氣 CO_2 的源。

(2)海峽西側

台灣海峽西側靠近大陸沿岸的地區，正常年時表水有低鹽($S \doteq 32.9$ ；圖4-27)及高NTA($\text{NTA} \doteq 2330 \mu\text{mol/kg}$ ；圖4-41)的訊號，推測為河水輸入形成。聖嬰年時河水輸入的訊號不明顯，在大陸沿岸其鹽度(圖4-26)、 σ_θ (圖4-30)、硝酸鹽(圖4-32)、 NTCO_2 (圖4-36)、 $f\text{CO}_2$ (圖4-38)的剖面圖上均有底層(50m)鹽度較高、 σ_θ 較大，硝酸鹽、 NTCO_2 及 $f\text{CO}_2$ 濃度較高的等值線向上且向西抬升的訊號。由pH(圖4-34)和 DNC_N (圖4-44)的剖面圖上也可看出有pH較低， DNC_N 較小的等值線向上且向西抬升，推測有沿岸湧升。由SST(圖4-46、4-47)可以看出冬季時(1-3月)正常年及聖嬰年均有溫度較低的長江沖淡水南下，但兩年相較之下，聖嬰年海表溫度較低的範圍較小於正常年，顯示聖嬰年長江沖淡水南下的量較少(圖4-47)。推測正常年沒有湧升的原因，可能是冬天南下的長江沖淡水較聖嬰年多，夏季時冬季所留下的長江沖淡水伴隨著沿岸水和南海水往北流，使得海峽北部靠中國大陸地區表水鹽度較低(圖4-27)、使 σ_θ 較小(圖4-31)，因表、底水的密度差較大($\Delta\sigma_\theta > 1.5$)，所以不易湧升。聖嬰年則與正常年相反，湧升的原因可能為冬季(1~3月)從北方南下的長江沖淡水較少(圖4-47)，夏季時西南季風將海峽南部的水往北輸送，表水鹽度約較正常年高1個單位，因表、底水的密度差小($\Delta\sigma_\theta \doteq 0.8$)，所以底水較容易湧升。

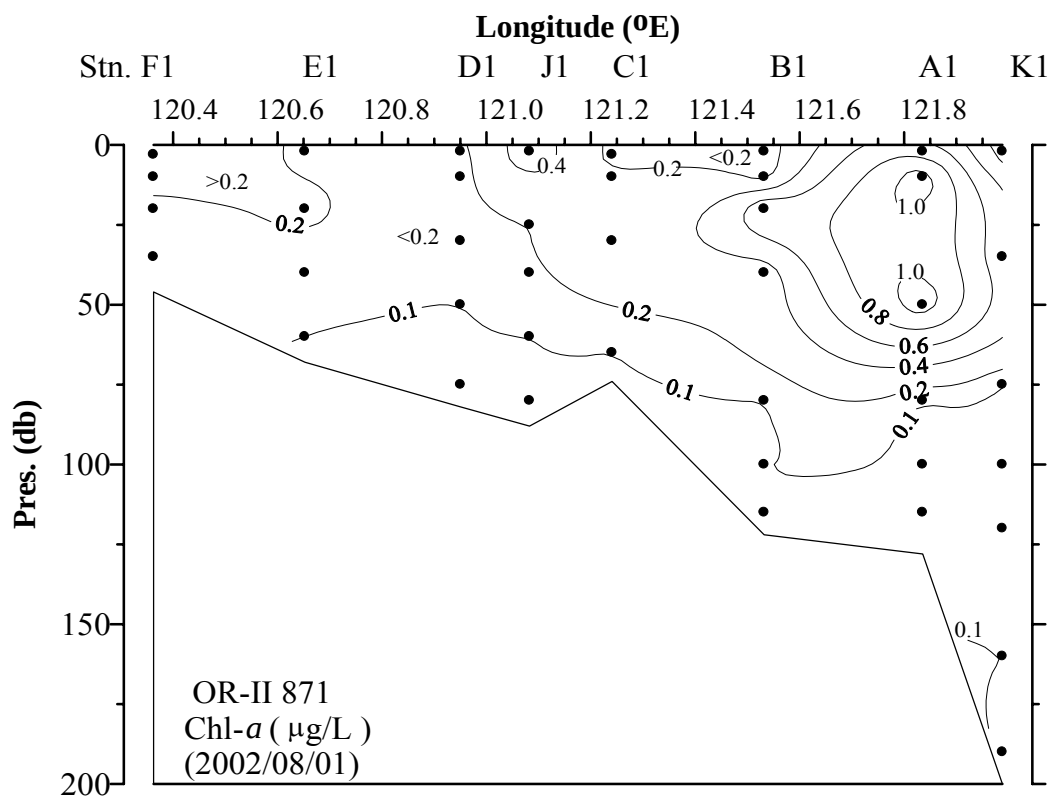


圖 4-42、OR-II 871 Chl-a 剖面分佈圖(聖嬰年)

