

國立中央大學

水文與海洋科學研究所

碩士論文

南海時間序列測站(SEATS)碳循環之探討：
一維物理-生地化耦合模式之應用

Carbon cycling at the South-East Asian
Time-series Study (SEATS) site : application
of a one-dimensional coupled
physical-biogeochemical model

研究生：謝馥揚

指導教授：劉康克博士

中華民國 九十八 年 七 月

摘要

本文利用一維物理耦合生地化模式(王, 2007)加上碳循環副程式(Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project; OCMIP)來模擬並探討南海 SEATS(South-East Asian Time-series Study)測站表水二氧化碳分壓的時序變化。

透過兩種不同季節之初始場並藉著數位模擬結果：利用 3 月與 9 月間船測資料之平均做為初始場，來進行生地化與碳循環模式的模擬。在模式中，鹼度與溶解性無機碳的觀測值受物理及生地化作用驅動後，再透過 OCMIP 所提供的副程式，推估南海 SEATS 測站表水的 CO₂ 分壓，以決定是二氧化碳的源(source)或匯(sink)，並討論冬夏兩季海氣二氧化碳通量的大小與生物作用對南海 SEATS 測站的重要性。

得到模式模擬結果，並用觀測值修正後，海氣二氧化碳通量在冬季時為 $-1.30 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ 為二氧化碳的匯(sink)，在夏季海氣二氧化碳通量為 $1.21 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ ，為二氧化碳的源(source)；將全年度平均起來為 $0.07 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ ，與前人估算資料符合(Chou, 2005)。

若無生物作用，則南海 SEATS 測站由海至氣二氧化碳通量在冬天將會增加 $0.88 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ ，夏天則增加 $0.18 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ 。

Abstract

In this study, a one-dimensional model based on the Mellor and Yamada level 2.5 turbulence closure model was coupled to a biogeochemical model with carbon cycling to investigate the variation of $p\text{CO}_2$ at the South-East Asian Time-series Study (SEATS) Site in the northern South China Sea (SCS) from 1997 to 2003. This study was focused on the biological effect on $p\text{CO}_2$ and air-sea exchange of CO_2 .

The model was initiated by two different initial conditions, one for March and the other for September. Both conditions are taken from averaged ship board measurements of the hydrographic and biogeochemical data, including alkalinity and dissolved inorganic carbon (DIC) data. The alkalinity and DIC concentrations, which are controlled by physical as well as biogeochemical processes, are used to calculate $p\text{CO}_2$ values by the subroutine provided by OCMIP. The $p\text{CO}_2$ data are used to determine whether the SEATS station is a carbon dioxide source or sink in different seasons..

The modeled sea to air fluxes of CO_2 show a seasonal pattern similar to observations but differ somewhat in magnitudes. After calibrating the modeled fluxes with the observed values, we obtain the sea-to-air carbon dioxide flux to be $-1.30 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ for winter and $1.21 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ for summer. The entire year average is $0.07 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$, close to Chou's estimate (Chou, 2005).

Without biology, the sea-to-air carbon dioxide flux will be higher by $0.88 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ in winter and $0.18 \text{ molC/m}^2/\text{yr}$ in summer.

致謝

光陰荏苒，歲月如梭，猶記得才從榜單看到自己名字時的雀躍景象還在眼前…如今已走過了三年的時光…。

三年以來，除了與同學的互動學習之外，還能在課程上與不同的學長、姊同窗共讀，更是人生一大樂事；在碩士班期間有多次出海採樣的經驗，去過南海與東海航次，深深體驗到研究的辛苦，但也增添了不少的人生歷練。

如今，已完成了論文學位考試，除了要感謝水文與海洋科學研究所的所有師長的協助外，最令我感恩與感謝的是我的指導教授劉康克博士以及兩位口試老師，曾鈞懋老師與龔國慶老師，如不是劉教授的細心指導與快速的指正以及兩位口試老師的寶貴修正意見，恐怕無法如此順利完成課業取得學位。

此外還要感謝研究室的成員：麗文學姐、子嫻學姐、峻皓學長給我的鼓勵；以及學弟峻翔、承佑、鴻偉、國堯在日常生活上的互相幫助。其次還要感謝父母對我的支持，讓我能無後顧之憂專心讀書。

最後我還要特別表達對水文與海洋研究所所有學長、姊的感謝，謝謝你們的陪伴，也謝謝你們給予我的協助，讓我在人生的旅途上增添了這麼多的色彩，我只能說：「認識你們真好！」

目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
致謝.....	III
表目錄.....	VI
圖目錄.....	VII
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 南海環境簡介.....	2
1.3 海洋中的碳循環.....	4
1.4 研究目的.....	5
第二章 模式介紹.....	6
2.1 物理模式.....	6
2.2 生地化模式.....	9
2.3 碳循環部分 OCMIP-Biotic.....	13
2.3.1 碳循環參數.....	13
2.3.2 二氧化碳變數計算.....	14
2.4 初始場設定.....	17
2.4.1 大氣二氧化碳分壓.....	18
2.4.2 生地化變數初始場設定.....	19
2.5 初級生產力的直接估算.....	21
2.6 資料連結.....	23
第三章 模式結果.....	25
3.1 數值實驗的垂直模擬結果.....	25
3.2 生地化變數之垂直深度剖面比較.....	27
3.3 鹼度與 DIC 模擬結果.....	29
3.4 海表二氧化碳分壓與通量模擬結果.....	30
第四章 討論.....	32
4.1 模式結果與討論.....	32
4.1.1 模擬結果與觀測值之相關性比較.....	32
4.1.2 海氣交換通量之修正.....	33
4.2 生物作用對海表二氧化碳分壓與海氣間二氧化碳通量的影響.....	35
4.2.1 物理與生物對海表二氧化碳分壓的影響.....	35
4.2.2 物理與生物對二氧化碳分壓通量的影響.....	36
4.3 二氧化碳敏感度測試與模式之改進.....	37
第五章 結論.....	40
英文參考文獻.....	42

中文參考文獻..... 47

表目錄

表一、海氣二氧化碳通量(“+”海→大氣).....	48
---------------------------	----

圖目錄

圖 1-1 南海地形圖與 SEATS 測站位置。南海內實線為冬天受東北季風影響的海流流向，虛線為夏天受西南季風影響的海流流向。.....	50
圖 1-2 為海洋中碳循環示意圖，左方為生物幫浦，右方為溶解性幫浦，兩者皆可將大氣中的二氧化碳帶入深層海水達到儲存碳的目的。.....	51
圖 2-1 為模式流程，可分生地化與碳循環部分，虛線框內為原先生地化模式，其中包含葉綠素(Chl)、植物性浮游生物(P)、動物性浮游生物(Z)、營養鹽(DIN)、碎屑物質(D)；旁邊為碳循環部分，包括溶解性無機碳(DIC)、鹼度(Alk)與顆粒態無機碳(PIC)。.....	52
圖 2-2 各顏色方塊為船測資料，實線為由船測資料平均所計算，以此做為初始場。.....	53
圖 3-1 SEATS 測站觀測資料與模式模擬結果，實線為模式的結果，綠點為衛星觀測資料，紅點為船測值。由上而下為(a)海表溫度 SST 模擬結果與衛星資料；(b)葉綠素 Chl；(c)初級生產力。.....	54
圖 3-2 上圖為 SEATS 站於 2000/10/9~2002/8/1 連續船測資料，下圖為模式模擬結果。.....	55
圖 3-3 上圖為模式模擬葉綠素垂直分布圖，下圖為模式模擬 DIN 垂直分布圖。.....	56
圖 3-4 藍線為模式模擬 DIN 取以 10 為底對數資料，紅點為各航次 DIN 觀測值取以 10 為底之對數資料，單位為 μM 。(a) OR3-561, 1999/9；(b) OR3-585, 1999/11；(c) OR3-609, 2000/1；(d) OR3-607, 2000/3；(e) OR3-629, 2000/5；(f) OR3-644, 2000/7。.....	57
圖 3-5 藍線為模式葉綠素模擬資料，紅點為各航次葉綠素觀測值，單位為 mg/m^3 。(a) OR3-561, 1999/9；(b) OR3-585, 1999/11；(c) OR3-609, 2000/1；(d) OR3-607, 2000/3；(e) OR3-629, 2000/5；(f) OR3-644, 2000/7。.....	58
圖 3-6 模式所模擬鹼度與 DIC 垂直分布之時序變化，單位為 μM 。.....	59
圖 3-7 藍線為模式模擬 Alk 資料，紅點為各航次船測值，單位為 μM 。(a) OR3-682, 2001/3；(b) OR3-716, 2001/6；(c) OR1-632, 2001/12；(d) OR1-664, 2002/11；(e) OR1-690, 2003/8；(e) OR1-673, 2003/1。.....	60
圖 3-8 藍線為模式模擬 DIC 資料，紅點為各航次船測值，單位為 μM 。(a) OR3-682, 2001/3；(b) OR3-716, 2001/6；(c) OR1-632, 2001/12；(d) OR1-664, 2002/11；(e) OR1-690, 2003/8；(e) OR1-673, 2003/1。.....	61
圖 3-9 (a)藍線為模式模擬 pCO_2 的值，黑點為船測 pCO_2 變化(Tseng, 2007)；(b)藍線為模式模擬 CO_2 flux 的值，黑點是根據船測資料計算而得(Tseng, 2007)。.....	62
圖 4-1.1 (a) (b)分別為鹼度與 DIC 模擬與觀測值的線性關係圖。其中粗黑線為線性關係回歸結果，細黑線為 1:1 比例線。.....	63

圖 4-1.2 二氧化碳分壓與二氧化碳分壓通量與觀測值比較，橫軸為船測資料 (Tseng, 2007)，縱軸為模式模擬結果。.....	64
圖 4-1.3 藍線為模式未修正前海氣二氧化碳通量模擬值，綠色線為模式修正後海氣二氧化碳通量模擬值，黑點為船測資料計算值(Tseng, 2007)。.....	65
圖 4-2.1 (a)模式所模擬表水二氧化碳分壓(藍線)與表面葉綠素(綠線)之時序圖 (b) 模式所模擬表水二氧化碳分壓(藍線)與海表溫度(紅線)之時序圖。....	66
圖 4-2.2 有生物作用影響與沒有生物作用影響下(a)海表二氧化碳分壓(b)海氣二氧化碳分壓(c)海氣二氧化碳通量變化情況。藍線為有受生物影響，紅線為沒有生物影響。.....	67
圖 4-3 生地化參數變化對海表二氧化碳分壓敏感度測試圖。.....	68
附錄一、生地化模式採用的參數值(Liu et al., 2002; 2007).....	69
附錄二、生地化模式.....	70

第一章 緒論

1.1 前言

近年來，由於人類的改變大量使用化石燃料，使得二氧化碳從工業革命前的 280ppmv 增加到目前將近 385ppmv 資料來源為二氧化碳資料分析中心(Carbon Dioxide Information Analysis Center; CDIAC)網站<<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/sio-mlo.html>>，改變了原先地球調節氣溫的機制，讓原本是可以保持適合生物生長環境的溫室氣體，轉變為導致全球暖化的肇因。為了要降低二氧化碳的排放，人類開始採取了一些行動，如訂定排放的標準(京都議定書)並深入研究自然界的碳循環。由於地球只有一個，為了後代子孫能夠有良好的生存環境，碳循環的研究十分迫切。本研究主要在南海海域，由於船測資料較為有限，所以期望能利用模式來模擬二氧化碳在南海的變化，再與採樣結果相互比較，以討論各種因素的對碳循環的影響。本研究利用一維模式，將大氣及海水所測得觀測資料輸入後，再經由海洋碳循環模式比較計劃(Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project; OCMIP) < <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/> > 的二氧化碳程式來模擬二氧化碳在海水的分壓與海氣通量。

在地球上，有四分之三的面積被海洋覆蓋著，所以在海洋中，碳循環扮演著重要的角色。前人藉由封存於冰芯中古大氣的研究，發現到過去四十萬年來，大氣中二氧化碳濃度在冰期與間冰期有相關性 (Petit et al., 1999)。

工業革命後，大氣中二氧化碳增加的幅度，遠超過過去幾十萬年內自然界中曾有過的變化量(由 280ppmv 增加到 385ppmv, CDIAC)。大氣中主要的溫室氣體有 CO₂、CH₄、N₂O、O₃ 等。其中 CO₂ 對全球溫室效應的供應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，造成地表平均溫度上升。

1.2 南海環境簡介

南海(South China Sea)位於北緯 1.5 至 23⁰，東經 99⁰ 至 121⁰ 間 (圖 1-1)，為世界最大的大陸邊緣海。四周與大陸及島嶼相鄰，西北接中國大陸，西鄰越南，西南接馬來西亞，南通印尼，東側為菲律賓之巴拉望及呂宋島，東南接婆羅洲，台灣則位於其東北方。廣闊的大陸棚(指水深淺於 100 m)位於南海西北與南側，約佔南海海域的 40.5%，海盆水深最深處可達 5000 公尺。南海屬於半封閉性的海域，藉由數個通道與太平洋及鄰近海域相接，如北由台灣海峽與東海相通，東由呂宋海峽與太平洋相接，南由卡斯帕等海峽與爪哇海相通。

由於呂宋海峽有效海檻深度達 2000 公尺，因此是唯一能有效地與西太平洋交換深層水的通道。

在氣候方面，每年平均有十個以上的颱風經過南海海域，這些颱風可經由降雨以及河川注入為南海帶來豐沛的淡水。此區域中最大的河川為湄公河，其次為珠江，兩者合計提供了 36% 的地表逕流。雖然大部分的南海水來自於西太平洋，但由於大量淡水的注入，南海水的溫鹽特性已與西太平洋有明顯差異。

南海上層海洋的季節性變化主要受東亞季風所控制。西南季風(夏季)由 7 月持續至 9 月，而強勁的東北季風則出現在 11 月至隔年 3 月。冬季季風在南海驅動了一個涵蓋整個海盆之逆時鐘方向環流，產生強勁的海流由越南外海向南流動，部分流過巽他陸棚，其餘部分則轉而向東(Shaw and Chao, 1994)如圖 1-1 實線部分。夏季季風則驅使這股海流向北方流動，在約 12°N 處開始遠離越南海岸而流向呂宋海峽如圖 1-1 虛線部分。季風驅動南海內三個區域的湧昇(Upwelling)現象：冬季在呂宋島西北外海，而夏季在越南東側以及巽他陸棚北部海域(Chao et al., 1996; Shaw et al., 1996)。

西太平洋水團經由呂宋海峽進入南海海盆深處，成為南海的深層水(Broecker et al., 1986)，此深層水因較冷而密度較大，將原先海水往上擠而與表層海水混合形成南海中層水(Gong et al.,

1992)。深層水的湧昇將富含營養鹽的海水帶至表層，相較於東鄰的西菲律賓海，南海營養鹽躍變層(Nutricline)的深度甚至可以被抬升近 100 公尺 (Gong et al., 1992)。由衛星遙測資料來看，南海海盆中央的海表面葉綠素濃度約為菲律賓海的兩倍，此南海表面浮游植物較為豐富的現象，明顯與湧昇造成之營養鹽躍變層深度抬升有關(Liu et al., 2002)。

由於南海生物地球化學(Biogeochemistry)特性有著相當動態的變化，而且對季風有明顯的反應，南海是一個研究物理及生地化狀態對氣候變化之敏感度的理想場所。近年來已經有許多的觀測及模擬工作在南海展開，包括南海時間序列研究站(South East Asia Time Series, SEATS)的設立(Wong et al., 2007)以及南海三維物理-生地化耦合模式的發展(Liu et al., 2002)，並已獲致相當多的成果。本研究即為南海時間序列研究的一小部分，並藉助於南海一維物理-生地化耦合模式，研究二氧化碳的變化情形，以下對碳循環做簡單介紹。

1.3 海洋中的碳循環

海洋中的碳循環，跟二氧化碳有關可分 2 種：可分為“生物幫浦”及“物理幫浦”，而物理幫浦，又可稱為溶解性幫浦，是指在高緯度地區大氣中的二氧化碳，藉由海氣交換溶解到海水中，因海水溫度低密

度較大，可將大氣中二氧化碳輸至海底，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。

生物幫浦是指在有光層中，植物性浮游生物吸收大氣中二氧化碳進行光合作用形成有機碳，在植物性浮游生物死亡後，雖然大部分(~90%)會在上層海水中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(如圖 1-2)。

1.4 研究目的

為探討控制海洋碳循環的主要因子，因此本研究利用物理耦合生地化模式，來模擬南海時間序列上層水體的二氧化碳的變化。並利用數位方式探討在只有物理混合之下表水二氧化碳濃度的變化情況，然後加上生物作用後再模擬表水二氧化碳濃度的變化，藉以了解生物作用對海表二氧化碳濃度的影響為何，另外對海氣間二氧化碳通量與觀測值做比較並修正以估算南海碳通量。此外溶解性有機碳在南海碳循環中的重要性也值得探討，但所開發之程式仍有許多地方需要改進，故僅放於附錄中。

第二章 模式介紹

本研究所使用之模式，是將原有之 SEATS 物理生地化耦合模式 (王，2007)，做進一步之發展，利用 Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project(以下簡稱OCMIP) 所提供之表水二氧化碳計算副程式，加入原先模式並做修改，以模擬海表二氧化碳分壓，並模擬與海氣間二氧化碳通量的變化。本章將分別介紹物理及生地化方程式，並將著重碳循環部分。物理模式為利用 Mellor and Yamada(1982)所發展的2.5階紊流閉合模式(Level 2.5 turbulent closure model)。生地化部份則採用劉等人(Liu et al., 2007)的模式，加上 OCMIP 提供的二氧化碳副程式。本章也會介紹初始場設定條件與資料處理之相關問題。

2.1 物理模式

現今海洋模式中常用到的垂直混和參數法有三種(Chen et al., 1994): K理論(K theory)、總體混合層模式(bulk mixed layer model)及 Price 等人(Price et al., 1986)模式中所使用之參數法。

本研究所使用的物理模式為 Mellor and Yamada (1982)發展的 MY2.5 模式，此模式使用的混合參數法為上述中的 K 理論，利用渦流係數(eddy coefficient)K 值來參數化垂直混合過程。

在海水垂直深度分層方面，共分為 202 層，表面 4 層分層間距較小，分別為 0.25m、0.75m、1.25m 與 2m，在 2m 以下各層為等間距分佈，厚度皆為 1m。在模式上邊界的驅動作用力，採用大氣的熱與動量通量，至於下邊界則固定不變。模式積分時步(time step)則為一分鐘一步。模式所使用的基本控制方程如下：

$$\begin{aligned}\frac{\partial U}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + fU \\ \frac{\partial B}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_B \frac{\partial B}{\partial z} \right) - \frac{\partial R}{\partial z} \\ \frac{\partial E}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_E \frac{\partial E}{\partial z} \right) + K \frac{\partial U}{\partial z} \frac{\partial U}{\partial z} + K_B \frac{\partial B}{\partial z} - \varepsilon\end{aligned}\quad (\text{式 2.1.1})$$

此三個式子分別代表動量、熱量與紊流動能(turbulence kinetic energy; TKE)方程；式中的 U 為海水的水平流速，t、z 和 f 分別為時間、深度和科氏參數，K 為垂直黏滯係數(vertical viscosity)，B 為浮力，K_B 為垂直擴散係數(vertical diffusivity)，R 為太陽輻射，可穿到不同深度的海水中；E 為紊流動能，K_E 為垂直動能擴散係數，ε 為耗散項(dissipation term)。

