

國立臺灣大學理學院地質科學所

碩士論文

Department of Geosciences

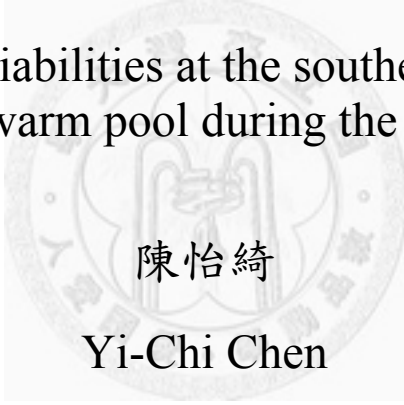
College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

西太平洋暖池南緣溫躍層二萬五千年來的水文變化

Thermocline variabilities at the southern margin of the
western Pacific warm pool during the last 25,000 years



陳怡綺

Yi-Chi Chen

指導教授：魏國彥 博士

李紅春 博士

Advisor: Kuo-Yen Wei, Ph. D.

Hong-Chun Li, Ph. D.

中華民國 100 年 1 月

January, 2011

誌謝

前些日子望著每年寒冬裡地質系館前那顆又沒了葉子的銀杏樹，不禁驚呼這已經是我乍到地質系來的第四個冬天了呢！要感謝的人之多，真怕我有所遺漏。首先感謝魏國彥老師給了我機會進入實驗室並且指導我，建構了一個無限大的空間讓我到處闖蕩，這些人生經驗對我而言何其寶貴，老師對於學術和處事的如珠妙語，也總是讓我如沐春風。感謝引領我進入古海洋研究的陳明德老師，自大學以來的種種的協助，不論是大學時的計畫、論文方向的指點與論文研究寶貴的意見，老師的提拔我永感在心。感謝李紅春老師對於論文的指導以及米泓生老師和沈川洲老師的儀器提供了論文中的實驗數據，除了平時開會的提點，也感謝老師們擔任本論文的口試委員，你們細心的修改和寶貴的建議讓零零落落的論文充實了起來，给了我更多思考的面向，我會繼續努力的。

謝謝中研院的俞聖法老師、Mark 和 Jim 學長們無私的協助，讓我學習見識到了不同的實驗絕活。謝謝李孟陽老師、楊天南學長、子虔學姐、時雨學姐和林慧玲老師，平時開會或研討會中與你們的討論總是讓我獲益良多。

能遇見這麼多亦師亦友的同伴真的非常榮幸。羅立和詠斌學長不厭其煩的教導給予了我莫大的幫助，與你們聊天一刻勝過讀書三昧啊！我最親愛的小鯊同學和少薇學姐，怎麼可以變成一天不見就會無限掛念的關係了咧？這份難以言喻的情感只有我們彼此能懂了。永翔好鄰居的陪伴，讓碩一都在修課的生活多了好多逗趣的回憶。跟在展沾小黃哥的旁邊讓我見識了很地質的野外，點點滴滴的感謝我想是數不清了，心直口快的我們大概會永遠繼續毒舌砥礪批判彼此下去。謝謝萬能的郝豫學姐處理繁雜的實驗室事務，讓我們輕輕鬆鬆安穩穩地生活著。勤奮的Amy姊姊真是很重要的支柱，雖然通常我遇見妳時總是有氣無力，妳也只是嘴上嫌棄我而已。花花老斯韻嫻不時餵養和忍受懶惰的我，我會用行動好好地報答妳的。智凱、貞吟、允心、巧芸、興麟、怡美、心怡、忠哲和林蔭學長姐，你們的鼓勵對我何其重要，荷雅、周大爺、阿刀和於蓁，能認識你們真的很開心。

海大的佳汝、嘉真、小堅、柏森和大姐姐，你們強大的岩芯經驗和一直以來的關心我也永難忘懷。還有罔陽、易美喵、游阿游、君瑗、憲哥、欽泓、丁權和錢映學，三不五時的相聚給了我好多活力！不離不棄的林盈、許芯和黃小雯，繞了一個圈我們又在同一間學校湊在了一起，有妳們的相伴總是很開心。謝謝夾帶我上棲蘭山的William、每周素食俱樂部的Burr、東大的Yoshimi和來自瑞典的Oscar及Adam，藉著我尚能溝通的英文，和你們的交流總是令我大開眼界。

這趟上山下海的旅程如果沒有強勢老媽和囉嗦老爸的支持實在難以進行，謝謝你們萬般包容無理的我，眾多至親長輩們的關愛我同樣永遠銘記在心。

摘要

赤道太平洋溫躍層的海水溫度和深度決定了上部垂直水層的特徵，溫躍層的變化也與高緯度與低緯度之間傳熱以及中層水的循環有關。為了得到西南太平洋暖池溫躍層結構末次冰盛期以來的水文變化紀錄，本研究分析所羅門海岩芯 MD05 – 2925 (9°20' S, 151°27' E, 水深: 1642 m) 溫躍層種屬浮游性有孔蟲 *Pulleniatina obiquiloculata* 的鎂/鈣比值，以重建當地之古海水溫度，並使用前人研究中相關的化學分析資料進一步重建表層垂直水體結構的變化。