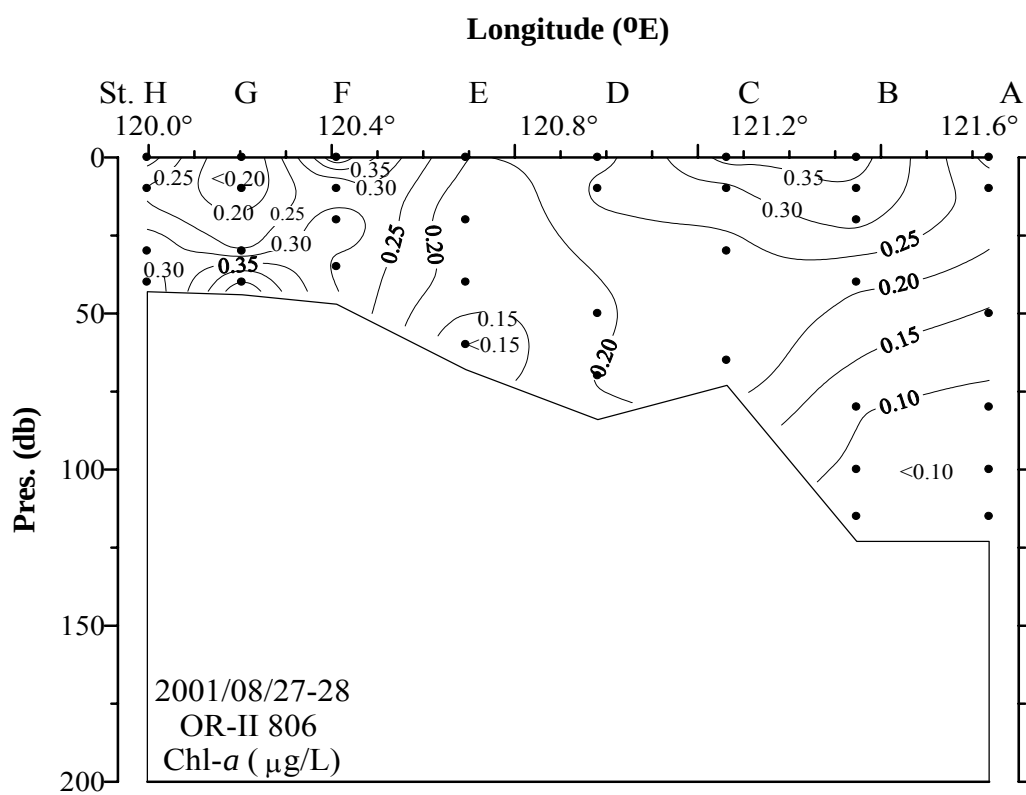


圖 4-43、OR-II 806 Chl-a 剖面分佈圖(正常年)