模式的各項 K 值由 S、S_B、S_E、q 與 l 參數化：

$$\begin{aligned}
K &= S_q l \\
K_B &= S_B q l \\
K_E &= S_E q l
\end{aligned}
\tag{式 2.1.2}$$

S、S_B與S_E為Richardson number(G_H)的函數，q為兩倍紊流動能的均方根($\sqrt{2E}$)，l為紊流長度尺度(turbulence length scale)，而耗散項可根據下式求得： $\varepsilon = 0.06q^3 l^{-1}$ 。

$G_H = - (1^2 N^2) / q^2$ ，N為Brunt-Väisälä frequency， $N^2 = - \partial B / \partial z$ 。

G_H 與各項S值間的關係如下所示：

$$S_B [1 - (3A_2 B_2 + 18A_1 A_2) G_H] = A_2 [1 - 6A_1 / B_1]$$

$$S [1 - 9A_1 A_2 G_H] - S_B [(18A_1^2 + 9A_1 A_2) G_H] = A_1 [1 - 3C_1 - 6A_1 / B_1]$$

$$\tag{式 2.1.3}$$

上式中的A₁、B₁、A₂、B₂與C₁皆為常數，依序為0.92、16.6、0.74、10.1與0.08，而S_E則可由S_B計算而得；即S_E=0.41S_B。

大氣通量透過海氣邊界層對模式表層影響的方程式如下：

$$\begin{aligned}
K \frac{\partial U}{\partial z} &= \tau / \rho_0 \\
K_B \frac{\partial B}{\partial z} &= Q_0 \\
K_E \frac{\partial E}{\partial z} &= m u_*^3
\end{aligned}
\tag{式 2.1.4}$$

式中的 τ 代表風應力， ρ_0 代表海水參考密度， Q_0 為海表淨熱通量， m 是決定海表面 TKE 通量的經驗常數， u_* 表海水的摩擦速度(waterside friction velocity)。其中 $u_*^2 = \tau / \rho_0$ ，而考慮碎波(wave breaking) 動能對海洋表層海水混合的影響(Craig and Banner, 1994)，(2.1.4) 式中的 m 值設為 100 (Mellor and Blumberg, 2004)。

2.2 生地化模式

在生地化模式方面，是採用劉康克等人(Liu et al., 2002, 2007) 所設計的模式，主要可分為 4 個部門(圖 2.1)：溶解性無機氮 (dissolved inorganic nitrogen; DIN)、植物性浮游生物 (phytoplankton; P)、動物性浮游生物(zooplankton; Z)和碎屑物質 (detritus; D)。模式所包含的第五個生地化變數，葉綠素 a 值 (chlorophyll a; Chl)，是利用植物性浮游生物細胞中的葉綠素比例 ($R = \text{Chl} / \text{Phy}$)所計算，此 R 值考慮到植物性浮游生物的光調適作用 (photoacclimation; Furuya, 1990)，可隨著生物的可利用光能 E (photosynthetically active radiation, W m^{-2})與 DIN 濃度做適當的調整(在低光照的時候植物性浮游生物為了增加對光的吸收效率，會提升細胞中葉綠素比例 R 值)，此效應對於熱帶與副熱帶海水次表

層葉綠素極大值的模擬有相當的幫助。下列為 R 值隨時間的變動量計算式：

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \mu_p \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha R_H E}{\mu_p}\right) \right] \frac{R}{R_H} \times \left\{ \frac{N}{N + k_N} \right\} \left[R_L - (\Delta R) \min\left(\frac{E}{E_k}, 1\right) - R \right]$$

(式 2.2.1)

其中 R 在強光(R_H)與弱光(R_L)下的極限值分別假設為 1.0 與 3.5mg Chl(mmol N)⁻¹ (Doney et al., 1996; Liu et al., 2007)

在模式中各部門間會彼此影響，其中包括植物性浮游生物攝取營養鹽、動物性浮游生物的覓食、植物性浮游生物與動物性浮游生物死亡後形成顆粒有機質、顆粒態有機質的再礦化分解與向下沉降等制。在五個生地化變數中，除了葉綠素的單位為 mg Chl m⁻³ 外，其他變數的單位均以氮的濃度來表示(μM 或 mmol N m^{-3})。而各變數的時間變化率則由下式所控制：

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \bar{\nabla}(A\bar{\nabla}C_i) - \bar{V} \cdot \bar{\nabla}C_i + F_i \quad (\text{式 2.2.2})$$

其中 C_i 為各生地化參數濃度，等式右邊第一項與第二項，分別代表擴散及平流造成生地化變數濃度淨改變率， F_i 為生地化變數的淨生產率 (net production rate)，即毛生產率減去消耗率。由於目前對南海

生態系統的研究仍相當缺乏，以下將逐一介紹各生地化變數的淨生產率項(Doney et al., 1996; Liu et al., 2002, 2007; 陳, 2004)：

1. 植物性浮游生物淨生產率(F_P)

$$F_P = \mu_P P \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha R_H E}{\mu_P}\right) \right] \frac{R}{R_H} \frac{N}{N + k_N} - \eta P - \omega P^2 - \mu_Z Z [1 - \exp(-\lambda P)] \quad (\text{式 2.2.3})$$

等號右邊四項依序代表植物性浮游生物生長、自然死亡而減少、集結成大顆粒碎屑物質速率，最後一項為被動物性浮游生物覓食而減少速率。其中植物性浮游生物與動物性浮游生物的最大生長速率(μ_P 與 μ_Z)受到溫度所控制：

$$\mu = \mu_{20} q_{10}^{(T-20)/10} \quad (\text{式 2.2.4})$$

2. 動物性浮游生物淨生產率(F_Z)

$$F_Z = (1 - \gamma) \mu_Z Z [1 - \exp(-\lambda P)] - n_1 Z - n_2 Z^2 \quad (\text{式 2.2.5})$$

等號右邊第一項為動物性浮游生物吃植物性浮游生物所增加的量，其中 λ 代表植物性浮游生物被動物性浮游生物攝食的過程變成碎屑物質的比例，第二項為動物性浮游動物的自然死亡，第三項為動物性浮游生物間彼此攝食所造成的死亡。

3. 碎屑物質的淨生產率(F_D)

$$F_D = \omega P^2 + \gamma \mu_z Z [1 - \exp(-\lambda P)] + \varepsilon_1 n_1 Z + \varepsilon_2 n_2 Z^2 - \zeta D \quad (\text{式 2.2.6})$$

等號右側第一項代表植物性浮游生物相互碰撞而集結成大顆粒碎屑物質的速率(同 2.2.3 式右側第三項)，第二項代表動物性浮游生物覓食時所產生碎屑物質速率(同 2.2.5 式右側第一項減去部分)，第三第四項代表動物性浮游生物死亡所產生碎屑物質的速率。最後一項則為碎屑物質經再礦化分解作用(Remineralization)成為 DIN 的速率。在模式中有考慮到碎屑物質沉降的情況，但因無法區分顆粒大小，所以假定唯一平均沉降速率(W_{sink})，且碎屑物質一旦沉降至模式底層時即被埋藏而離開本系統。

4. 溶解性無機氮的淨生產率(F_N)

$$F_N = \eta P + (1 - \varepsilon_1) n_1 Z + (1 - \varepsilon_2) n_2 Z^2 + \zeta D - \mu_p P \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha R_H E}{\mu_p}\right) \right] \frac{R}{R_H} \frac{N}{N + k_N} \quad (\text{式 2.2.7})$$

等號右側第一至三項為植物性浮游生物與動物性浮游生物死亡後直接分解為 DIN 的速率(同 2.2.3 式右側第二項，2.2.5 式右側第二、三與 2.2.6 式右側第三、四項整合)，第四項為碎屑物質經再礦化分

解成 DIN 速率(同 2.2.6 式右側第五項)，最後一項為植物性浮游生物生長時所攝取 DIN 的速率(同 2.2.3 右側第一項)。

在生地化模式中，光能採用 Bannister (Bannister, 1974)的公式：

$$E(z) = E_s \exp\{-[\kappa_w z + \kappa_c I_{chl}(z)]\} \quad (\text{式 2.2.8})$$

其中 $I_{chl}(z)$ 代表葉綠素的深度積分值(depth-integrated chlorophyll; 單位為 mg Chl m^{-2})， κ_w 與 κ_c 分別代表水與葉綠素的光衰減係數，影響光照可達多深；而海表面的太陽光照度(Solar irradiance, W m^{-2} ; E_s)則是直接取自於美國國家環境預報中心(National Center for Environmental Prediction; NCEP)的衛星觀測值。

2.3 碳循環部分 OCMIP-Biotic

此部分是利用原先的一維物理偶合生地化模式後，再加上 OCMIP 網頁(OCMIP-2, <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/phase2>)所提供碳循環程式做合併，以求南海二氧化碳分壓的時序變化。

2.3.1 碳循環參數

在碳循環模式中所使用的單位，皆以 mol / m^3 為單位。為了與原先模式做連接，還需要另外 4 個示蹤劑(tracers)；示蹤劑濃度隨時間變化可用下列式子表示：

$$\begin{aligned}\frac{d[TCO_2]}{dt} &= L([TCO_2]) + J_b TCO_2 + J_g TCO_2 + J_v TCO_2 \\ \frac{d[Alk]}{dt} &= L([Alk]) + J_b Alk + J_v Alk \\ \frac{d[PO_4]}{dt} &= L([PO_4]) + J_b PO_4 \\ \frac{d[PIC]}{dt} &= L([PIC]) + J_b PO_4\end{aligned}\tag{式 2.3.2}$$

L 為 3-D 傳輸的控制項，含移流、擴散、對流，但在本模式中沒有移流向，所以有關示蹤劑濃度在物理方面照原先模式，不另做改變；在 [] 內為各 tracer 濃度，單位為 mol / m^3 (鹼度為 eq / m^3)， J_b 項表以生物為主的淨生產量； J_v 項表蒸散與降雨的影響，但在原先物理模式中並沒計算降雨與蒸發因素，所以在模式結合碳循環時忽略此項因素。(在單位換算時，海水密度統一固定為 $1024.5 \text{ kg}/\text{m}^3$ ，不隨模式進行而變化)

2.3.2 二氧化碳變數計算

綜合以上所論，計算二氧化碳時可由下列式子計算得到：

$$\frac{\partial TCO_2}{\partial t} = \bar{V}(A\bar{V}_{TCO_2}) + J_{TCO_2} + J_g TCO_2 \quad (\text{式 2.3.3})$$

在 2.3.3 式中，依序代表著物理混合、生地化作用與海氣二氧化碳交換，其中 $\frac{\partial TCO_2}{\partial t}$ ， $\bar{V}(A\bar{V}_{TCO_2})$ ， J_{TCO_2} 與 2.2.2 式相似。除了在物理

混合有做結合外，在生地化部分是透過 J-term 與硝酸鹽(DIN)來做連結，透過碳氮比(C/N = 106/16)計算 TCO_2 ，式子如下列表示：

$$J_{TCO_2} = \frac{C}{N} \times J_N - F_{PIC} + D_{PIC} \quad (\text{式 2.3.4})$$

J_N 項包括 DIN 的減少與植浮、動浮、碎屑物質經再礦化作用分解回 DIN， F_{PIC} 與 D_{PIC} 表。又因 DIN 的消耗與浮植生長(NP)有關，可用來計算 F_{PIC} ：

$$F_{PIC} = \frac{Ca}{C} \times \frac{C}{N} \times NP \quad (\text{式 2.3.5})$$

Ca / C 為碳酸鈣與碳的比例，在本模式中為 0.07。 D_{PIC} 則是由 PIC 溶解比例來計算($D_{PIC} = m \times PIC$)，m 值固定為 10^{-7} 。 $J_g TCO_2$ 項表二氧化碳與大氣氣體交換項：

$$J_g TCO_2 = k_w \times \Delta pCO_2^* \quad (\text{式 2.3.6})$$

由於是與大氣交換之關係式，所以此式只適用於模式表層； k_w 為二氧化碳氣體傳輸速率(gas transfer velocity, m/s)會受到冰覆蓋面積、風速、福祿數(Sc_{CO_2} , Schmidt number)影響的函式，其中福祿數會受到海表溫度的影響，會隨著模式進行而改變進而影響 k_w 值，可用下列式子表示(Wannikhof, 1992)：

$$K_w = (1 - F_{ice}) [X_{conv} \times a \times (u^2 + v)] \left(\frac{S_c CO_2}{660} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{式 2.3.7})$$

其中 F_{ice} 為海表被冰覆蓋部分，其值介於 0 到 1 間，但本模式在南海模擬無須考慮此項。 Sc_{CO_2} 為二氧化碳的福祿數，為無因次單位(Wannikhof, 1992)：

$$S_c CO_2 = 2073.1 - 125.62t + 3.6276t^2 - 0.043219t^3 \quad (\text{式 2.3.9})$$

式中 t 表海表溫度。

ΔCO_2^* 為海表與大氣二氧化碳濃度差值，在模式中則直接用海表二氧化碳濃度減大氣二氧化碳濃度來表示：

$$\Delta pCO_2^* = pCO_{2\ air}^* - pCO_{2\ water}^* \quad (\text{式 2.3.10})$$

$pCO_{2\ air}^*$ 與 $pCO_{2\ water}^*$ 分別代表海水表層與大氣交界處的濃度， $pCO_{2\ air}^*$ 受空氣中飽和水汽的二氧化碳溶解度控制(α_{CO_2} ; mol/m³/μatm)。在計算

pCO_{2air}^* 項時，會用到二氧化碳在乾空氣中分壓($X_{CO_{2_air}}$; μatm)、海表氣壓(P ; atm)與 P_0 ($P_0 = 1atm$)：

$$pCO_{2air}^* = \alpha_{CO_2} \times X_{CO_{2_air}} \times \frac{P}{P_0} \quad (\text{式 2.3.11})$$

α_{CO_2} 為海表受溫度與鹽度的控制項， $X_{CO_{2_air}}$ 是在夏威夷測站所得到乾空氣分壓，並用南海觀測之氣壓與海表溫度、鹽度計算得到，將下段另行介紹。

pCO_{2water}^* 為海表表面二氧化碳濃度，在模式中受到溶解性無機碳、鹼度、溫度、鹽度與磷酸鹽影響(Dickson, 1994)。而鹼度與顆粒態無機碳隨時間變化式子如下：

$$J_{TA} = -J_N - 2F_{PIC} + 2D_{PIC} \quad (\text{式 2.3.12})$$

$$J_{PIC} = F_{PIC} - D_{PIC} \quad (\text{式 2.3.13})$$

鹼度會受到營養鹽濃度與顆粒態無機碳影響；顆粒態無機碳僅受到溶解度影響。

2.4 初始場設定

在一開始初始場設定時，是在原先五個示蹤劑的基礎上更多加了溶解性無機碳、鹼度與磷酸鹽濃度與顆粒態無機碳。而原先的生化變數中的 P、Z 和 D 非例行航次的觀測項目，常常無法取得相關的研究數據，因此在本研究中初始場設定則依照劉等人(Liu et al., 2002; Liu et al., 2007)所使用的方法計算而得，如以下所示：

$$P \text{ (mmol N/m}^3\text{)} = \text{chl} / 1.59$$

$$Z \text{ (mmol N/m}^3\text{)} = \text{chl} / 15.9$$

$$D \text{ (mmol N/m}^3\text{)} = \text{POC} / 12 / 6.6$$

其中的 POC 為顆粒態有機碳，6.6 為碳氮比(106:16)。接下來介紹二氧化碳在大氣中的分壓計算方式與本模式所需示蹤劑之計算方式。

2.4.1 大氣二氧化碳分壓

本文在計算大氣中二氧化碳分壓是參考 Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC) 在 Mauna Loa 所觀測到資料，其利用方法為連續從進氣孔處蒐集四個 7 米高與一個 27 米高的空氣樣品。其中四個 7 米高的樣品為每小時蒐集一次，並利用 Siemens Ultramat 3 nondispersive infrared gas analyzer 儀器測出二氧化碳吸收紅外線的量來確定二氧化碳濃度。而這過程需要一個已知二

氧化碳濃度之標準氣體，此標準氣體每 30 分鐘就校正一次，在 1983 年 12 月前為二氧化碳與氮氣混合，而後改為二氧化碳與空氣混合，而混合的空氣原先有二氧化碳的問題，可以使其先通過冰管讓二氧化碳遇冷凝結。更詳細的過程請參照 Kelling(1982)和 Keeling(2002) 在 Mauna Loa 採樣文章。本文初始場是用 2.3.9 式進行二氧化碳在大氣中分壓初始場的設定，採用的海表大氣資料、海表溫度為 1997 年到 2003 年所觀測到的結果。

2.4.2 生地化變數初始場設定

由於本文用的是一維物理模式，在模擬一段時間後，因缺乏來自三維周遭環流的影響，會使得模擬值與觀測值越差越遠，所以會用到兩種不同初始場來模擬生地化反應，模式的初始場是用有限的觀測值平均所得，分為不同季節分別討論各樣海洋參數的變化。

由於本文計算二氧化碳的程式是由 Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project(OCMIP) 所發展而來，利用其開發的程式，將其與原本模式結合，模擬二氧化碳在海洋中的分壓。在碳循環模式中所需要輸入的資料原分為磷酸鹽(phosphate, PO_4 ; mol/m^3)、氧氣(oxygen, O_2 ; mol/m^3)、顆粒態無機碳(particle inorganic carbon, PIC; mol/m^3)、溶解性無機碳(dissolved inorganic carbon,

DIC; mol/m³)和鹼度(alkalinity, Alk; eq/m³)，但由於氧氣的影響並未加入模式中，所以重設為新的四個參數；分別依順序為：DIC、Alk、PO₄、PIC；其中 DIC 和 Alk，這兩項資料取自於海科中心 1998 至 2000 年間 SEATS 船測資料與周文臣(周，2004)博士論文中的南海 SEATS 站時間序列之船測資料。在模式中分為兩個不同時段 9 月 15 日及 3 月 16 日之初始場，所以在設定新初始場時也須分為兩個月份處理，並依照不同深度資料分別計算；在月份選擇方面，因模式模擬時間在 1997 到 2003 年底之間，所以取相近月份時間之所有船測資料，分別取：OR3-512 航次(3/26-3/29/1999)、OR3-607 航次(3/12-3/16/2000)和 OR1-639 航次(3/19-4/2/2002)這三筆資料作平均當作模式在三月的初始場；取 OR3-469 航次(9/14-9/18/1998)、OR3-561 航次(9/17-9/21/1999)、OR1-656 航次(8/31-9/6/2002)這三筆資料平均後作為模式在九月的初始場如圖 2-2，其中實線是模式所用的初始場，點為船測觀測值。

在模式中由於各層深度不同，接近表層時深度分層較細，分別為 0.25 米、0.75 米、1.25 米、2 米，之後為每一米一筆資料總共為 202 層，而所獲得的船測資料只取其 200 米以淺深度資料；模式中深度分層較觀測值細許多，所以若第一筆資料為五米深度時，將模式中五米以淺深度之初始值皆設定為其值，第二筆資料為 10 米深，將 5 米到