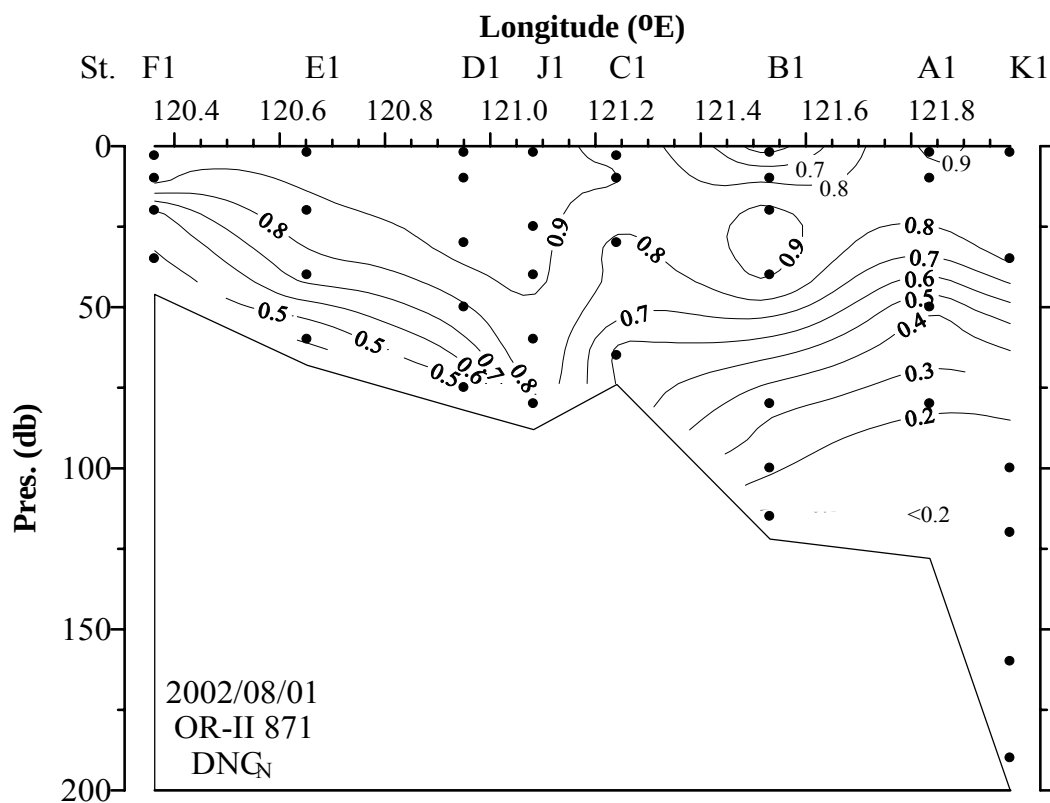


圖 4-44、OR-II 871 DNC_N 剖面分佈圖(聖嬰年)

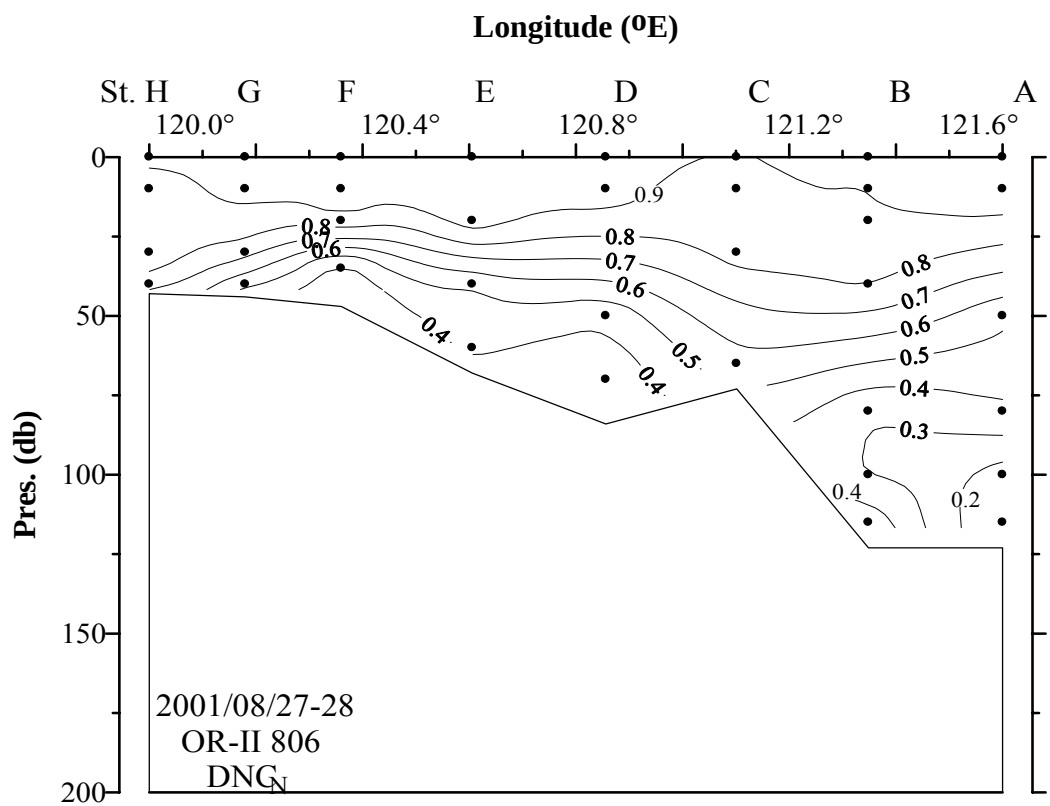


圖 4-45、OR-II 806 DNC_N 剖面分佈圖(正常年)