10 米間資料分別作一米內插；而當資料為兩米深度時，將模式中兩米以淺深度之初始值皆設為其值，其他深度資料也依上述方法處理。

PO_4 濃度則是由南海船測資料計算回歸所得到的經驗式：

$$PO_4 = \begin{cases} 0.597 \times (NO_3) + 0.088 & \text{當 } NO_3 < 13.08(\mu M) \\ 0.782 \times (NO_3) - 0.154 & \text{當 } NO_3 \geq 13.08(\mu M) \end{cases} \quad (\text{式 2.3.1})$$

而 PIC 在程式中則固定為碎屑物質(D)的一半，這兩個參數在初始場中皆為零，是在模式讀取初始場後再另行運算。另外在模式中碳循環部分多了 4 個參數，所以在初始場為原先的 5 個參數加上新的參數，其順序為：溶解性無機氮、植物性浮游生物、動物性浮游生物、顆粒有機氮、葉綠素、溶解性無機碳、鹼度、溶解性無機磷、顆粒性無機碳。

2.5 初級生產力的直接估算

除了模式計算所得的初級生產力之外，本研究利用 SeaWiFS 之水色資料過初級生產力之直接估算，是利用 Behrenfeld and Falkowski (1997)所提出的垂直構造一般化之生產力模式(Vertically Generalized Production Model，簡稱 VGPM)。藉由水色衛星遙測資料，VGPM 模式中可利用海表葉綠素值來估算初級生產力，其方程式如下：

$$PP_{eu} = 0.66125 \times p_{opt}^B \times [E_0 / (E_0 + 4.1)] \times C_{sat} \times Z_{eu} \times D_{IRR}$$

其中 PP_{eu} 表全天初級生產力在有光層的積分值(Daily euphotic zone-integrated primary production, $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)， p_{opt}^B 表在有光層的最大光合作用效率(Optimal specific primary productivity, $\text{mg C mg Chl}^{-1} \text{ hr}^{-1}$)，可以利用海表溫度(SST, $^{\circ}\text{C}$)來推算，當 $SST \leq -1.0$ 時， $p_{opt}^B = 1.13$ ；當 $-1.0 < SST < 28.5$ 時， $p_{opt}^B = f_{B\&F}$ ，當 $SST \geq 28.5$ 時， $p_{opt}^B = 4.00$ 。其中 $f_{B\&F}$ 可藉由此式計算：

$$f_{B\&F} = 1.2956 + 2.749 \times 10^{-1} SST + 6.17 \times 10^{-2} SST^2 - 2.05 \times 10^{-2} SST^3 + 2.4262 \times 10^{-3} SST^4 - 1.348 \times 10^{-4} SST^5 + 3.4132 \times 10^{-6} SST^6 - 3.27 \times 10^{-8} SST^7$$

E_0 表海表之全天日照量總和(Sea surface daily PAR, Einstein $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)， C_{sat} 表葉綠素在海表面的濃度(Surface chlorophyll concentration, mg Chl m^{-3})， Z_{eu} 表光照可達深度(Physical depth of the euphotic zone, m)， D_{IRR} 表日照時數(Daily pdhtoperiod, hours)。

利用 Morel and Berthon(1989)提出的公式， Z_{eu} 可由 C_{sat} 推算出：

$$Z_{eu} = \begin{cases} 568.2(C_{TOT})^{-0.746} & \text{當 } Z_{eu} < 102 \\ 200.0(C_{TOT})^{-0.293} & \text{當 } Z_{eu} \geq 102 \end{cases}$$

C_{TOT} 表葉綠素濃度積分值，可藉下列公式推算：

$$C_{TOT} = \begin{cases} 38.0(C_{sat})^{0.425} & \text{當 } C_{sat} < 1.0 \\ 40.2(C_{sat})^{0.507} & \text{當 } C_{sat} \geq 1.0 \end{cases}$$

在得知以上這些方法後，下章將介紹模式資料處理與結果分析，以驗證模式的正確性，並在第四章討論鹼度與 DIC 的變化。

模式由三月十五號晚上八點模擬至十一月一號凌晨兩點，六小時輸出一筆資料，每次約模擬七個半月；另外則是由九月十四號晚上八點開始模擬至五月一號凌晨兩點。

2.6 資料連結

每次模擬間都有重覆模擬的時間，所以在進行資料分析前須先將模式結果連接起來。以三月初始場進行模擬時，為了將初始場的影響效應去除，所以將模式中 3 月 16 至 3 月 31 間的資料捨棄，資料由 4 月 1 日後開始採用；在九月的初始場時則是將 9 月 15 至 9 月 30 間資料捨棄，由 10 月 1 日開始採用。之後將各年間 3 月初始場資料與 9 月初始場資料做連接，以 97 年為例，最後可得到 97 年 4 月到 98 年 10 月 31 的資料，其中在 10 月 1 日到 10 月 30 日資料有重覆，所以取權重方式使資料在連接處不會轉變太大，取 3 月初始場之 10 月 1 日乘上 30/31，加上 9 月初始場之 10 月 1 日乘 1/31 依此類推，

到 11 月 1 日後資料就用 9 月初始場資料。之後在年與年之間做結合
也是，在 4 月 1 日到 4 月 30 日間同樣用權重方式計算資料。

第三章 模式結果

本章主要是呈現模式之結果，並與觀測值相比較。此外也報導模式之敏感度測試，結果各參數對二氧化碳分壓的影響。模式分兩個初始場進行模擬，由 1997 年四月模擬至 2003 年 12 月底。本章要確認模式結果的可靠性，下章再進行一系列的分析與討論。以下將模式模擬結果一一呈現並加以說明。

3.1 數值實驗的垂直模擬結果

模式所模擬之 SST、表層葉綠素與初級生產力模擬值與觀測值如圖 3-1，圖 3-1(a)所觀測模式 SST 的變化可從冬季的 23~26 度增加到夏季的 29~31 度，NCEP 衛星遙測的 SST 相當近似 SEATS 測站的觀測結果，而模式 SST 在冬季與觀測值相當接近，只有 1998-99 之冬季有顯著高估現象。夏季則顯示有較多高估或低估的現象，但大致與觀測值相符。

模式模擬所得到的葉綠素值與初級生產力積分值(IPP100m)，都呈現冬季高夏季低的季節性變化(圖 3-1(b)&(c))，其中模式葉綠素值介於 0.1 到 1.2 mg/m^3 間，而海表葉綠素船測值約在 0.1 到 0.4 mg/m^3 間，在夏季低值時與模式所模擬的低值相符，但模式所模擬的葉綠素值可

到 1.2 mg/m^3 ，遠高過船測值，有可能是船測資料剛好沒測量到較高的葉綠素值，所以接下來與較多資料的 SeaWiFS 值相比。SeaWiFS 值在冬季有時可高達 0.4 mg/m^3 以上，雖然沒有像模式有超過 0.8 mg/m^3 的值，但至少在冬季有比船測高的葉綠素值，在夏季時模式值卻略低於 SwaWiFS 不到 0.05 mg/m^3 ，但因夏季模式值與船測資料較為相符，所以可能是 SeaWiFS 高估葉綠素值。

將模式模擬溫度、葉綠素與 DIN 結果連接起來畫垂直分布如圖 3-2 與圖 3-3，由於可供驗證比較的連續海水深度剖面之觀測值只有海溫資料(2000/10/18 到 2002/3/23)，因而將觀測資料與模擬值擺在一起呈現(圖 3-2)。由圖 3-2 可看出模式成功模擬出觀測海溫與混合層深度的季節性變化，如夏季海水 26 度的等溫線(圖中的天藍色部分)可深於 50 m，而冬季時的 SST 即已低於 26°C ，且混合層在夏季明顯淺於冬季。此外，模式同時模擬出在 1997-1998 及 2002-2003 年冬季的 ENSO 期間，表層海水溫度高於其他年份冬季的現象，更進一步顯示模式可成功展現海洋對不同年間海氣通量的反應。

圖 3-3 為 DIN 與葉綠素垂直分布模擬值，由圖中可看到 DIN 與葉綠素呈現夏季低值與冬季高值的季節性變化，此結果驗證曾等人 (Tseng et al., 2005) 的推論，即在冬季東北季風盛行期間，較強的冬季

季風使海水垂直混合過程增強，因此足以將次表層硝酸鹽含量較高的海水帶進混合層增加混合層中海水 DIN 的濃度，進而提高海水的初級生產力，使觀測到的葉綠素增加；但在夏季季風較弱，垂直混合不如冬季明顯使表層海水趨於穩定狀態，逐漸形成明顯的海水溫度分層的現象。

文獻指出次表層葉綠素極大值為大多數熱帶海洋地區的特徵，雖也常見於溫帶海洋中，但此極大值在溫帶地區通常有顯著的季節性變化(Venrick, 1993；Winn *et al.*, 1995)。地處副熱帶地區的南海 SEATS 測站，也有類似的次表層葉綠素極大值的垂直分佈，且此葉綠素極大值會隨季風之交替與海流之變化而起伏(Liu *et al.*, 2002)。模式模擬結果顯示，在夏季有較冬季明顯的次表層葉綠素極大值，正好與文獻所提出的現象相互呼應(王，2007)。

3.2 生地化變數之垂直深度剖面比較

為更進一步驗證生地化變數的模式模擬結果，我們利用 SEATS 測站的船測資料，將模擬結果與觀測資料做垂直深度剖面的逐一比較。圖 3-4 即為 SEATS 測站模式所模擬之 DIN 在水深 0~200 m 的垂直變化，以及與不同航次實測資料之比較，圖中的圓點為觀測資料，實線則為模式模擬的結果。觀測資料顯示各航次的 DIN 在上層 50 m 內幾

乎趨近於 0，硝酸鹽躍層則出現在約 50~150 m 的深度，到了 200 m 處則 DIN 增加到 12~16 間。模式可大致模擬出此垂直深度的 DIN 變化，尤其是上層 50 m 內的趨近 0 值，以及春天至秋初(3 月下旬~9 月)的模擬(如圖 3-4(a)、(e)和(f))，模式結果與觀測值相當吻合；但在秋末至春初(11~3 月中旬)的航次(如(b)和(d))，模式有高估次表層(約 100~200 m)DIN 的現象。此一比較結果證實模式可以合理地模擬出 DIN 的垂直變化，其與實際觀測值之間的差異，推測可能是冬季時黑潮入侵南海所導致，此為本模式所無法考慮的三維過程。

圖 3-5 為模式模擬 SEATS 測站之葉綠素在水深 0~200 m 的垂直變化，以及與不同航次實測資料之比較。觀測資料顯示各航次的表面葉綠素值介於 0.05~0.3 $\mu\text{g/L}$ 之間，次表層極大值出現在約 50~100 m 的深度，在有光層之下，葉綠素隨著水深的增加而迅速減少。模式可大致模擬出葉綠素值的垂直深度變化(圖 3-5(b)、(e) 和(f))，但在冬季到初春(12 月~3 月中)的航次，模式所模擬的海洋表面葉綠素值高於觀測(圖 3-5 (c)和(d))，且表面高值可延續至 50 m 左右的深度，因而導致其次表層葉綠素極大值不如觀測值來得明顯。至於模式模擬結果與觀測值之間在冬季到初春時的差異，由於與 DIN 的表現相呼應，推測可能是冬季黑潮入侵南海的效應所致。

3.3 鹼度與 DIC 模擬結果

再經過前面生地化結果分析討論後，再來討論鹼度與 DIC 時序變化，如圖 3-6。由圖中可看出鹼度與 DIC 濃度隨深度遞增而增加，在水深 100 米以前，鹼度介於 2190 到 2280 μM 間，DIC 介於 1880 到 2270 μM 間。在季節性變化方面，冬季的鹼度與 DIC 濃度皆比夏季來的高，主要是因為冬季有較強烈的混合作用，使得有較高的海表到大氣之二氧化碳通量，與冬季產生較高的初級生產力。另外在 1999 年 6 月瑪姬颱風(Maggie)與 2001 年 7 月尤特颱風(Utor)經過時，可看出鹼度有明顯的提升分別由 2210 到 2220 μM (瑪姬)與 2205 到 2230 μM (尤特)，在 DIC 則由 1900 提升至 1920 μm (瑪姬)與 1860 到 1900 μm (尤特)，以尤特颱風為例，對 DIC 與葉綠素而言，颱風影響的時間較短但對於鹼度影響時間則長許多。由模式結果，我們可以找 DIC 與鹼度的年間變化量。

另外比較鹼度與 DIC 船測值(OR1-682、OR3-716、OR1-632、OR1-664、OR1-690、OR1-673)與模式模擬的結果如圖 3-7、圖 3-8。在鹼度方面，有模擬出大致上的趨勢，在夏季約 40 米深也有模擬出躍層且在(b)航次模擬結果皆高估觀測值約 10~30 μM ，但在另一夏季航次(e)除了表層 80 米以淺略為高估外，80 米以深模擬的相當不錯；

在冬季航次((c)、(f))中，80 米以上都有略為高估的現象，在 80 米以深，(f)航次資料較少大致上有模擬到，但在(c)航次 80 米深則明顯高估許多。另外在春季與秋季航次((a)&(d))在躍層以下皆模擬的相當不錯但在春季航次(a)表層模擬皆高估約 20 μM ；秋季則高估約 10~50 μM 。

在 DIC 垂直剖面分布基本上皆與觀測值相近，不但有模擬出約在 80 米的躍層((a)、(c)、(d)、(f))，且在表層皆與觀測值相近(除(e)有略為高估約 20 μM)，有助於表水二氧化碳分壓的計算；在冬季模式模擬結果與觀測值相似((c) & (f))，(c) 航次在 80 米以深的地方則略有高估的現象，(f)航次在表層有高估約 10 μM ；在夏季模擬結果則有模擬出與觀測值同的趨勢，(b)航次在表層 40 米以淺模擬的很好，但在 40 米以深卻高估約 10 μM 以下，航次(e)則相反，在表層模擬結果較差，深層模擬結果較好；另外在春、秋兩季航次((a)&(d))模擬結果很好，代表模式在春秋兩季能夠模擬 DIC 的垂直變化，讓我們對模式更有信心。在 60 到 100 米普遍有高估的現象，整體來說可說是模擬的相當成功。

3.4 海表二氧化碳分壓與通量模擬結果

經過以上生地化變數的計算後，可用碳循環模式加以計算二氧化碳在海表的分壓，與海氣二氧化碳通量如圖 3-9(a)、圖 3-9(b)，其中觀測資料為曾等人的船測資料(Tseng, 2007)，由圖 3-9(a)中可看出，模式成功模擬出二氧化碳分壓的季節性變化，夏低冬高，海表二氧化碳分壓介於 320 ~ 420 μatm 間，船測值則介於 340 ~ 400 μatm 間，在 2000 年與 2001 年間夏季模擬過高，高出約 5~10 μatm ，但整體模擬結果還不錯與觀測值相似。圖 3-9(b)在海氣二氧化碳通量的部分，則是以海表二氧化碳分壓減大氣中二氧化碳分壓，正值代表源(source)，負值代表(sink)，模式模擬值介於 -2 ~ 3 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ 之間，船測值約介於 -2 ~ 2 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ 之間，在 2000 年夏季明顯看出模擬值高出觀測值許多，約 1 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ ，將模式模擬結果由 1999 年到 2003 年分冬夏兩季平均所得到之通量如表一，夏季假定為 6~8 月，冬季假定為 12~2 月。模式模擬整年平均為 0.50 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ 為二氧化碳的源(source)，觀測值直接平均為 0.11 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ 兩者相比可看出模式高 0.39 $\text{mol C/m}^2/\text{yr}$ ，所以在討論部分將利用觀測值修正模式模擬結果。

第四章 討論

4.1 模式結果與討論

4.1.1 模擬結果與觀測值之相關性比較

前面模式的模擬結果已可證實曾等人(Tseng et al., 2005)對南海表面葉綠素值季節性變化的推論，即冬季較強的季風與較低的海溫造成較深的混合層，使營養鹽躍層中的硝酸鹽易於混合進入表層，導致較高的葉綠素及初級生產力。由於碳循環為本研究之重點，本節將探討模式之碳化學模擬結果與觀測值之間的相關性。SEATS 測站 Alk 及 DIC 的模式模擬結果與觀測值之間的線性關係回歸分析結果，如下所示：

$$\text{Model_Alk} = 0.64 \times \text{Obs_Alk} + 816.7, \quad R^2=0.67$$

$$\text{Model_DIC} = 0.08 \times \text{Obs_DIC} + 312.48, \quad R^2=0.80$$

受限於實際觀測值的數量，圖 4-1.1 為船測所得 Alk 與 DIC 的資料 0~200 米深度觀測資料，與模式在當天的模擬值間關係圖。由關係圖得知，DIC 的模擬結果較 Alk 的模擬結果為佳，其中 DIC 的模擬結果 R^2 可達 0.80 且趨勢線與 1:1 比例線相當靠近，也就是說模擬的結果相當不錯，但在 DIC 觀測值超過 $1950\mu\text{M}$ 時，模擬的結果較觀測

值低。而 Alk 模擬結果與觀測值間的 R^2 達 0.67，在表層(較低值區間)比觀測值高，在次表層(較高值)則比觀測值低，主要可能是受模式的生化過程較為簡化影響。雖然模式之模擬結果並不完美，但模式的模擬能力，尚可抓到主要的碳化學變化，也比較有信心去進一步探討，模式模擬結果所隱含的相對應之動力機制。

另外在模擬 pCO_2 與 CO_2flux 的結果，模式結果與觀測值之線性關係回歸分析如圖 4-1.2，關係式如下所示：

$$\text{Model_}pCO_2 = 1.17 \times \text{Obs_}pCO_2 - 58.87, \quad R^2=0.71$$

$$\text{Model_}CO_2flux = 1.08 \times \text{Obs_}CO_2flux + 0.43, \quad R^2=0.71$$

由圖中可看出，模擬的 pCO_2 與 CO_2flux 皆有高估的現象，但整體相關性還不錯， R^2 皆有 0.7 以上。由於觀測資料較少難以進行討論，因此接下來將對二氧化碳通量與實測資料作比較而修正得到連續的資料。

4.1.2 海氣交換通量之修正

由於模式所模擬的值比觀測值(Tseng, 2007)略高，所以利用觀測值作一修正，藉以獲得較多符合觀測值趨勢的連續資料。將原先模式模擬海氣二氧化碳通量值設為 F_model ，觀測資料設為 F_obs ，修正

過後的海氣二氧化碳通量稱為 F_{cor} ，利用圖 4-1.2 修正後的關係式如下：

$$F_{model} = 1.08 \times F_{obs} + 0.43$$

$$F_{cor} = (F_{model} - 0.43) / 1.08$$

透過此關係式可得到一個連續且較符合觀測值的資料，如圖 4-1.3。

將資料分季節討論(可參考表一)，由於峰值在冬夏兩季且船測資料在 1999 年後才有資料可比對，所以將資料從 1998 年 12 月開始，分為冬、夏季來討論。夏季假定為 6-8 月，冬季假定為 12-2 月，除此之外將全年度模擬資料(99/1/1-03/12/31)做全年平均，分三部份討論模式與觀測值結果的差異。

在 1999-2003 年夏天平均為 $1.73 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，修正後夏天海氣通量為 $1.21 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，船測計算值為 $1.10 \pm 0.16 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ (Tseng, 2007)，而海氣二氧化碳通量修正前比修正後高 $0.52 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，約佔船測計算值的 47.27%；冬天模式模擬平均值為 $-1.07 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，修正後為 $-1.30 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，船測資料為 $-1.43 \pm 0.43 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ (Tseng, 2007)，海氣二氧化碳通量未修正比修正後高 $0.23 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，約佔船測計算值的 16.08%。在整年資料平均後，模式模擬結果為 $0.50 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，為二氧化碳的源(souce)，修正後為 $0.07 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 。