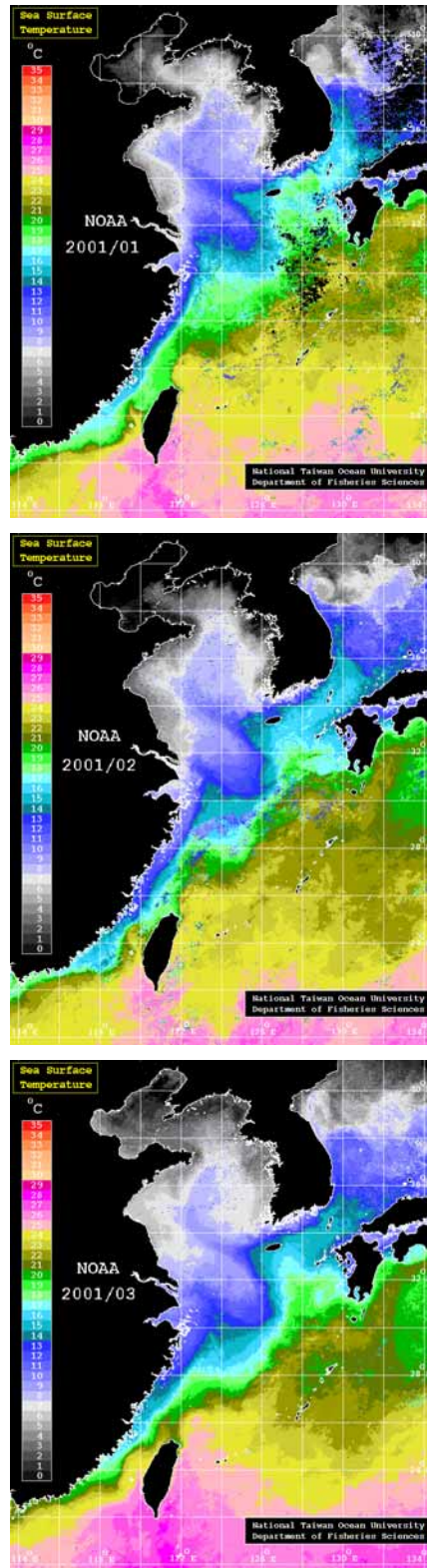


圖 4-46、2001/1-3 衛星海表溫度圖

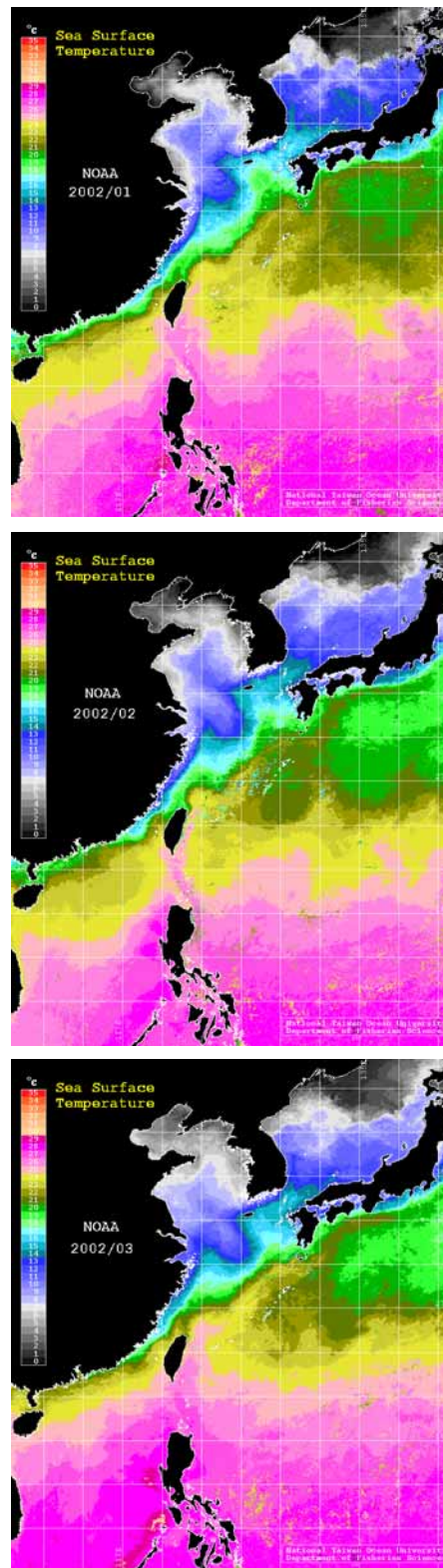


圖 4-47、2002/1-3 衛星海表溫度圖

第五章、結 論

- 1、蘇祿海水的來源為南海水跨過 420m 以上的海檻輸入形成。且相同位溫下蘇祿海的 pH 最低，NTCO₂ 最高，推測水團的流動方向為西菲律賓海跨過海檻流入南海，南海再流入蘇祿海，蘇祿海為年齡最老的水。
- 2、秋末時期(11 月)，南海表水 $f\text{CO}_{2(\text{sea-air})}$ 6 μatm ；蘇祿海冬季(12 月)表水 $f\text{CO}_{2(\text{sea-air})}$ 8 μatm ，兩者均為大氣 CO₂ 較小的源。夏末秋初(9 月)，西菲律賓海表水的 $f\text{CO}_{2(\text{sea-air})}$ 較高 (18 μatm)，為大氣 CO₂ 較大的源。
- 3、人為二氧化碳的分佈上，南海的穿透深度淺(約 1000m)於西菲律賓海(約 1200m)，可能是因為南海內部湧升強烈，使 Excess CO₂ 穿透深度較淺造成。蘇祿海整個海域都已受人為二氧化碳污染，Excess CO₂ 的穿透深度達 5000m。這是因為蘇祿海水主要來源為南海水跨過最深 420m 的海檻流入，而南海於 420m 處已受 Excess CO₂ 影響，所以蘇祿海內部亦已受 Excess CO₂ 影響，推測吸收人為二氧化碳總量約 0.28Gt C。
- 4、南海在 1400m 以下，IC/OC 隨深度的變化很小(IC/OC 0.32)，TCO₂ 之增加，有 24% 來自碳酸鈣溶解提供。同深度下，西菲律賓海 IC/OC 0.25，有 20% 來自碳酸鈣溶解提供。蘇祿海約在 3500m 以下，IC/OC 隨深度增加深而遞增的幅度減小(IC/OC 約為 0.22)，只有 18% 為碳酸鈣溶解提供，而其他 82% 為有機質分解提供。
- 5、蘇祿海的 C/ O、 C/ P 與 RKR ratio 略同，只有在 N 的方面，有偏低的情形。可能是蘇祿海較偏還原的環境，使

水體中的無機氮變成氮氣或 N_2O 跑掉，使N的比值降低。

- 6、台灣海峽南部聖嬰年時澎湖水道內混合的黑潮水多於正常年，可能是南海水輸入減少，導致黑潮水比例增加。
- 7、澎湖水道聖嬰年時底層的密度較低於正常年，可能是因為正常年的湧升較強，讓高密度的水容易抬升。正常年溫度、 σ_θ 及 DNC_N 在湧升區(25-75m)的變化率較小，亦印證了正常年湧升大於聖嬰年。推測聖嬰年湧升較弱的原因可能是季風減弱，導致南海表水循環較慢，加上菲律賓以東黑潮流量減弱，使流入台灣海峽、進入澎湖水道的水量較正常年少，使湧升強度減緩。
- 8、台灣海峽南部 fCO_2 的分佈在西部靠近大陸沿岸的地區受到沿岸老水湧升的影響，不論正常年及聖嬰年 fCO_2 均有最高值。澎湖水道老水湧升區表水 fCO_2 分佈正常年低於聖嬰年，可能是正常年的基礎生產力高，使 fCO_2 較低。整體而言，台灣海峽南部正常年 $fCO_{2(sea-air)} = 15\mu atm$ ，聖嬰年 $fCO_{2(sea-air)} = 20\mu atm$ ，為大氣 CO_2 的源。
- 9、台灣海峽北部正常年與聖嬰年皆存有一鹽度鋒面。正常年約於 St. C-D 之間。聖嬰年的鋒面在 St. C1-J1 之間。正常年與聖嬰年鋒面以西的水，溫鹽性質與海峽南部相同，推測為海峽南部海水北流提供；鋒面以東的水由於溫鹽性質與海峽南部不同，加上正常年鋒面以東的鹽度均高於鋒面以西，故推測是由台灣東北方繞入的黑潮水提供。
- 10、台灣海峽北部西側靠近大陸沿岸的地區，正常年有河水輸入的訊號，聖嬰年其訊號不明顯，但有沿岸湧升。推測聖嬰年有湧升的原因可能為冬季(1~3月)從北方南下的長江沖淡水較少，夏季時西南季風將海峽南部的水往北輸送，