$C/m^2/yr$ ，而船測資料的估算為 $-0.02 \pm 1.06 \text{ mol } C/m^2/yr$ (Tseng, 2007)，另外在過往也有人估算 2002-2003 南海 SEATS 測站海氣二氧化碳通量約為 $0.1 \text{ mol } C/m^2/yr$ (Chou et al., 2005)，原先未修正前 2002-2003 模式模擬值為 $0.53 \text{ mol } C/m^2/yr$ ，修正後為 $0.10 \text{ mol } C/m^2/yr$ ，在修正過後的值與周等人(Chou et al., 2005)的估算極為相近。

所以不論是在夏天或是冬天，經過線性關係式修正後皆有比較接近觀測值之結果，證明模式在海氣二氧化碳通量上的修正是必須的，原因應同上述所說，可能是生地化過程太過簡略，也因此曾嘗試選用另一種生地化模式模擬資料(參考附錄二)，但由於此模式所使用參數不適用於南海導致結果與觀測資料相差甚遠，因此僅放在附錄部分做為參考。

4.2 生物作用對海表二氧化碳分壓與海氣間二氧化碳通量的影響

4.2.1 物理與生物對海表二氧化碳分壓的影響

圖 4-2.1(a)為表層葉綠素與表水二氧化碳分壓時序圖，可看到表水二氧化碳分壓與葉綠素季節變化正好相反，也就是說浮植生長較快可吸收較多的二氧化碳，而圖 4-2.1(b)可看到海表溫度(SST)與表水二氧化碳分壓有很好的相關性，SST 高表水二氧化碳分壓也高。為了瞭解

是物理影響表水二氧化碳分壓較多還是生物作用對表水二氧化碳分壓影響較大，因此本研究模擬了在不考慮生物作用的情況下，僅受物理驅動所影響之表水二氧化碳的變化如圖 4-2.2(a)。由圖中可看出，若僅有物理作用的情況下，在冬天表水二氧化碳分壓低值時有較明顯的差異，較包含生物作用之模式值更高出約 20 μatm 。在夏天則差異較小，約高出 5 μatm 或更小。顯然生物作用對二氧化碳分壓改變的貢獻平均僅有 2.3% 的影響(有生物作用減無生物作用後除無生物作用)，但 5-20 μatm 之差異對於 $\Delta p\text{CO}_2$ ，卻是十分重要的貢獻圖 4-2.2(b)，在冬天甚至可相差近 40 μatm ，若沒有生物作用，南海將是一個更大的二氧化碳源。

4.2.2 物理與生物對二氧化碳分壓通量的影響

圖 4-2.2(a)為海氣二氧化碳通量受生物影響的模擬結果，紅線為沒有生物影響，藍線為有生物影響。可看到在沒有生物影響的時候，二氧化碳分壓皆高於有生物影響的情況，模式原先在 1999 年後冬季平均為 $-1.07 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，在沒有生物作用時平均為 $-0.19 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 兩者之間差 $0.88 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，由之前所修正後得冬天平均值為 $-1.30 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 。在夏天模式模擬值為 $1.73 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，無生物作用為 $1.91 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，無生物作用高出 $0.18 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，雖然沒有冬天

來的明顯，但生物作用的影響仍不可忽視。總觀以全年度的角度來看，模式模擬海氣二氧化碳通量為 $0.50 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，而無生物作用為 $0.98 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，無生物作用高出了 $0.48 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 。透過模式模擬結果得知，生物作用對海氣二氧化碳通量影響在 SEATS 測站十分重要，尤其是冬天。

4.3 二氧化碳敏感度測試與模式之改進

雖然目前模式之結果可大致發現觀測之現象，但仍有許多缺失，必須加以改進，才可做為更有用之研究工具。因此，我們進行了模式之敏感度分析，希望了解是否可透過參數之最佳化來改進程式之效能。

在敏感度測試中，本研究做了幾個跟生物生長有關的參數做變化，分別縮小 0.2 倍與 0.6 倍或放大 4 倍或 8 倍，使用的參數如下：
浮游動物死亡速率 $zoon$ (zooplankton mortality rate constant)、浮游植物與光照斜率 α (initial slope of P-E curve)、碎屑物質的再礦化速率 $detn$ (rem mineralization rate constant of detritus)、浮游動物死亡變成碎屑比率 $EZOOD$ (fraction of zooplankton loss turns into detritus rate)、 20°C 浮游動物最大生長速率 $muzoo20$ (Maximum specific growth rate of zooplankton at 20°C)、 20°C 浮游植物最大生長速率 $muphy20$ (Maximum

specific growth rate of phytoplankton at 20°C)、補食常數 refs (grazing constant)、碳轉換為碳酸鈣率 rcca (carbon to calcium carbonate ratio)、碳酸鈣溶解率 cadis (dissolve rate of calcium carbonate)、碳氮比 rcn (Redfield ratio) 和沉積物垂直沉降速率 W_{sink} (vertical velocity of detritus)。利用模擬出的海表二氧化碳分壓全部平均為 $p\text{CO}_2^{\text{std}}$ ，變化後為 $p\text{CO}_2^{\text{sens}}$ ，用 $p\text{CO}_2^{\text{std}} / p\text{CO}_2^{\text{std}}$ 為橫軸與 $p\text{CO}_2^{\text{sens}} / p\text{CO}_2^{\text{std}}$ 為縱軸做關係圖，如圖 4-3，在圖中除了增加 C/N 比值會使海表二氧化碳分壓減少外，其他參數不論增加或減少皆會增加海表二氧化碳分壓，但是整體而言變化幅度皆不大，約在百分之五內，由此可知，在目前的生地化模式架構之下，改變生物作用之參數對海表二氧化碳分壓影響並不大。

由於目前的生地化程式架構太過於簡化，有些方面之改進值得嚐試。就 BATS 時間序列之研究發現，除了顆粒性有機碳之沉降，溶解性態之向下輸送，也是重要的生物幫浦作用。因此本研究曾嘗試使用一較複雜的生地化模式(Christiam, 2005)，在此模式中將浮游植物細分碳、氮與磷三部份分開模擬，分別吸收不同營養鹽生長，且浮游植物的碳氮磷比會隨著模式的進行而改變。另外還包含 DOC、DON、DOP 的變化，且細分為易分解與不易分解。但此模式目前尚未能成功應用於 SEATS 測站。

此外，本程式中只有一種植浮。由於矽藻是良好的生物幫浦媒介。因此，也值得將之考慮在未來加入模式。在物理作用方面，也有值得改進之處，夏季過高之 SST (圖 3-1(a)) 會導致 $p\text{CO}_2$ 過高(圖 3-9(a))，也是必須改進之處。

第五章 結論

本研究利用 Mellor and Yamada(1982)之一維物理模式，加上試用於南海之生化模式(Liu et al., 2002; 2007)，並利用 OCMIP 之碳循環副程式，發展一維物理耦合生化碳循環模式。模式成功模擬出海表葉綠素(chl)與總初級生產力(IPP)的季節變化。

在碳循環變數的模擬也得到不錯的結果可由以下式子表示：

$$\text{model_Alk} = 0.64 \times \text{obs_Alk} + 816.7 \quad R^2=0.67$$

$$\text{model_DIC} = 0.83 \times \text{obs_DIC} + 321.48 \quad R^2=0.80$$

$$\text{model_pCO}_{2w} = 1.17 \times \text{obs_pCO}_{2w} - 58.87 \quad R^2=0.71$$

$$\text{model_CO}_2\text{flux} = 1.08 \times \text{obs_CO}_2\text{flux} + 0.43 \quad R^2=0.71$$

經過觀測資料修改模式模擬結果可得南海二氧化碳分壓由海水至大氣通量在冬天平均為 $-1.30 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，夏天平均為 $1.21 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ，全年平均為 $0.07 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 。

在 SEATS 測站，生物作用對二氧化碳分壓通量影響十分重要，若沒有生物作用，海氣二氧化碳通量在冬天將高出 $0.88 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ ；夏天則高出 $0.18 \text{ mol C/m}^2/\text{yr}$ 。

模式成功模擬出溶解性無機碳(DIC)之垂直分布，若有颱風經過也可模擬出鹼度與溶解性無機碳的變化。

在二氧化碳分壓方面，則成功模擬二氧化碳在南海 SEATS 站之季節變化，且與觀測值相比有不錯的結果。

英文參考文獻

- Bannister, T. T., 1974, "Production equations in terms of chlorophyll concentration, quantum yield and upper limit to production." *Limno. and Oceanogr.*, Vol. 19, pp. 1-12.
- Behrenfeld, M. J. and Falkowski P. G., 1997, "Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentrations." *Limno. and Oceanogr.*, Vol. 42, pp. 1-20.
- Broecker, W. S., Patzert, W. C., Toggweiler, J. R. and Stuiver, M., 1986, "Hydrography, 595 chemistry and radioisotopes in the south-east Asian basins." *Journal of Geophysical Research* 91, pp. 14345-14354.
- Chao, S.Y. et al., 1996, "El Niño modulation of the South China Sea circulation." *Prog. Oceanog.*, Vol. 38, pp. 51-93.
- Chen, D., Rothstein L. M. and Busalacchi A. J., 1994, "A hybrid vertical mixing scheme and its application to tropical ocean models." *J. Physical Oceanography*, Vol. 24, pp. 2156-2179.
- Christian, J. R. and Karl D. M., 1995, "Bacterial ectoenzyme activities in marine water: Activity ratios and temperature responses in three oceanographic provinces." *Limnol. Oceanogr.*, Vol 40, pp. 1042-1049.
- Christian, J. R., Marlon R. L. and Karl D. M., 1997, "Vertical fluxes of carbon, nitrogen, and phosphorus in the North Pacific Subtropical Gyre near Hawaii." *Journal of geophysical research*, Vol. 102, NO. C7, pp. 15667-15677.

- Christian, J. R., 2005, "Biogeochemical cycling in the oligotrophic ocean: Redfield and non-Redfield models." *Limnol. Oceanogr.*, Vol 50(2), pp. 646-657.
- Chou, W. C., Sheu, D. D., Chen, C. T. A., Wang, S. L. and Tseng C. M., 2005, "Seasonal variability of carbon chemistry at the SEATS time-series site, northern South China Sea between 2002 and 2003." *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol. 16, pp. 445-465.
- Craig, P. D. and Banner, M. L., 1994, "Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer." *J. Physical Oceanography*, Vol. 24, pp. 2546-2559.
- Dickson, A. G., 1994, "The plastic menagerie: CO₂ teams compare seagoing systems." *US JGOFS News*, Vol. 5(4), pp. 5.
- Doney, S. C., Glover, D. M. and Najjar, R. G., 1996, "A new coupled, one-dimensional biological-physical model for the upper ocean: Applications to the JGOFS Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) site." *Deep-Sea Research*, Vol. 43, pp. 591-624.
- Gong, G. C., Liu, K. K., Liu C. T. and Pai, S. C., 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*, Vol. 3, pp. 587-602.
- Keeling, C.D., Bacastow, R.B. and Whorf, T. P., 1982, "Measurements of the concentration of carbon dioxide at Mauna Loa Observatory, Hawaii." In W.C. Clark (ed.), *Carbon Dioxide Review: 1982*. Oxford University Press, New York.
- Keeling, C.D., Guenther P. R., Emanuele III, G., Bollenbacher A. and

- Moss D.J., 2002, "Scripps Reference Gas Calibration System for Carbon Dioxide-in-Nitrogen and Carbon Dioxide-in-Air Standards: Revision of 1999 (with Addendum)." SIO Reference Series No. 01-11.
- Liu, K. K., Chao, S. Y., Shaw P. T., Gong G. C., Chen C. C. and Tang T. Y., 2002, "Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: Observations and a numerical study." *Deep-Sea Research I*, Vol. 49, pp. 1387-1412.
- Liu, K.-K. et al., 2007, "The significance of phytoplankton photo-adaptation and benthic-pelagic coupling to primary production in the South China Sea: Observations and numerical investigations." *Deep-Sea Research II*, doi:10.1016/j.dsr2.2007.05.009.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982, "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems." *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 20, pp. 851-875.
- Mellor, G. and Blumberg, A., 2004, "Wave breaking and ocean surface layer thermal response." *J. Physical Oceanography*, Vol. 34, pp. 693-698.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M., 1999, "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica." *Nature*, Vol. 399, pp. 429-436.

- Price, J. F., Weller, R. A. and Pinkel, R., 1986, "Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing." *J. Geophysical Research*, Vol. 91, pp. 8411~8427.
- Sarmiento, J. L., Murnane, R. and Lequere, C., 1995, "Air-sea CO₂ transfer and the Carbon budget of the North Atlantic." *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.*, Vol. 348, pp. 211-219.
- Shaw, P. T., Chao, S. Y., Liu, K. K., Pai, S. C. and Liu, C. T., 1996, "Winter upwelling off Luzon in the north-eastern South China Sea." *J. Geophysical Research*, Vol. 101, pp. 16435-16448.
- Tseng, C. M., Wong, G. T. F., Lin, I. I., Wu C. R. and Liu K. K., 2005, "A unique seasonal pattern in phytoplankton biomass in low-latitude waters in the South China Sea." *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L08608.
- Tseng, C. M., Wang, G. T. F., Chou W. C., Lee B. S., Sheu, D. D., Liu K. K., 2007, "Temporal variations in the carbonate system in the upper layer at the SEATS station." *Deep-sea Research II*, Vol. 54, pp. 1448-1468.
- Venrick, E. L., 1993, "Phytoplankton seasonality in the central North Pacific: The endless summer reconsidered." *Limno. and Oceanogr.*, Vol. 38, pp. 1135-1149.
- Wanninkhof, R., 1992, "Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean." *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 7373-7382.
- Wong, G. T. F., Ku T. L., Mulholland, M., Tseng C. M. and Wang D. P., 2007, "The SouthEast Asian Time-series Study (SEATS) and the

biogeochemistry of the South China Sea in overview.” *Deep-Sea Research II*, Vol. 54, pp. 1434-1447.

中文參考文獻

王麗文，2007。南海時間序列站之生地化年間變化研究：利用一為海洋生地化模式之探討。國立中山大學海洋地質及化學研究所博士論文。

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。

陳英傑，2004。南海初級生產力之估算與 SEATS 測站顆粒態有機質之觀測：應用於南海物理-生地化耦合模式之驗證與改進。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。

表一、海氣二氧化碳通量(“+”海->大氣)

Model (molC/m ² /yr)	Summer	Winner	Yearly
1999	1.62	-0.96	0.45
2000	1.63	-0.93	0.50
2001	1.58	-0.82	0.51
2002	1.75	-1.57	0.50
2003	2.05	-1.05	0.53
Total average	1.73	-1.07	0.50
Cor_Model	Summer	Winner	Yearly
1999	1.11	-1.29	0.02
2000	1.11	-1.26	0.07
2001	1.07	-1.16	0.08
2002	1.23	-1.86	0.07
2003	1.51	-0.91	0.10
Total average	1.21	-1.30	0.07
Non-bio_model	Summer	Winner	Yearly
1999	1.91	0.03	1.01
2000	1.75	-0.05	0.98
2001	1.83	-0.13	0.98
2002	1.89	-0.48	0.98
2003	2.17	-0.31	0.94
Total average	1.91	-0.19	0.98
Obs_data	Summer	Winner	Yearly

(Tseng, 2007)