表水鹽度較高，因表、底水的密度差小($\Delta\sigma_\theta \doteq 0.8$)，所以底水較容易湧升。正常年冬天南下的長江沖淡水較聖嬰年多，夏季時冬季所留下的長江沖淡水伴隨著沿岸水和南海水往北流，使得海峽北部靠中國大陸地區表水鹽度較低，密度較小，因表、底水的密度差較大($\Delta\sigma_\theta \doteq 1.5$)，不易湧升。

- 11、台灣海峽北部正常年鋒面以東的 $f\text{CO}_2$ 高於鋒面以西，推測是因為鋒面以東的水文性質為黑潮從台灣東北方繞入形成，較為高溫、高鹽，而使得 $f\text{CO}_2$ 較高。聖嬰年在 $f\text{CO}_2$ 的分佈鋒面以西高於鋒面以東，推測是因為鋒面以西的溫度、鹽度較高，加上中國大陸沿岸有湧升現象($f\text{CO}_2$ 的值為最高)，使得 $f\text{CO}_2$ 較高。聖嬰年鋒面以東的 $f\text{CO}_2$ 的分佈約與大氣平衡，且較正常年時為低，可能是 2002 年基礎生產力較高導致。整體而言，台灣海峽北部正常年 $f\text{CO}_{2(\text{sea-air})}$ 21 μatm ，聖嬰年 $f\text{CO}_{2(\text{sea-air})}$ 16 μatm ，為大氣 CO_2 的源。

參考文獻

中文部分：

- 丁良模，1989。黑潮海域海溫場與聖嬰時期事件的呼應性。黑潮調查研究論文選(二)，海洋出版社，pp. 67-72。
- 王樹倫，1997。西北太平洋邊緣海二氧化碳之研究。國立中山大學海洋地質及化學研究所博士論文，226pp.
- 邢麗玉，2004。台灣海峽溶解有機氮、磷及營養鹽消耗程度分佈情形。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，75pp.
- 李福祥，2003。台灣東部黑潮流域之海水碳化學研究。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，54pp.
- 林信吉，2003。澎湖水道南端化學水文之季節變化。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，95pp.
- 范光龍、林國龍、張毓堯，2004。台灣聖嬰現象與降雨量的關係。2004 年海洋科學成果發表會摘要論文集，pp. 55。
- 唐存勇、吳明進，1992。什麼是 ENSO 事件？科學月刊，23，25-31。
- 陳清潮，1996。南沙群島及其鄰近海域環境質量研究。海洋出版社，111pp.
- 陳鎮東，2001。南海海洋學。國立編譯館，506pp.
- 陳鎮東，王樹倫，王冰潔，林祐邦，李福祥，蕭立銘，陳麗貞，1997。海研一號 433、434 及 462 航次初步報告。國立中山大學海洋地質及化學研究所研究報告第 32 號，173pp.
- 陳鎮東，王樹倫，王冰潔，林祐邦，劉維欣，李福祥，陳麗貞，1998。海研一號 508 及海研三號 403 航次初步報告。國立中山大學海洋地質及化學研究所研究報告第 33 號，137pp.

- 陳鎮東，王樹倫，羅立章，刑麗玉，林季儒，2002。海研三號 721、755、776、791、海研二號 806 及海研一號 631 航次初步報告。國立中山大學海洋地質及化學研究所研究報告第 35 號，419pp.
- 陳鎮東，王樹倫，羅立章，2003。海研一號 653、672，海研二號 871、1034、1082 及海研三號 824、851 航次初步報告。國立中山大學海洋地質及化學研究所研究報告第 37 號，236pp.
- 梁文德，詹智丞，唐存勇，2000。南海之氣候平均風場及上層海洋熱含量。台灣海洋學刊，38，pp. 91-114。
- 黃明祥，1993。呂宋海峽兩側之水團交換及其碳酸鹽現況。國立中山大學海洋地質研究所碩士論文，163pp.
- 劉青琳，2001。南海與台灣海峽溶解態與顆粒態有機碳、氮、磷之分佈。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，128pp.
- 潘家緯，袁業立，鄭全安，1997。用 Geosat 高度計數據觀測黑潮流系的低頻變化 II. 季節及年際變化分析。海洋學報，19，pp. 51-62。