1.10 ± 0.16

-1.43 ± 0.43

0.11

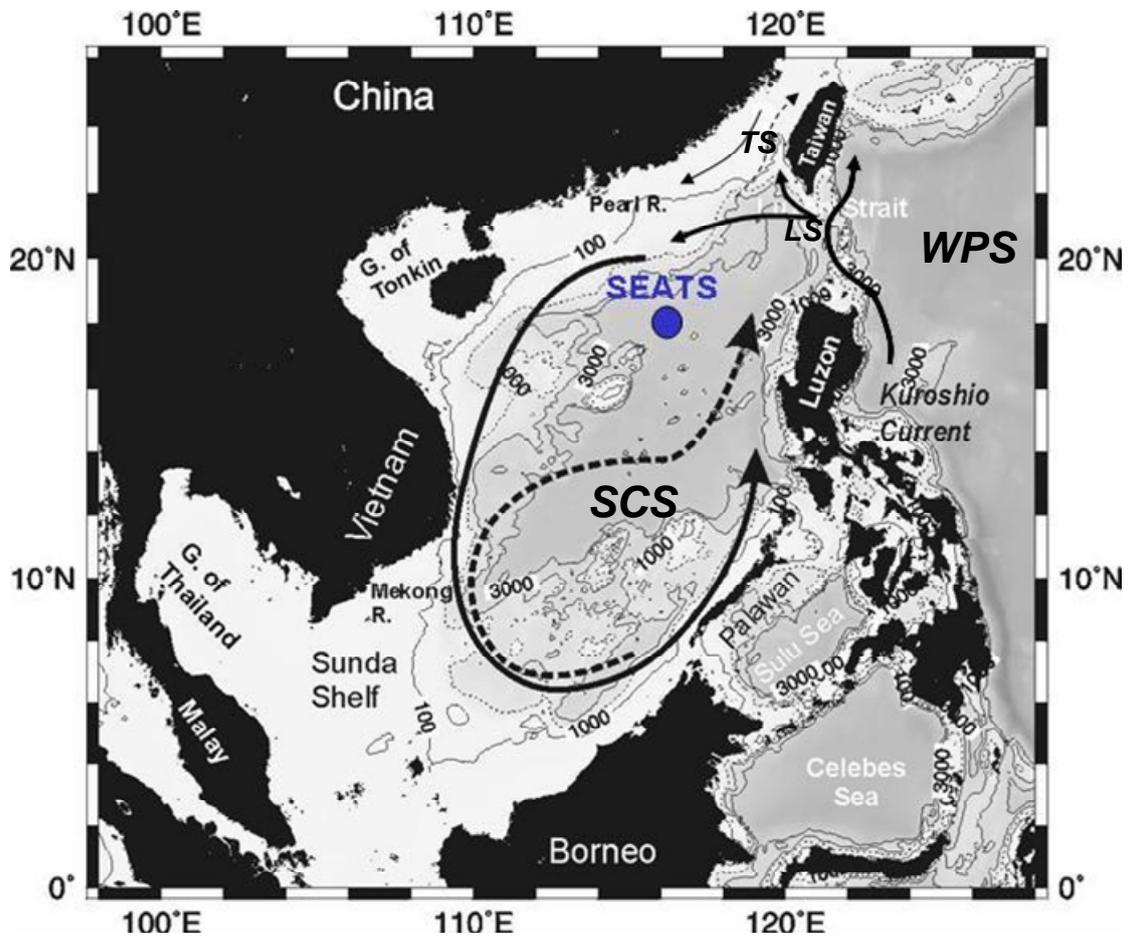


圖 1-1 南海地形圖與 SEATS 測站位置。南海內實線為冬天受東北季風影響的海流流向，虛線為夏天受西南季風影響的海流流向。

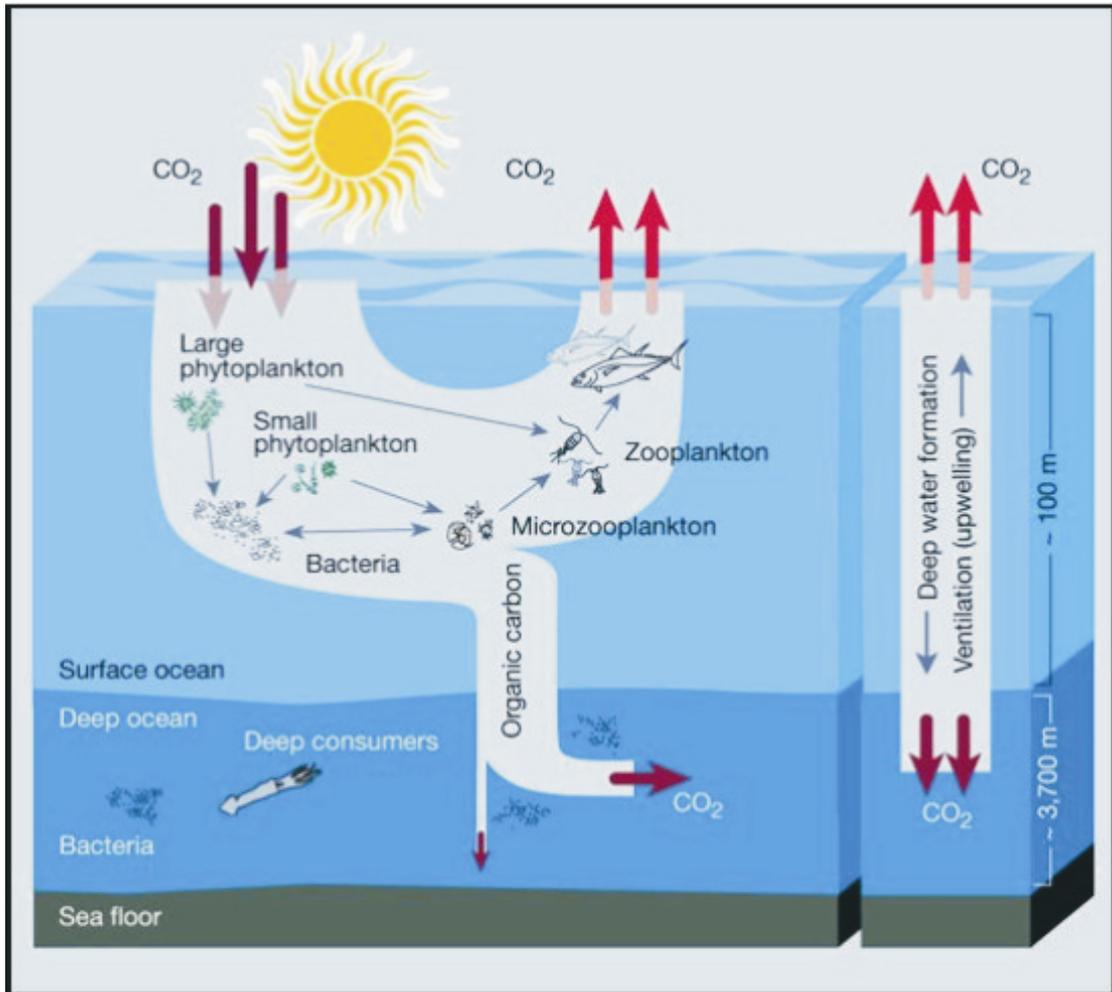


圖 1-2 為海洋中碳循環示意圖，左方為生物幫浦，右方為溶解性幫浦，兩者皆可將大氣中的二氧化碳帶入深層海水達到儲存碳的目的。

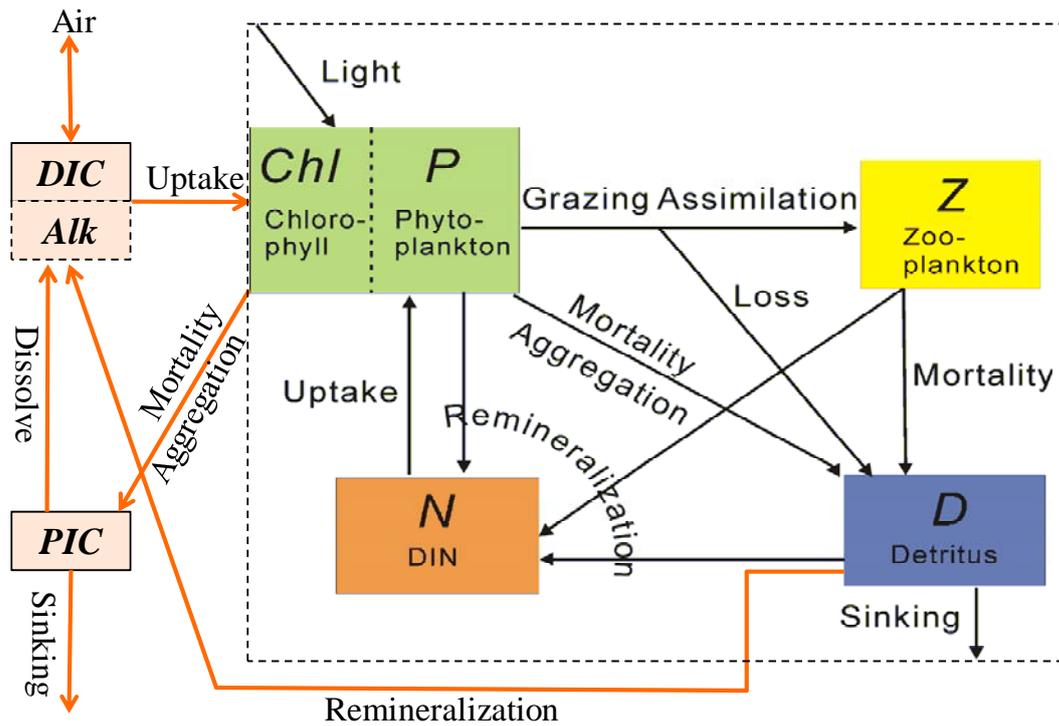


圖 2-1 為模式流程，可分生地化與碳循環部分，虛線框內為原先生地化模式，其中包含葉綠素(Chl)、植物性浮游生物(P)、動物性浮游生物(Z)、營養鹽(DIN)、碎屑物質(D)；旁邊為碳循環部分，包括溶解性無機碳(DIC)、鹼度(Alk)與顆粒態無機碳(PIC)。

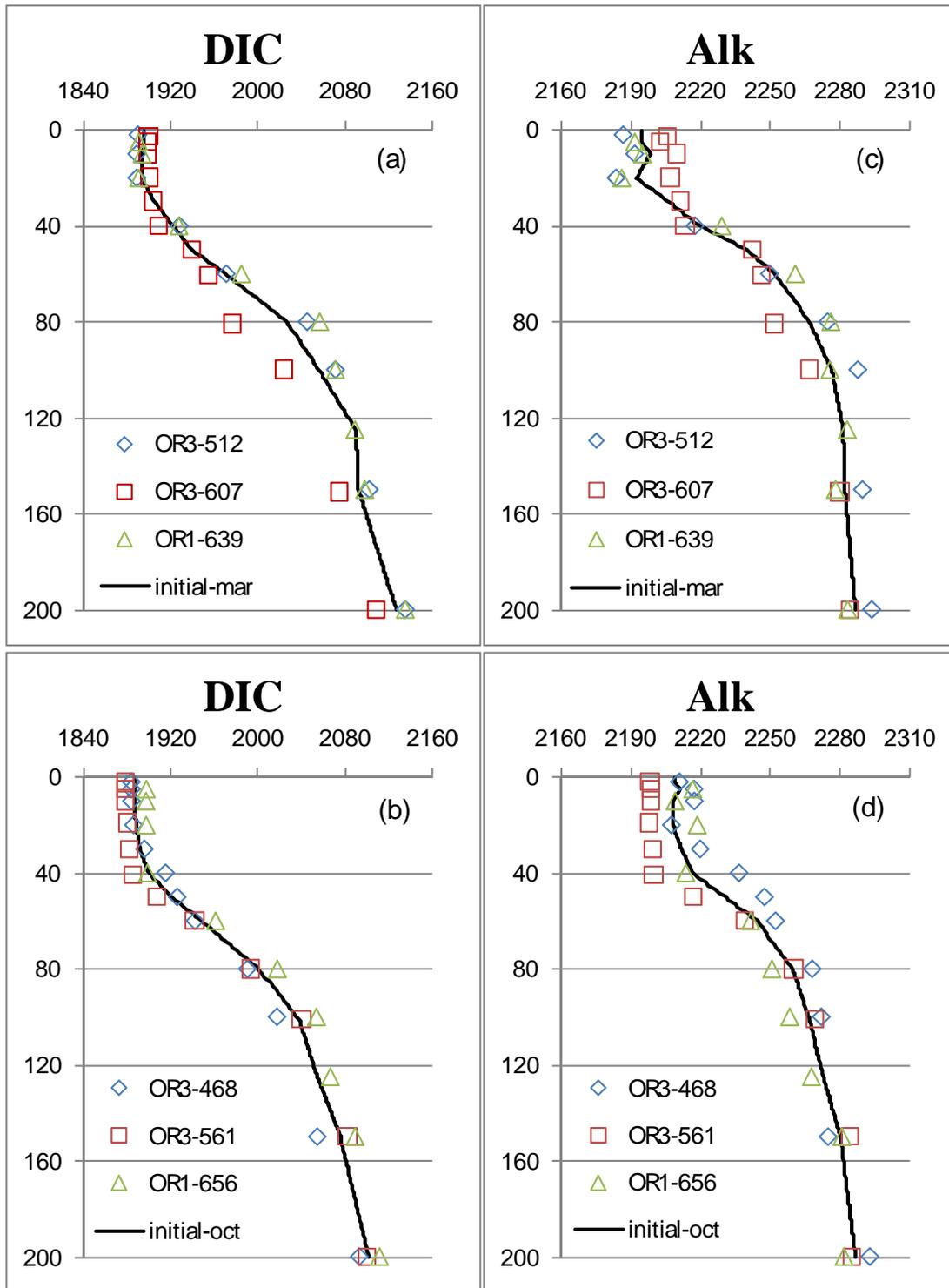


圖 2-2 各顏色方塊為船測資料，實線為由船測資料平均所計算，以

此做為初始場。

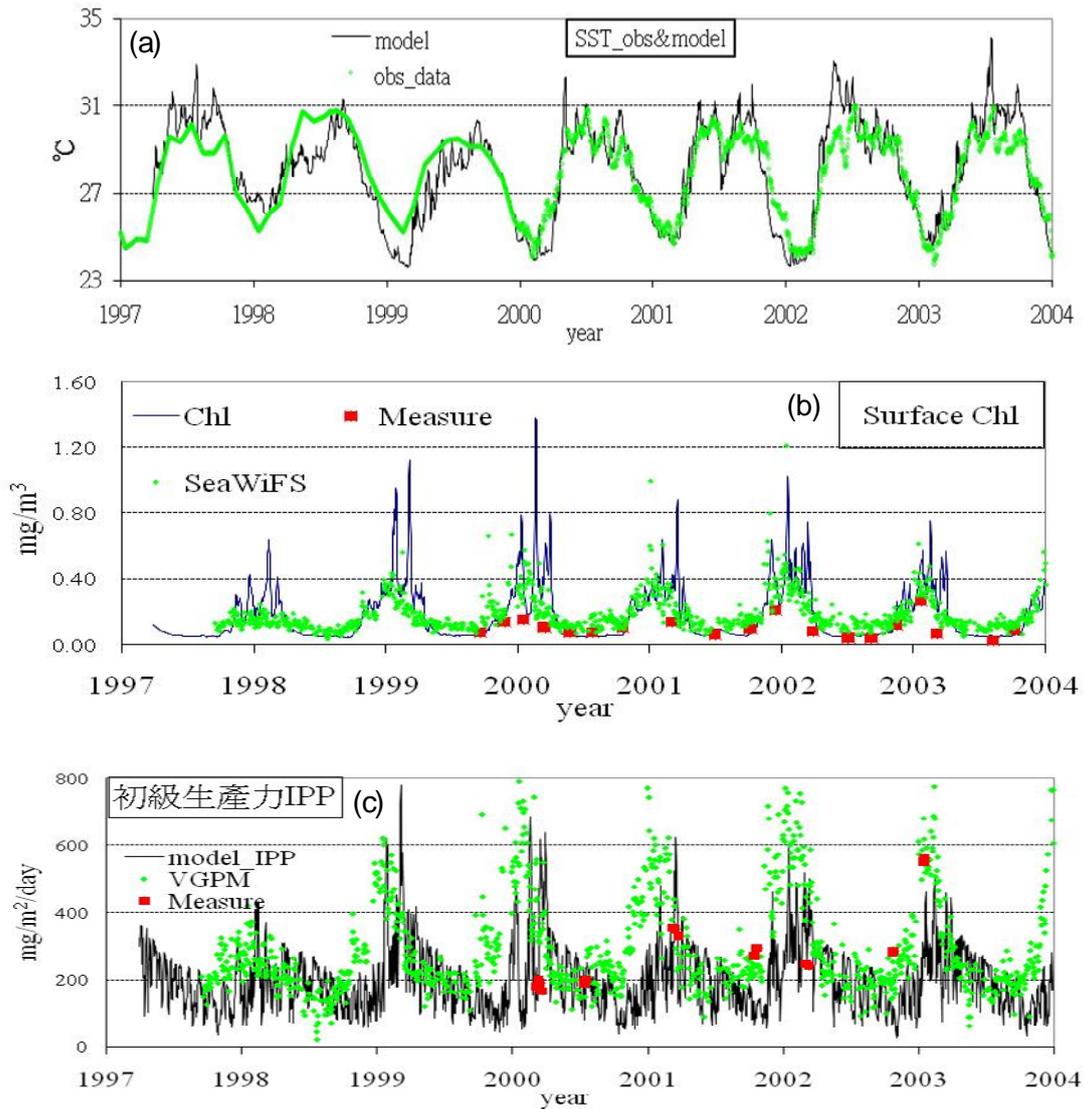


圖 3-1 SEATS 測站觀測資料與模式模擬結果，實線為模式的結果，綠點為衛星觀測資料，紅點為船測值。由上而下為(a)海表溫度 SST 模擬結果與衛星資料；(b)葉綠素 Chl；(c)初級生產力。

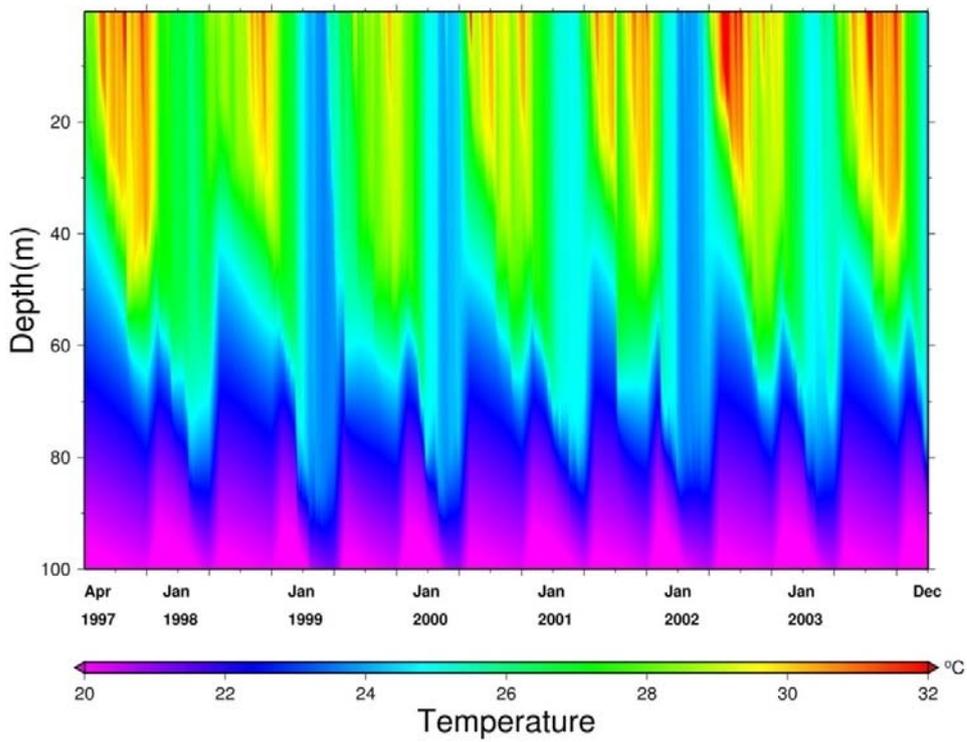
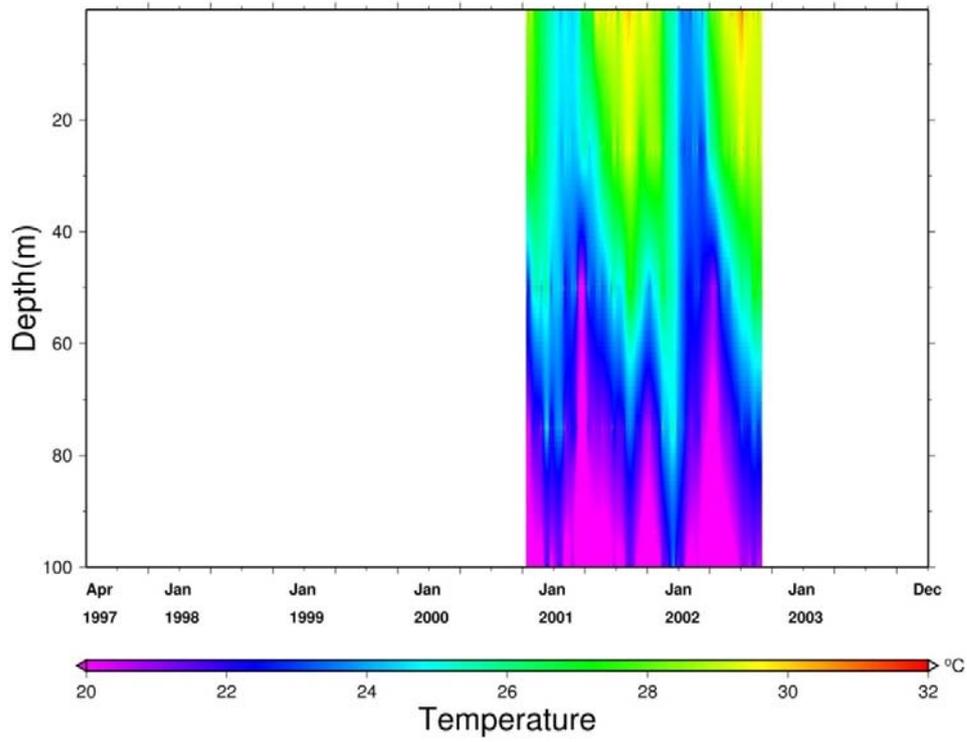


圖 3-2 上圖為 SEATS 站於 2000/10/9~2002/8/1 連續船測資料，下圖為模式模擬結果。

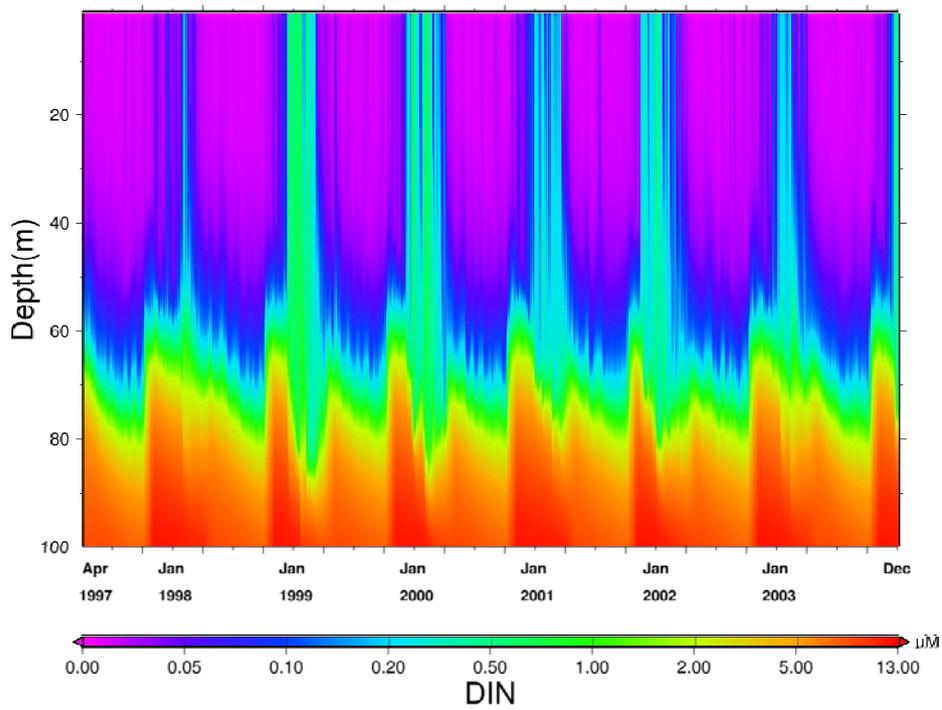
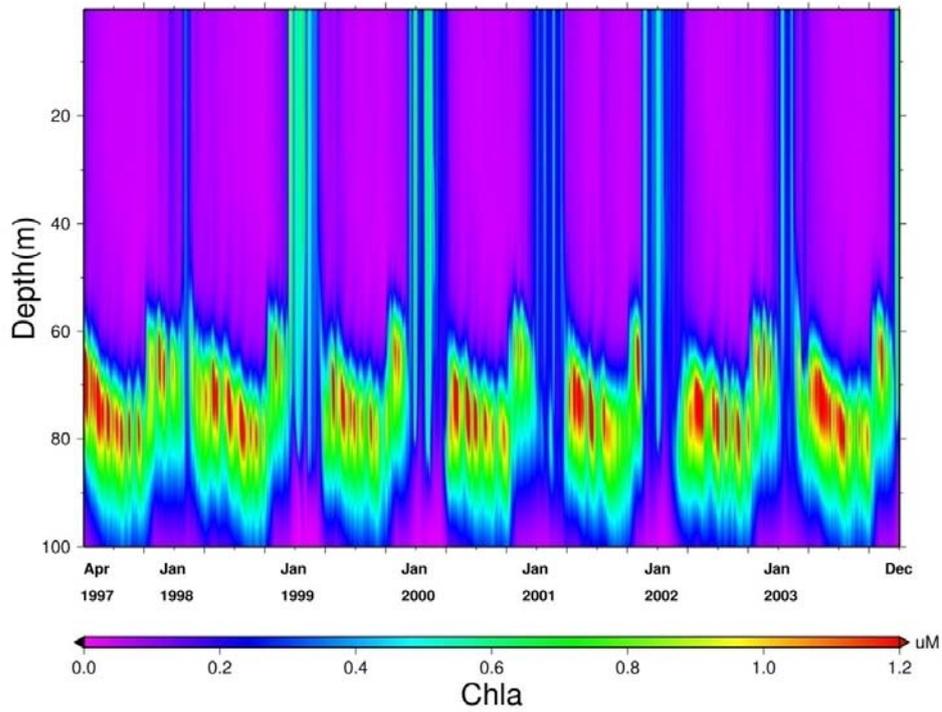


圖 3-3 上圖為模式模擬葉綠素垂直分布圖，下圖為模式模擬 DIN 垂直分布圖。

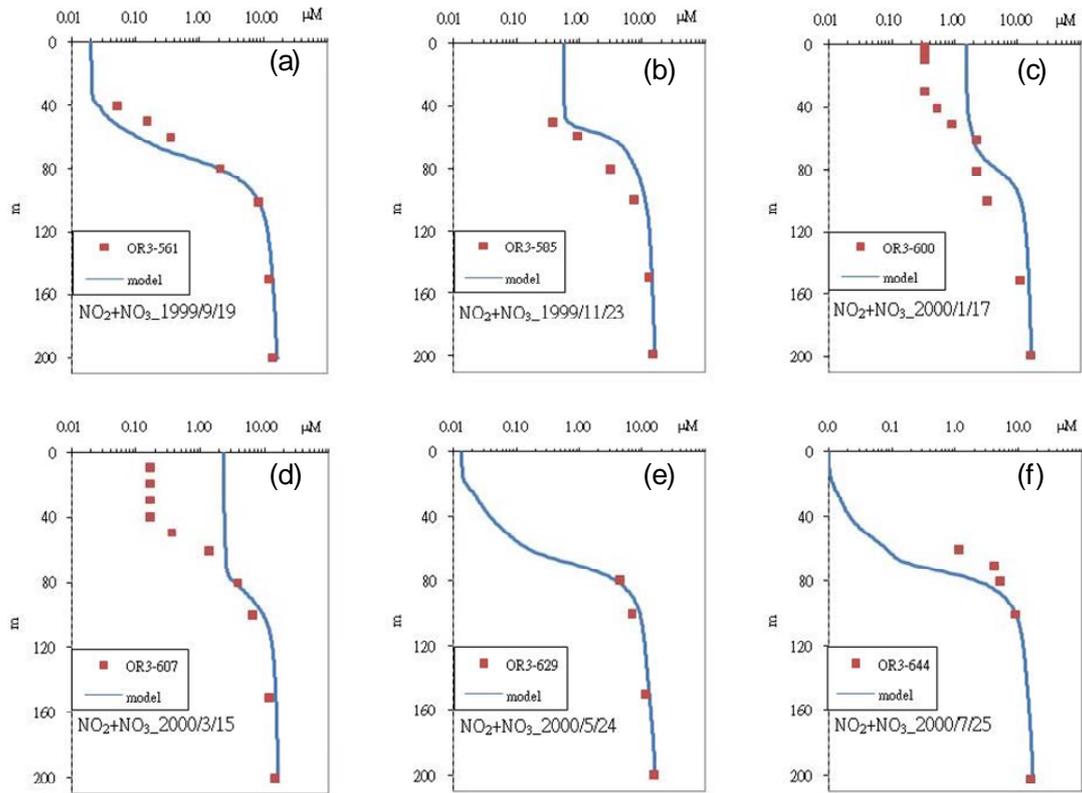


圖 3-4 藍線為模式模擬 DIN 取以 10 為底對數資料，紅點為各航次 DIN 觀測值取以 10 為底之對數資料，單位為 μM 。(a) OR3-561, 1999/9；(b) OR3-585, 1999/11；(c) OR3-609, 2000/1；(d) OR3-607, 2000/3；(e) OR3-629, 2000/5；(f) OR3-644, 2000/7。

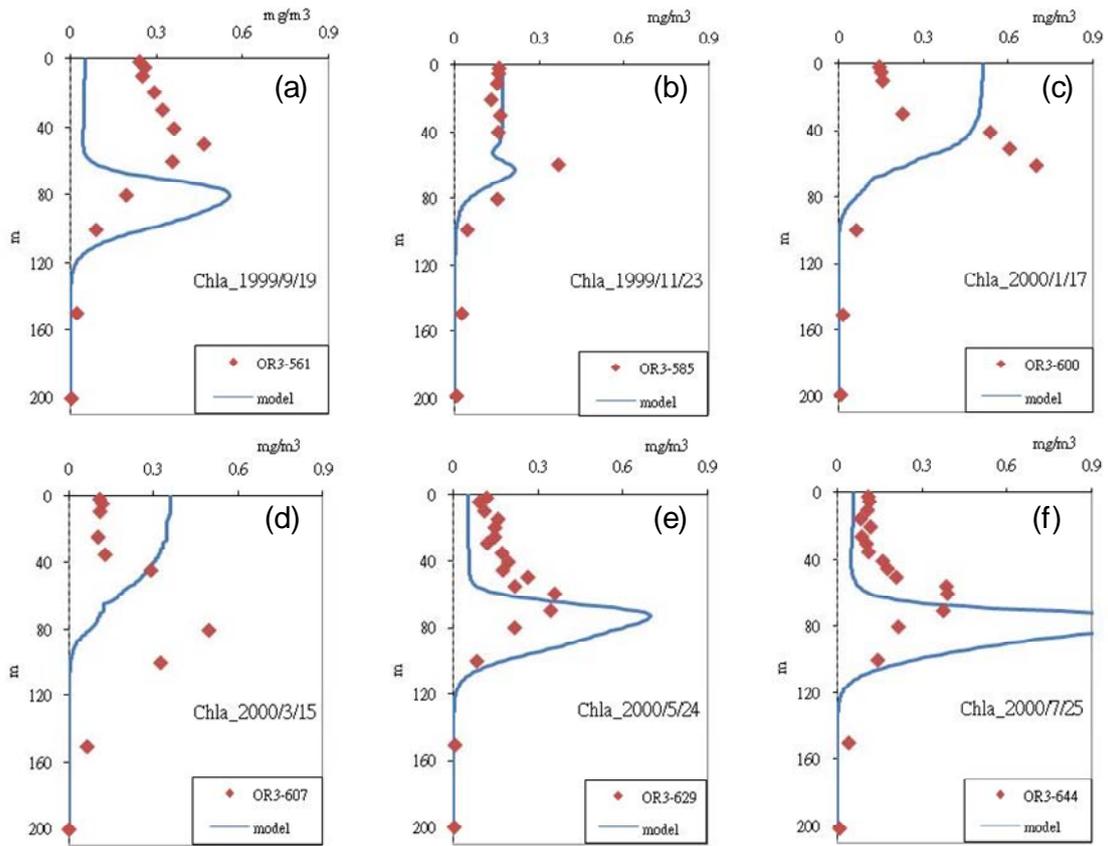


圖 3-5 藍線為模式葉綠素模擬資料，紅點為各航次葉綠素觀測值，單位為 mg/m^3 。 (a) OR3-561, 1999/9； (b) OR3-585, 1999/11； (c) OR3-609, 2000/1； (d) OR3-607, 2000/3； (e) OR3-629, 2000/5； (f) OR3-644, 2000/7。

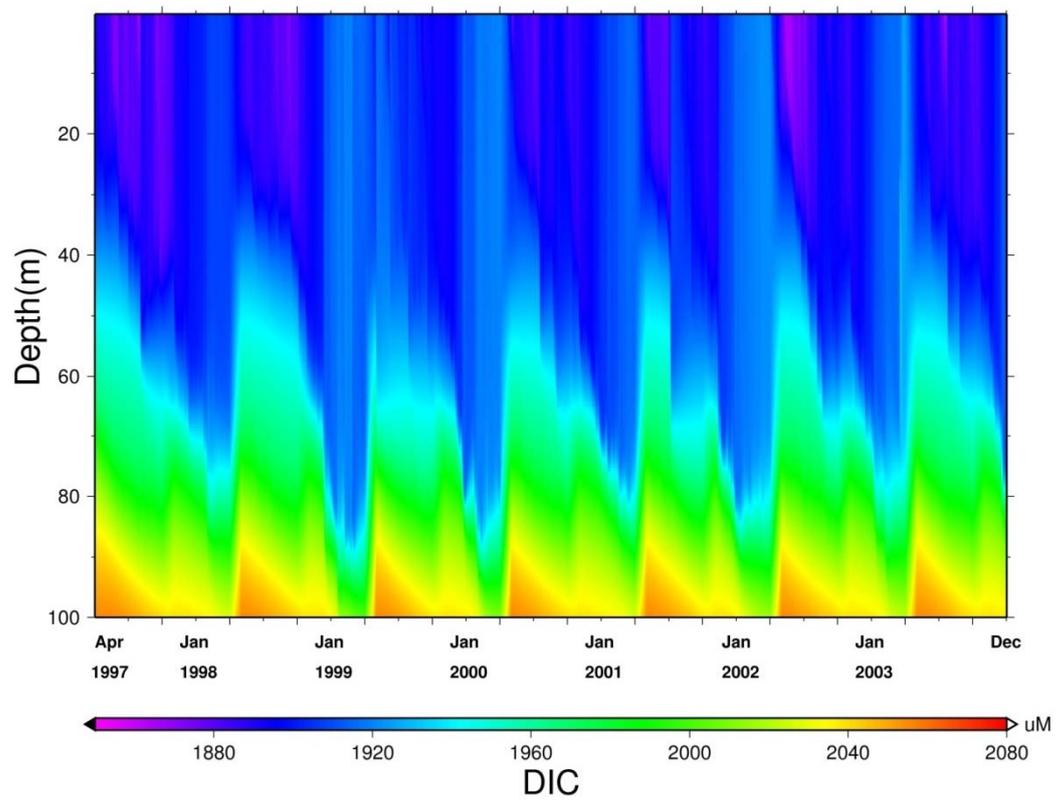
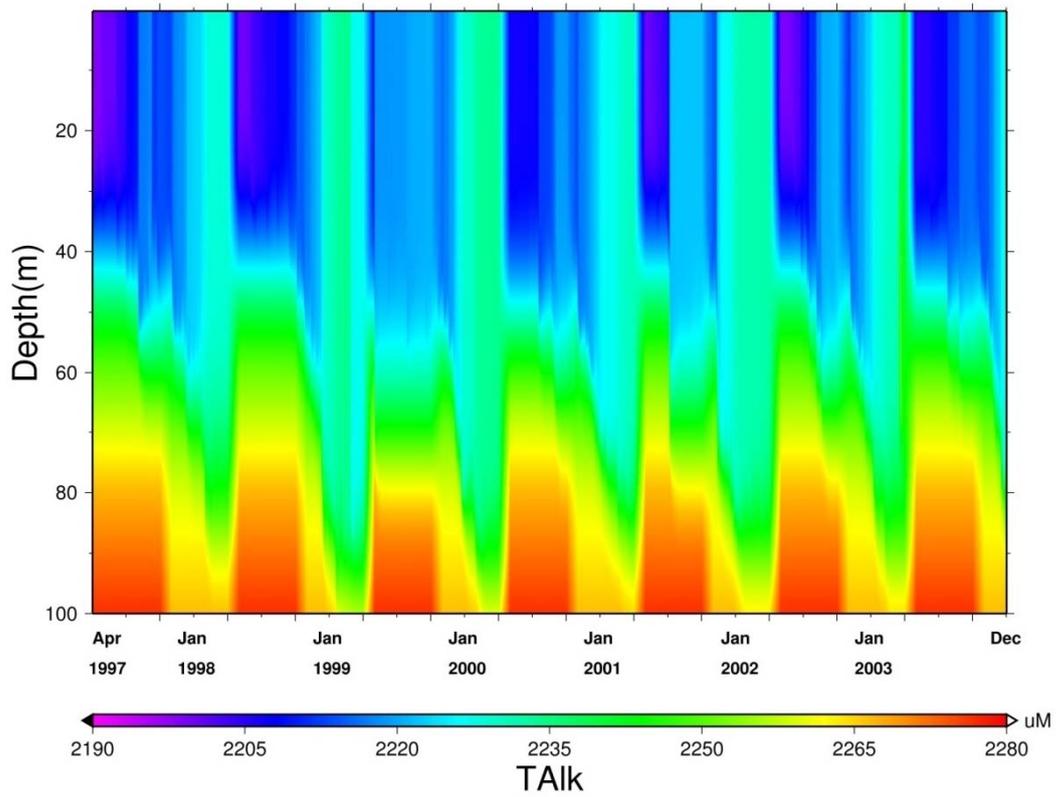


圖 3-6 模式所模擬鹼度與 DIC 垂直分布之時序變化，單位為 μM 。

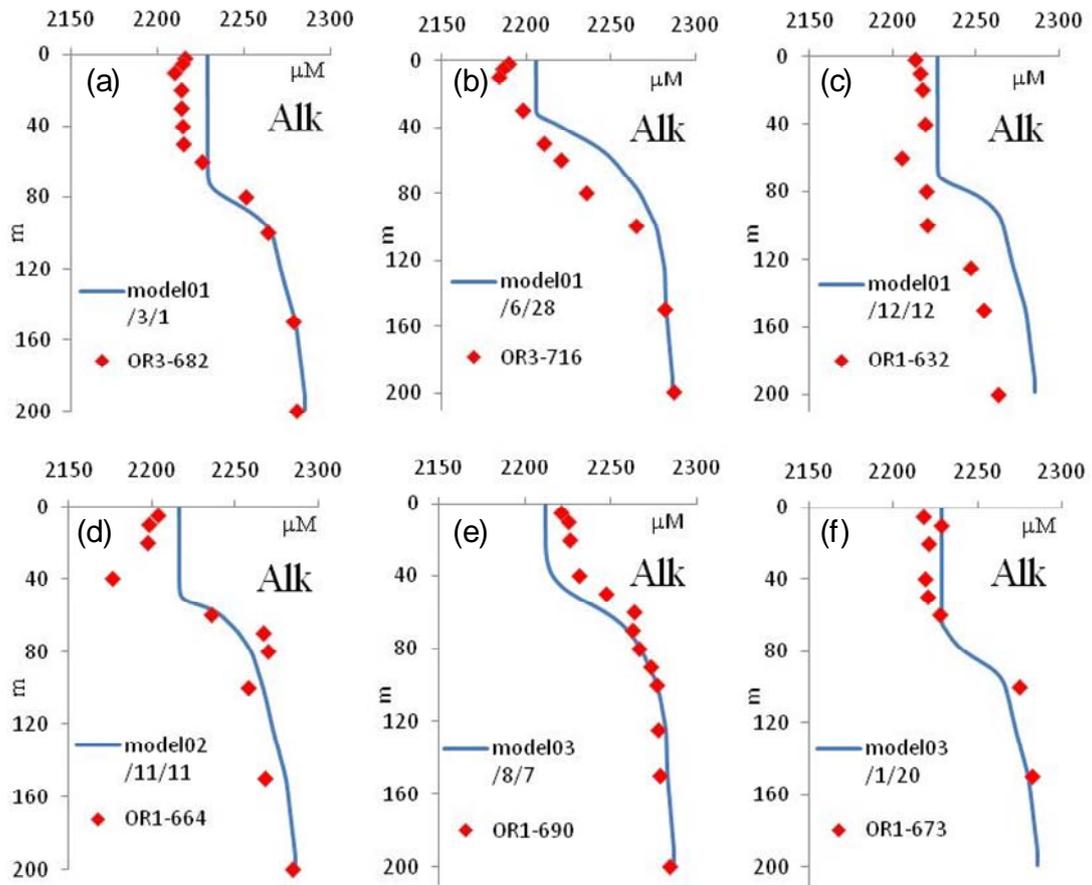


圖 3-7 藍線為模式模擬 Alk 資料，紅點為各航次船測值，單位為 μM 。 (a) OR3-682, 2001/3；(b) OR3-716, 2001/6；(c) OR1-632, 2001/12；
(d) OR1-664, 2002/11；(e) OR1-690, 2003/8；(e) OR1-673, 2003/1。