英文部分：

- Brewer, P. G., 1983. The TTO North Atlantic Study-A progress report, Proc.: Carbon dioxide Res. Conf.: Carbon Dioxide, Science and Consensus. Department of Energy Report CONF 820970, 93-122.
- Broecker, W. S., T. Takahashi and T. H. Peng, 1985. Reconstruction of past atmospheric CO₂ contents from the chemistry of the contemporary ocean: An evaluation. DOE Technical Report, DOE/OR-857, 79pp.
- Butler, J. N., 1992. Alkalinity titration in seawater: How accurately can the data be fit by an equilibrium model. Marine Chemistry, 38, 251-282.
- Calvert, S. E., T. F. Pedersen and R. C. Thunell, 1993. Geochemistry of the surface sediments of the Sulu and South China Seas. Marine Geology, 114, 207-231.
- Chao, S. Y., P. T. Shaw and S. Y. Wu, 1996. El Niño modulation of the South China Sea circulation. Progress in the Oceanography, 38, 51-93.
- Chou, W. C., D. D. Sheu, C. T. A. Chen, S. L. Wang and C. M. Tseng. 2004. Preliminary investigation on seasonal variability of mixed-layer CO₂ alkalinity, and fCO₂ at the SEATS time-series site, northern South China Sea. Submitted.
- Chen, C. T. A., 1993. The oceanic anthropogenic CO₂ sink. Chemosphere, 27, 1041-1064.
- Chen, C. T. A., 1996. The Kuroshio intermediate water is the major source of nutrients on the East China Sea continental shelf.

- Oceanologica Acta, 19, 5236-527.
- Chen, C. T. A., 2001. Comments on "Anthropogenic CO₂ inventory of the Indian Ocean" by Sabine *et al.* Global Biogeochemical Cycles, 15, 27-30.
- Chen, C. T. A., 2003. Rare northward flow in the Taiwan Strait in winter: a note. Continental Shelf Research, 23, 387-391.
- Chen, C. T. A., A. Andreev, K. R. Kum and M. Yamamoto, 2004. Roles of continental shelves and marginal seas in the biogeochemical cycles of the North Pacific Ocean. Journal of Oceanography, 60, 17-44.
- Chen, C. T. A. and M. H. Huang, 1995. Carbonate chemistry and anthropogenic CO₂ in the South China Sea. Acta Oceanologica, 14, 47-57.
- Chen, C. T. A. and M. H. Huang, 1996. A mid-depth front separating the South China Sea Water and the Philippine Sea Water. Journal of Oceanography, 52, 17-25.
- Chen, C. T. A., C. T. Liu and S. C. Pai, 1995. Variations in oxygen, nutrient and carbonate fluxes of the Kuroshio current. La mer, 33, 161-176.
- Chen, C. T. and F. J. Millero, 1979. Gradual increase of oceanic carbon dioxide. Nature, 277, 205-206.
- Chen, C. T. A., F. J. Millero and R. M. Pytkowicz, 1982. Comment on calculating the oceanic CO₂ increase: a need for caution by A. M. Shiller. Journal of Geophysical Research, 87, 2083-2085.
- Chen, C. T. and R. M. Pytkowicz, 1979. On the total CO₂-titration

- alkalinity-oxygen system in the Pacific Ocean. *Nature*, 281, 362-365.
- Chen, C. T. A., M. R. Rodman, C. L. Wei, E. J. Olson and R. A. Feely, 1986. Carbonate chemistry in the North Pacific Ocean. DOE Technical Report, DOE/NBB-0079, 176pp.
- Chen, C. T. A. and S. L. Wang, 1998. Influence of intermediate water in the weatern Okinawa Trough by the outflow from the South China Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12683-12688.
- Chen, C. T. A. and S. L. Wang, 1999. Carbon, alkalinity and nutrient budge on the East China Sea continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 104, 20675-20686.
- Dickson, A. G. and C. Goyet, 1994. DOE Handbook of the method for the Determination of total dissolved inorganic carbon in sea water. U. S. Dept. of Energy, Washington, D. C. 186 pp.
- Exon, N. F., F. W. Haake, M. Hartmann, F. C. Kögler, P. J. Müller and M. J. Whiticar, 1981. Morphology, water characteristics and sedimentation in the silled Sulu Sea, southeast Asia. *Marine Geology*, 39, 165-195.
- Feely, R. A., J. Boutin, C. E. Cosca, Y. Dandonneau, J. Etcheto, H. Y. Inoue, M. Ishii, C. L. Quere, D. J. Mackey, M. McPhaden, N. Metzl, A. Poisson and R., Wanninkhof, 2002. Seasonal and interannual variability of CO₂ in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II*, 49, 2443-2469.
- Gamo, T., 1997. Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH-96-5 (Piscis Austrinus Expedition). *Ocean Research*

- Institute, University of Tokyo, 178 pp.
- Gong, G. C., K. K. Liu, C. T. Liu and S. C. Pai, 1992. Chemical hydrography of the South China Sea and a comparison with the west Philippines Sea. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science*, 3, 587-602.
- Huang, C. Y., Wang, C. C. and M. Zhao, 1999. High-resolution carbonate stratigraphy of IMAGES core MD972151 from South China Sea. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 10, 225-238.
- Ishii, M., H. Y. Inoue, H. Matsueda, S. Saito, K. Fushimi, K. Nemoto, T. Yano, H. Nagai and T. Midorikawa, 2001. Seasonal variation in total inorganic carbon and its controlling processes in surface waters of the western North Pacific subtropical gyre. *Marine Chemistry* 75, 17-32.
- Jan S. and S. Y. Chao, 2003. Seasonal variation of volume transport in the major inflow region of the Taiwan Strait: the Penghu Channel. *Deep-Sea Research II*, 50, 1117-1126.
- Jan, S., C. S. Chern and J. Wang, 2002a. Transition of tidal waves from the East to South China Seas over the Taiwan Strait: Influence of the abrupt step in the topography. *Journal of Oceanography*, 58, 837-850.
- Jan, S., J. Wang, C. S. Chern and S. Y. Chao, 2002b. Seasonal variation of the circulation in the Taiwan Strait. *Journal of Marine Systems*, 35, 249-268.
- Kuehl, S. A., T. J. Fuglseth and R. C. Thunell, 1993. Sediment mixing and accumulation rates in the Sulu and South China

- Seas: Implications for organic carbon preservation in deep-sea environments. *Marine Geology*, 111, 15-35.
- Lewis, E., and D. W. R. Wallace., 1998. Program Developed for CO₂ System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.
- Liu, C. T. and R. J. Liu, 1988. The deep current in the Bashi Channel. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 20, 107-116.
- Linsley, B. K., R. C. Thunell, C. Morgan and D. F. Williams, 1985. Oxygen minimum expansion in the Sulu Sea, Western Equatorial Pacific, during the last glacial low stand of sea level. *Marine Micropaleontology*, 9, 395-418.
- McPhaden, M. J., 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283, 950-954.
- Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley and R. M. Pytkowicz, 1973. Measurements of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnology and Oceanography*, 18, 897-907.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida. University of Tokyo Press, 353-369.
- Nozaki, Y., D. S. Alibo, H. Amakawa, T. Gamo and H. Hasumoto, 1999. Dissolve rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2171-2181.
- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey and R. Langenfelds, 1999. Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO₂,

- $\delta^{13}\text{C}$ and O_2/N_2 observations. *Tellus* 51B, 213-232.
- Sheu, D. D. D., 1991. Geochemical and stable isotopic studies of Celebes and Sulu Sea sediments: sites 767 and 768, ODP leg 124. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2, 267-278.
- Su, G., Wang, Y., Ouyang, H., Wang, T., Tu, X. and F. Zheng, 1992. Late Quaternary carbonate sediments of the Lilyue Bank-Nansha Trough sea area. *Nanhai Studia Marina Sinica*, 10, 19-35. (in Chinese)
- Takahashi, T., R. A. Feely, R. F. Weiss, R. H. Wanninkhof, D. W. Chipman, S. C. Sutherland and T. T. Takahashi, 1997. Global air-sea flux of CO_2 : an estimate based on measurements of sea-air pCO_2 difference. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 94, 8292-8299.
- Trenberth, K. E., 1997. The definition of El Nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2772pp.
- Webster, P. J. and T. N. Palmer, 1997. The past and the future of El Niño. *Nature*, 390, 562-564.
- Wong, C. S., Y. H. Chan, J. S. Page, G. E. Smith and R. D. Bellegay, 1993. Change in equatorial CO_2 flux and new production estimated from CO_2 and nutrient levels in Pacific surface waters during the 1986/87 El Niño. *Tellus* 45B, 64-79.
- Ye, L. F., 1997. South China Sea circulation, Kuroshio intrusion and the through flow from the Pacific to the India Ocean. *Nanhai Yanjiu Yu Kaifa*, 3, 35-39.
- Zhang, W. Y., F. Y. Zhang and X. Y. Zhang, 2003. Characteristics

of turbidity deposits from sediment cores in eastern South China Sea. *Journal of Tropical Oceanography*, 22, 36-43.