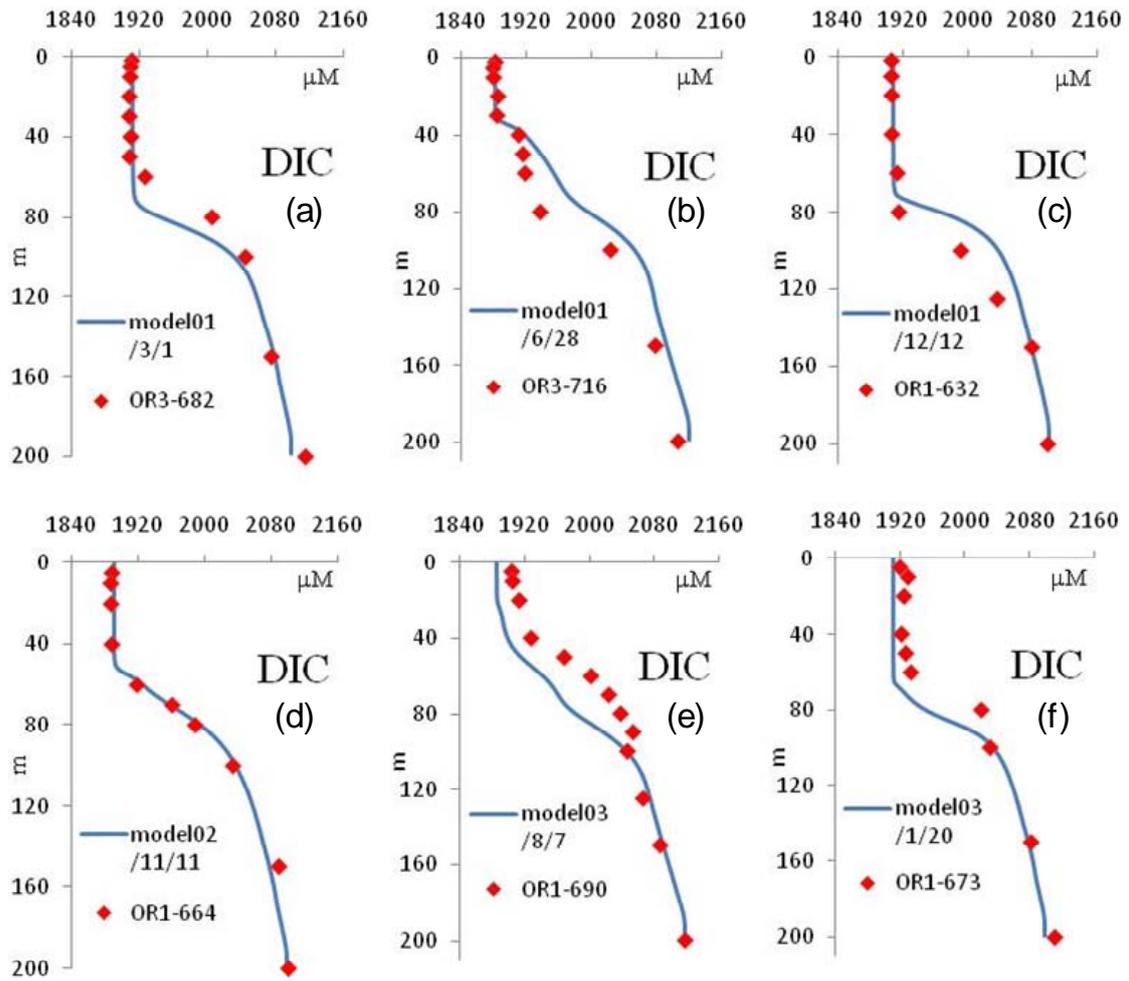


圖 3-8 藍線為模式模擬 DIC 資料，紅點為各航次船測值，單位為 μM 。

(a) OR3-682, 2001/3 ; (b) OR3-716, 2001/6 ; (c) OR1-632, 2001/12 ; (d)

OR1-664, 2002/11 ; (e) OR1-690, 2003/8 ; (e) OR1-673, 2003/1 。

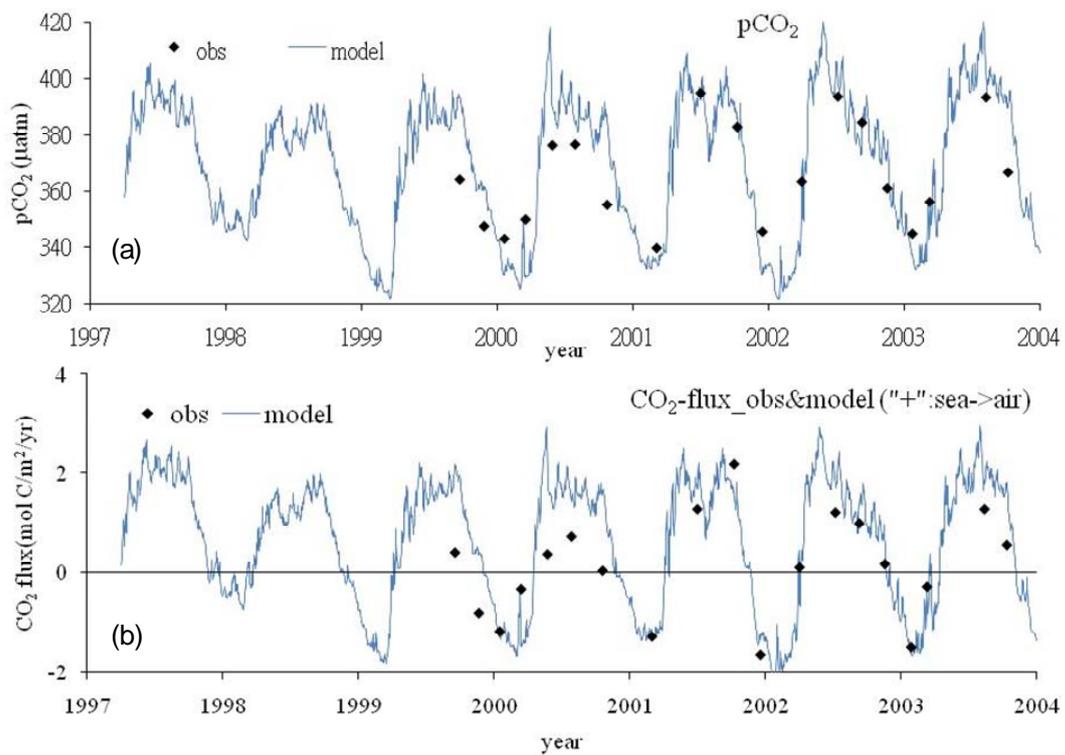


圖 3-9 (a)藍線為模式模擬 pCO₂ 的值，黑點為船測 pCO₂ 變化(Tseng, 2007)；(b)藍線為模式模擬 CO₂flux 的值，黑點是根據船測資料計算而得(Tseng, 2007)。

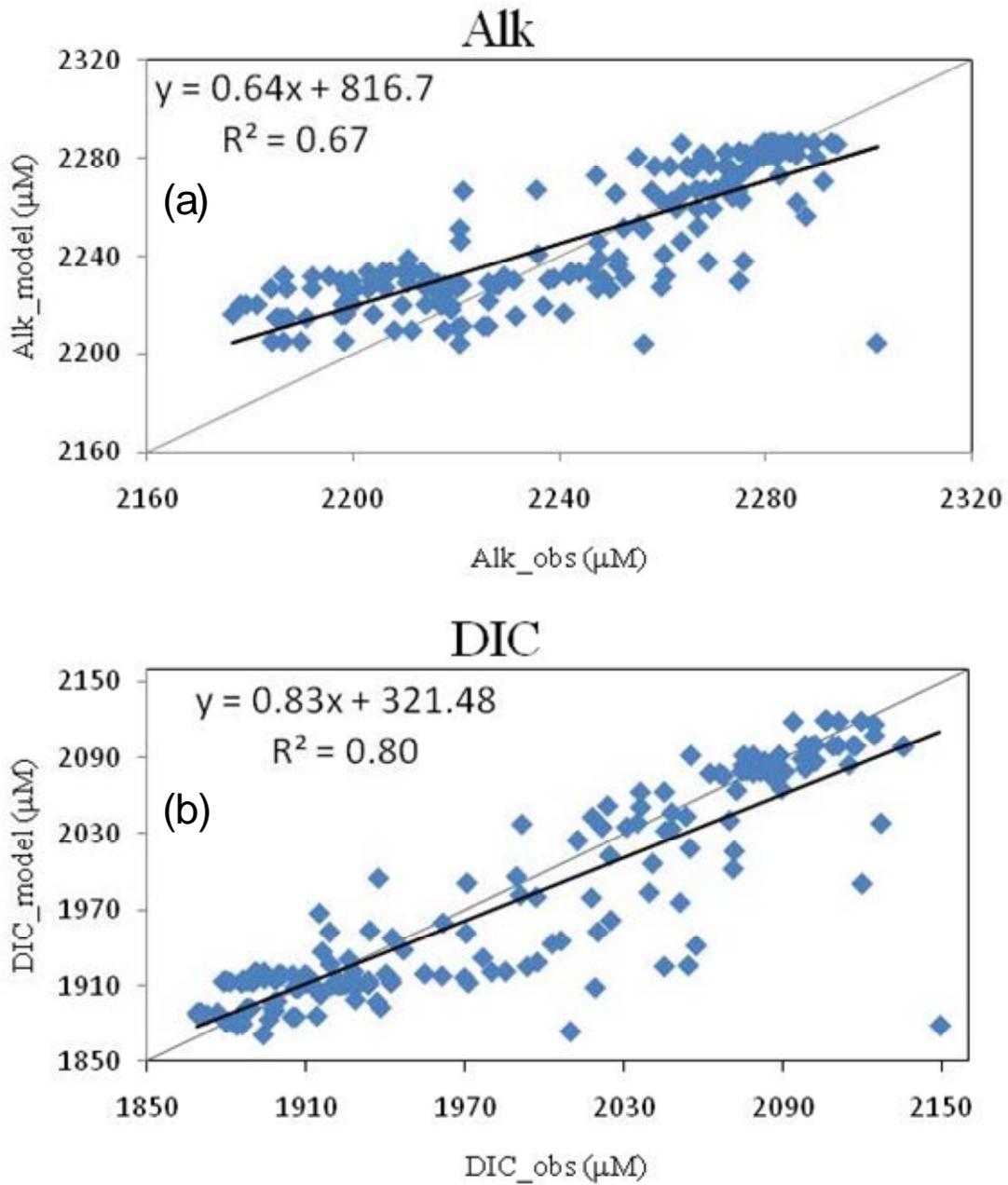


圖 4-1.1 (a) (b)分別為鹼度與 DIC 模擬與觀測值的線性關係圖。其中

粗黑線為線性關係回歸結果，細黑線為 1:1 比例線。

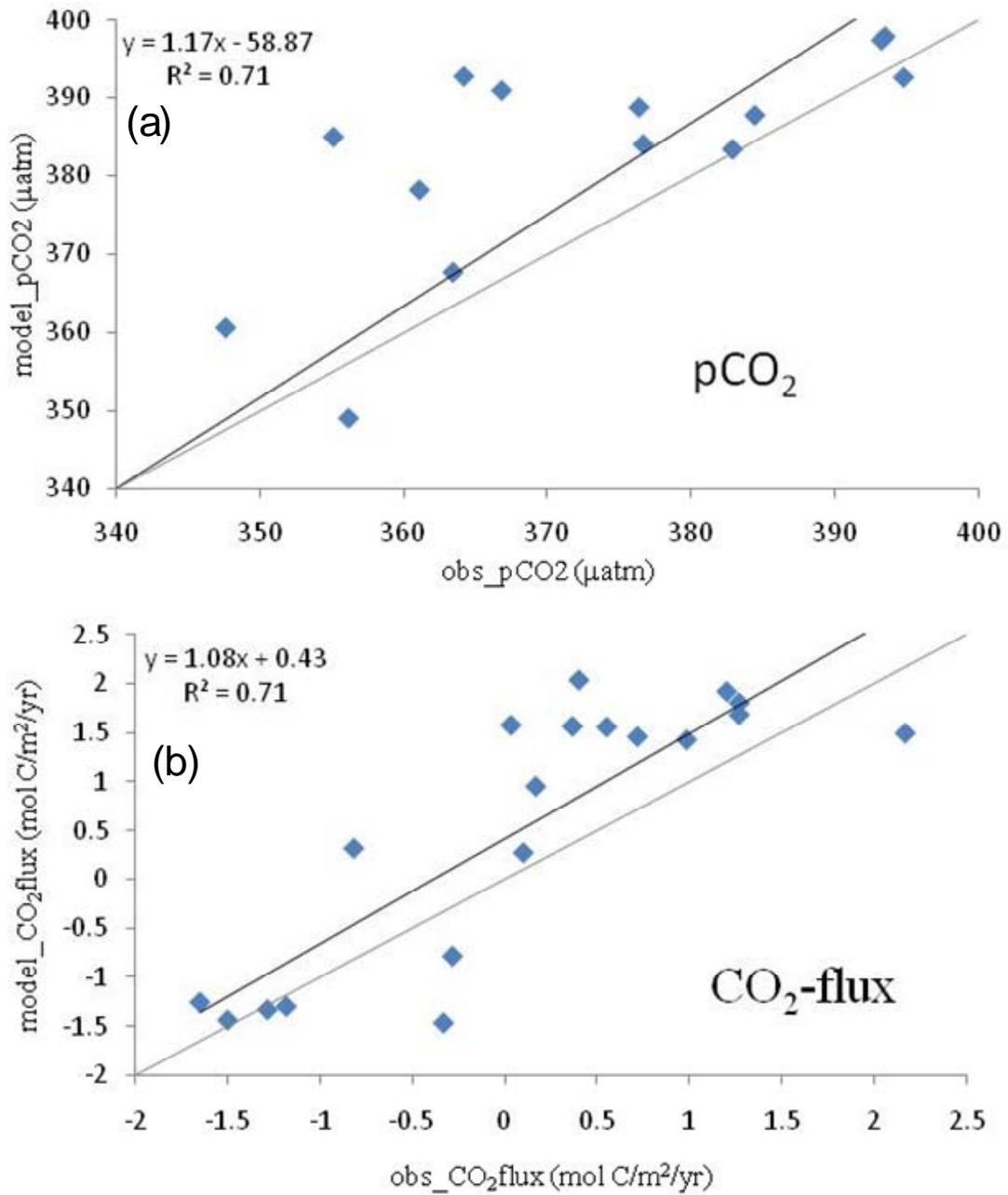


圖 4-1.2 二氧化碳分壓與二氧化碳分壓通量與觀測值比較，橫軸為船

測資料(Tseng, 2007)，縱軸為模式模擬結果。

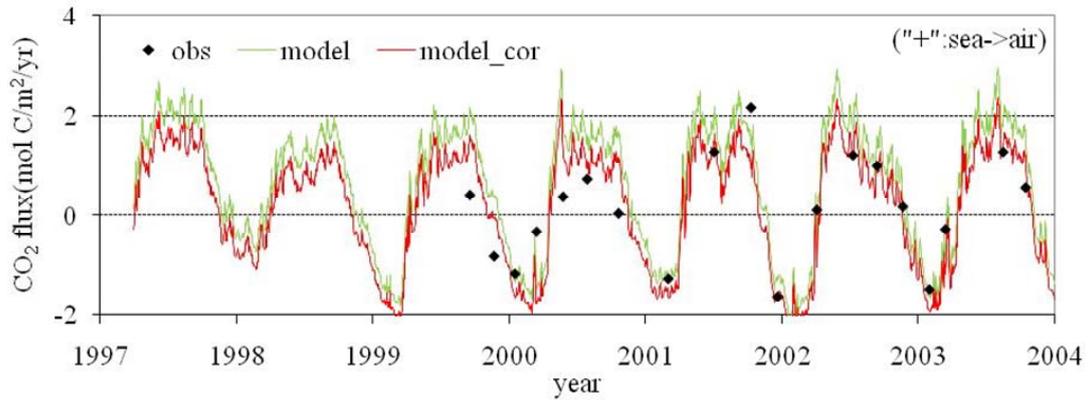


圖 4-1.3 藍線為模式未修正前海氣二氧化碳通量模擬值，綠色線為模式修正後海氣二氧化碳通量模擬值，黑點為船測資料計算值(Tseng, 2007)。

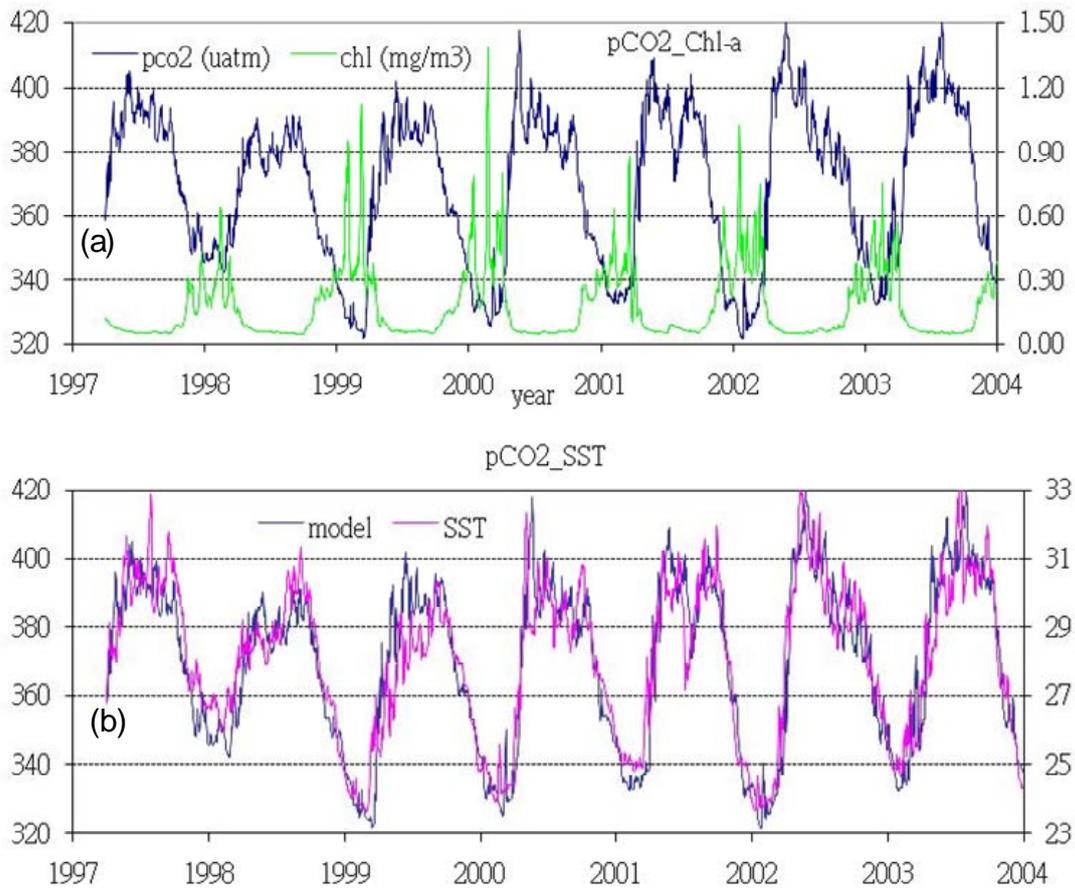


圖 4-2.1 (a)模式所模擬表水二氧化碳分壓(藍線)與表面葉綠素(綠線)

之時序圖(b) 模式所模擬表水二氧化碳分壓(藍線)與海表溫度 (紅線)

之時序圖。

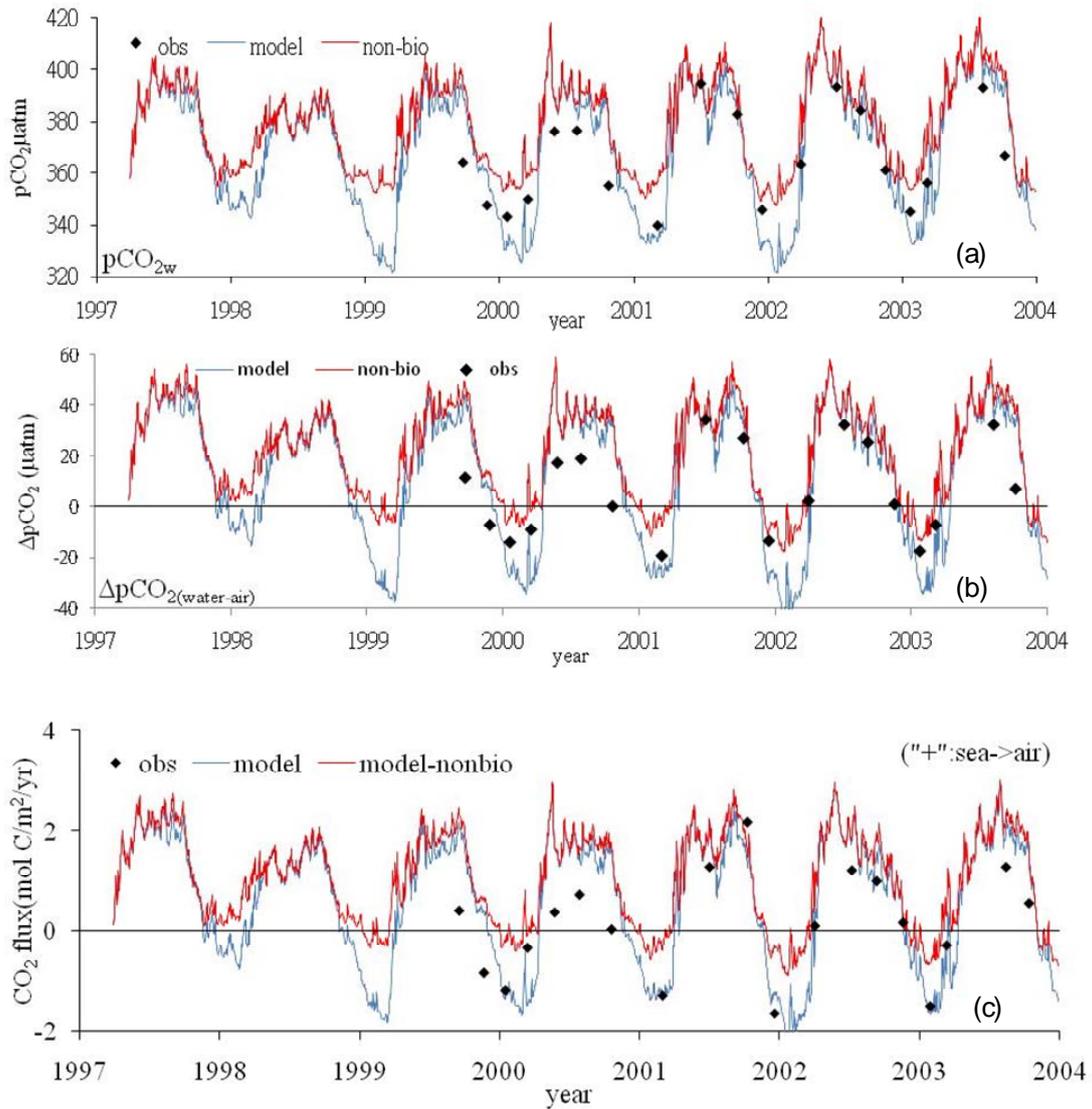


圖 4-2.2 有生物作用影響與沒有生物作用影響下(a)海表二氧化碳分壓(b)海氣二氧化碳分壓(c)海氣二氧化碳通量變化情況。藍線為有受生物影響，紅線為沒有生物影響。

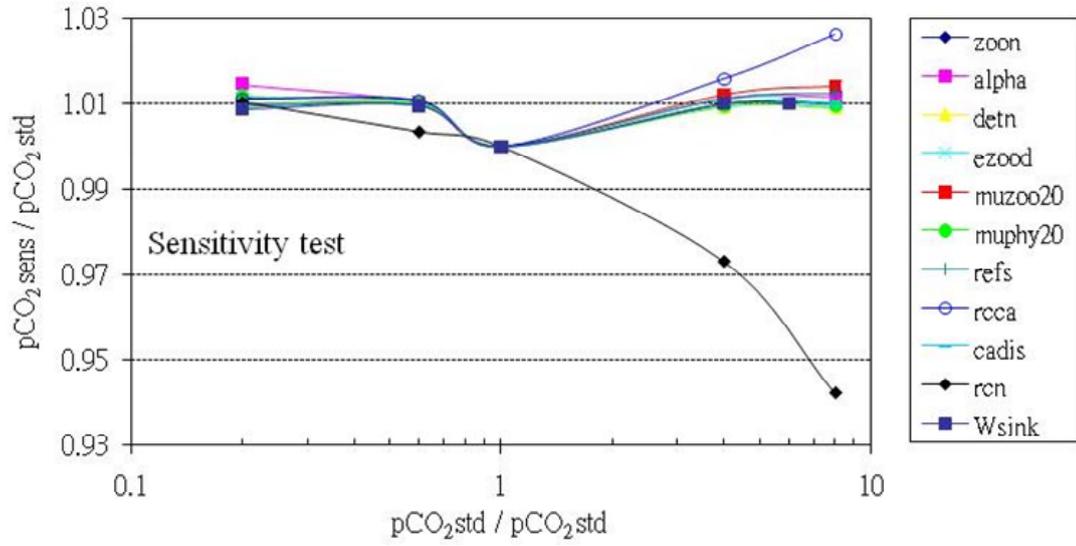


圖 4-3 生地化參數變化對海表二氧化碳分壓敏感度測試圖。

附錄一、生化化模式採用的參數值(Liu et al.,
2002; 2007)

Parameters	Description	Units	Value	References
κ_c	Light attenuation due to chlorophyll	$(\text{mg Chl m}^{-2})^{-1}$	0.048	Fasham et al. (1990)
κ_w	Light attenuation due to water	M^{-1}	0.040	Fasham et al. (1990)
q_{10}	Temperature dependent growth rate		1.884	Doney et al. (1996)
μ_{P20}	Maximum specific growth rate of phytoplankton at 20°C	d^{-1}	2.10	Doney et al. (1996)
α	Initial slope of $P-E$ curve	$(\text{mmol N/mg Chl}) \text{d}^{-1}$ $(\text{W m}^{-2})^{-1}$	0.050	Doney et al. (1996)
κ_N	DIN half saturation concentration	Mmol N m^{-3}	0.20	Doney et al. (1996)
R_H	Minimum chlorophyll/phytoplankton ratio (for high-light condition)	$\text{Mg Chl}(\text{mmol N})^{-1}$	1.0	Doney et al. (1996)
R_L	Maximum chlorophyll/phytoplankton ratio (for low-light condition)	$\text{Mg Chl}(\text{mmol N})^{-1}$	2.5	Doney et al. (1996)
E_K	Light level where photoadaptation starts	W m^{-2}	90	Doney et al. (1996)
η	Phytoplankton mortality rate constant	d^{-1}	0.075	Doney et al. (1996)
ω	Phytoplankton aggregation rate constant	$(\text{mmol Nm}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.10	Doney et al. (1996)
μ_{Z20}	Maximum specific growth rate of zooplankton at 20°C	d^{-1}	1.0	Fasham et al. (1990)
λ	Ivlev grazing constant	$(\text{mmol Nm}^{-3})^{-1}$	1.0	McGillicuddy et al. (1995)
γ	Fraction of grazing loss		0.25	McGillicuddy et al. (1995)
n_1	Linear zooplankton mortality rate constant	d^{-1}	0.11	McGillicuddy et al. (1995)
n_2	Quadratic zooplankton mortality rate constant	$(\text{mmol Nm}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.52	McGillicuddy et al. (1995)
ϵ_1	Fraction of linear rate of zooplankton loss that turns into to detritus		0.75	McGillicuddy et al. (1995)
ϵ_2	Fraction of quadratic rate of zooplankton loss that turns into to detritus		0.50	McGillicuddy et al. (1995)
δ	Remineralization rate constant of detritus	d^{-1}	0.10	Doney et al. (1996)
w_{sink}	Vertical velocity of detritus relative to water	M d^{-1}	-10	Doney et al. (1996)

附錄二、生地化模式

本研究曾花大量時間研究另一種生地化模式，此模式則是利用 Christian(2005)模式耦合原先 Mellor and Yamada (1982)物理模式，在模式中植物性植物浮游生物細分為碳(C_P ：phytoplankton carbon)、氮(N_P ：phytoplankton nitrogen)與磷(P_P ：phytoplankton phosphorus)，動物性浮游生物則沒細分，用 Z_p 符號代表；營養鹽分為溶解性無機碳(dissolved inorganic carbon, C_i)、溶解性無機氮(dissolved inorganic nitrogen, N_i)與溶解性無機磷(dissolved inorganic phosphorus, P_i)，其中 i 在模式中表示不同循環速度。另外在模式裡有溶解有機物質 DOM (dissolved organic matter)，分別細分為兩種($C_1, C_2, N_1, N_2, P_1, P_2$)，最後還有葉綠素(M)。模式中並沒有碎屑物質的部分，隨著模式的進行，植物性浮游生物的碳、氮、磷之間的比例會隨之改變。與之前不同的是在之前生地化模式中皆假設浮游植物與浮游動物的碳氮磷比相同(constant (Redfield) ratio model, 簡稱 CRM)，而在 ecmoc 中浮游植物的碳氮磷比則可以改變(variable ratio model, 簡稱 VRM)，在 CRM 中，生長項是直接由外部的營養鹽濃度所控制，在 VRM 中則只有吸收營養鹽的部分是由外部營養鹽濃度控制。模式假設深於兩百米後皆轉變為溶解態，可再分為 labile(容易再循環變為

營養鹽)與 semi-labile(相較於 labile 則需要較多的時間再循環)2 種，其中 labile 在模式中設定為一天循環一次，而 semi-labile 設定為一年循環一次。

首先介紹光合成活性受溫度影響的式子：

$$T_f = \exp \left[-\frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_{ref}} \right) \right]$$

E_a 表酵素反應所需能量 (enzyme activation energy) (Raven and Geider, 1998)， R 為氣體常數 (gas constant, $8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)， T 為溫度 ($^{\circ}\text{K}$)。

$$V_{max}^X = V_{ref}^X T_f \left(\frac{Q_{max}^X - Q^X}{Q_{max}^X - Q_{min}^X} \right)^{0.05}$$

上式則代表吸收營養鹽 X 的傾向， X 表各種營養鹽 (ex 碳、氮、磷)， V_{max} 表細胞中每克碳有幾克營養鹽 ($X \text{ mg} / C \text{ mg}$)； V_{ref} 為 $T = T_{ref}$ 且 $Q = Q_{min}$ 時的基本吸收速率；此吸收速率受到營養鹽濃度所限制，即 $V_X = V_{max}^X (1 - e^{-\alpha_X X_1})$ ，如之前 KKtype 模式中 2.2.3 中的抑制項。

在生長項部分，動物性浮游生物的生長受到內部細胞的限制或固定的碳氮磷比限制，以碳來說生長的速率如下式：

$$P_{\max}^C = P_{\text{ref}}^C T_f \min \left\{ \frac{Q^N - Q_{\min}^N}{Q_{\max}^N - Q_{\min}^N}, \frac{Q^P - Q_{\min}^P}{Q_{\max}^P - Q_{\min}^P} \right\}$$

其中 P_{ref}^C 是在 T_{ref} 溫度 (25°C) 且充滿營養鹽 ($Q = Q_{\max}$) 的情況下之生長

速率；若不考慮營養鹽的情況下，受光照所影響的式子如下：

$$P_{\text{phot}}^C = P_{\text{ref}}^C T_f (1 - e^{-\alpha_{\text{chl}} E \theta / P_{\max}^C})$$

其中 θ 為葉綠素與碳的比， E 為光照， α_{chl} 為浮游植物與光照關係圖的斜率，故綜合葉綠素與光照的因素式子如下：

$$\rho_{\text{chl}} = \theta_{\max}^N \frac{P_{\text{phot}}^C}{E \alpha_{\text{chl}} \theta}$$

藉由以上這些式子，可以定義出浮游性浮游生物的碳、氮、磷與葉綠素的值，表示如下：

$$\frac{dC_P}{dt} = (P_{\text{phot}}^C - \zeta V_N) C_P - (GR_{CP} + C_{XS}) - m_1 C_P - m_2 P_P^2 \frac{C_P}{P_P} - \kappa_{XU} C_{\text{INTR}}$$

ζ 符號代表的是生物呼吸作用用掉的量， G 是動物性浮游生物捕食植物性浮游生物之速率 (grazing rate)， C_{XS} 項用來表示因為動物性浮游生

物捕食植物性浮游生物，以動物性浮游生物體內的碳氮磷比為基準而多出的碳(由於海洋中的碳是不會缺少的，所以控制生長的不會是碳只會是氮或磷，所以會有剩下的碳)， κ_{XU} 為消耗速率係數， C_{INTR} 為在生物合成碳水化合物時，細胞內剩餘的碳的濃度。

$$\frac{dN_P}{dt} = \frac{V^N}{Q_N} N_P - (GR_{NP} + N_{XS}) - m_1 N_P - m_2 P_P^2 \frac{N_P}{P_P}$$

$$\frac{dP_P}{dt} = \frac{V^P}{Q_P} P_P - (G + P_{XS}) - m_1 P_P - m_2 P_P^2$$

等式右邊第一項皆是吸收營養鹽生長的部分， m_1 表死亡率， m_2 表集結造成的損失。

$$\frac{dM}{dt} = \frac{\rho_{chl} V^N}{\theta_c} M - \left(G \frac{C_P}{P_0} + m_1 C_P + m_2 P_P^2 \frac{C_P}{P_P} \right) \theta_c - \kappa_{dgr} M$$

κ_{dgr} 為葉綠素減少係數。

動物性浮游生物隨時間變化的式子如下：

$$\frac{dZ_P}{dt} = \lambda G - R - m_1 R_Z - m_2 P_Z^2$$

其中

$$G = G_0 [1 - e^{(-\alpha_G C_P)/R_{CP}}] P_Z \frac{C_P}{R_{CP}}$$

$$R = \frac{1}{R_{CP}} \max\{\gamma_Z T_f P_Z R_{CP} - C_{XS}, 0\}$$

G_0 為最大補食常數 (Maximum grazing parameter)， λ 為同化效率，也就是動物性浮游生物捕食植物性浮游生物時所吸收的比例， α_G 為捕食常數 (grazing parameter)， γ_Z 是動物性浮游生物在特定溫度下的呼吸率， R 為呼吸作用 (Respiration)，假設當捕食中有多餘的碳時，只會消耗碳而不會消耗其他營養鹽。

為了質量守恆，當植物性浮游生物體內的碳氮磷比與動物性浮游生物不同時，剩下就會成為 excess 的部分，而這些剩餘的部分必須藉著溶解池再循環，其通量定義如下：

$$C_{XS} = G \left(\frac{C_P}{P_P} - R_{CP} \right)$$

$$N_{XS} = G \left(\frac{N}{P_P} - R_{NP} \right)$$

$$P_{XS} = G \left(\frac{P_P}{C_P} R_{CP} - 1 \right)$$

在本模式中，有關於無機碳、氮與磷隨時間變化的式子如下：

$$\frac{dC_i}{dt} = (\xi V^N - P_{\text{phot}}^C) C_P + R * R_{CP} + C_{XS} + (\gamma_{C1} C_1 + \gamma_{C2} C_2) T_g$$

$$\frac{dN_i}{dt} = - \left(\frac{V^N}{Q^N} \right) N_P + R + N_{XS} + (\gamma_{N1} N_1 + \gamma_{N2} N_2) T_g$$

$$\frac{dP_i}{dt} = - \left(\frac{V^N}{Q^N} \right) P_P + R + P_{XS} + (\gamma_{P1} P_1 + \gamma_{P2} P_2) T_g$$

至於溶解態的部分式子如下，但並未將沉積物轉變成溶解態的部分列出，後面講沉積物部分再詳談；

$$\frac{dC_1}{dt} = [m_1(C_P + P_Z R_{CP}) + (1 - \lambda)G * R_{CP}](1 - F_L - F_P) - \gamma_{C1} C_1 T_g$$

$$\frac{dC_2}{dt} = [m_1(C_P + P_Z R_{CP}) + (1 - \lambda)G * R_{CP}]F_L + \kappa_{XU} C_{INTR} - \gamma_{C2} C_2 T_g$$

$$\frac{dN_1}{dt} = [m_1(N_P + P_Z R_{NP}) + (1 - \lambda)G * R_{NP}](1 - F_L - F_P) - \gamma_{N1} N_1 T_g$$

$$\frac{dN_2}{dt} = [m_1(P_P + P_Z R_{NP}) + (1 - \lambda)G * R_{NP}]F_L - \gamma_{N2} N_2 T_g$$

$$\frac{dP_1}{dt} = [m_1(P_P + P_Z) + (1 - \lambda)G](1 - F_L - F_P) - \gamma_{P1} P_1 T_g$$

$$\frac{dP_2}{dt} = [m_1(P_p + P_2) + (1 - \lambda)G]F_L - \gamma_{P2}P_2T_g$$

其中 T_g 項代表再礦化作用受溫度調節項，如下式：

$$T_g = e^{\kappa_T(T - T_{ref})}$$

κ_T 是在 ALOHA 測站所測得的受光照影響酵素反應係數(Christian and Karl, 1995)。其中 FL 表溶解態中容易循環的比例，FP 表顆粒態的比例，也就是會因為浮游動物與浮游植物的死亡與集結而增加，因再礦化而減少， γ_{C1} 與 γ_{C2} 分別相差 10 倍左右(此處仍在調整中，暫時用這比例)，其代表的意義在於循環的速度快慢。

沉積物在顆粒態的部分，是利用指數下降(exponential decline)函式來控制(Christian et al. 1997; hereafter CLK97)，在小於 200 米深時，上層所掉下的沉積物，會沉澱的過程中一部份轉變成溶解態，所以用以下的式子計算：

$$F_{in}(j) = \kappa_f \sum_{i=1}^{j-1} F_{out}^X(i) e^{-\kappa_f(j-i)\Delta z}$$

舉例來說，磷從第 i 層向下的通量如下表示：

$$F_{out}^P = [m_1(R_P + P_Z) + (1 - \lambda)G]F_P + m_2(P_P^2 + P_Z^2)$$

其中 F_P 表動物性浮游生物沒有吸收的，將其轉變為融解態後，一樣可分作容易循環與不容易循環的，而此項會影響到之前計算溶解性有機物的部分。也就是說，模式假設 200 米以下沒有顆粒沉下去，且在沉下去的過程中，沒有直接進行再礦化作用。