從西太平洋暖池表層與溫躍層海水溫度的梯度 (ΔT) 變化來看，東西赤道太平洋變化程度並不同步，本研究結果顯示西南太平洋暖池溫躍層的深度從末次冰盛期以來持續變淺，因此在千年尺度上整體赤道的溫躍層可能受到持續變弱的貿易風影響而使暖池向東赤道太平洋擴張。此外，前人提出在末次冰消期中，由於南極海冰的消退，使南大洋的底水湧升至中層水，透過南極中層水或亞南極模態水東赤道太平洋紀錄到的有孔蟲碳同位素極小值事件的發生，而我們的研究結果支持西赤道太平洋為此通路的一部分，南大洋在冰消期能提供更多的營養物質輸送往西南太平洋暖池的溫躍層，並透過赤道潛流持續往東赤道太平洋推進。

關鍵詞：西太平洋暖池、溫躍層、鎂鈣元素比古溫度計、上部溫躍層溫度梯度、冰消期、末次冰盛期

Abstract

The temperature and depth of the thermocline are crucial features of the upper water column in the equatorial Pacific because they relate to heat transfer and intermediate water circulation between high- and low-latitudes. To infer changes in thermocline structure of the southwestern equatorial Pacific during the last 25,000 years, we analyzed geochemical proxies of *Pulleniatina obiquiloculata* (355-425 μm), a thermocline-dwelling planktic foraminifera, from the sediment core MD05-2925 (9°20' S, 151°27' E, water depth: 1642 m) in the Solomon Sea.

Our results suggest that changes in magnitude and timing of the thermal gradient (ΔT) between surface and thermocline waters in western Pacific warm pool differed from that in the East Equatorial Pacific since the Last Glacial Maximim. The depth of thermocline in the Solomon Sea site has been shoaled continuously, probably relates to the increased tilt of thermocline across the equator. The presence of a $\delta^{13}\text{C}$ minimum at the end of the deglaciation suggests that the thermocline in western equatorial Pacific might have played a role in “ocean tunneling” connecting the high- and low-latitude feedback loop during the Termination I. Our results collaborate with a previous hypothesis that during the deglaciation the ^{13}C -depleted water has increased its production rate in the Southern Ocean and therefore expanded supplying more nutrients to the thermocline waters of the southwest Pacific warm pool.

Keywords: thermocline, Indo-Pacific Warm Pool, deglaciation, Last Glacial Maximim, Mg/Ca-paleothermometry

總目次

誌謝	I
摘要	II
Abstract.....	III
總目次	IV
章節目次	V
圖目次	VII
表目次	IX



章節目次

第一章 緒論	1
1.1 赤道太平洋表層水體結構特徵	1
1.2 西太平洋暖池之古海洋相關研究	5
1.3 末次冰盛期以來全球古氣候相關研究	6
1.4 研究動機	7
第二章 研究方法	9
2.1 研究材料	9
2.2 年代模式的建立	9
2.3 古溫度計的原理	12
2.3.1 有孔蟲殼體鎂鈣比值古溫度計	12
2.3.2 鎂鈣分析樣本前處理	12
2.4 有孔蟲殼體的氧碳同位素	14
2.4.1 氧同位素的定義及影響因素	14
2.5 有孔蟲 <i>Globigerinoides ruber</i> 和 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> 的生態特性	16
2.6 表層水體垂直結構的重建	17
第三章 研究結果與討論	19
3.1 年代模式結果	19
3.2 上部溫躍層海水古溫度的重建	21
3.2.1 <i>P. obliquiloculata</i> 殼體鎂鈣比值分析結果	21
3.2.2 評估前處理的有效性	21
3.2.3 古上部溫躍層海水溫度的轉換結果	21

3.2.4 西赤道太平洋溫躍層的溫度紀錄.....	22
3.3 古海水氧同位素值的重建.....	29
3.3.1 古海水氧同位素值的推估.....	29
3.3.2 古海水氧同位素值的紀錄.....	29
3.4 表層垂直水體結構的重建.....	33
3.4.1 表層垂直水體結構的重建結果.....	33
3.4.2 東西赤道太平洋溫躍層的紀錄.....	34
3.5 <i>P. obliquiloculata</i> 殼體碳同位素的變化.....	36
3.5.1 岩芯 MD05-2925 <i>P. obliquiloculata</i> 殼體碳同位素的紀錄.....	36
3.5.2 赤道太平洋有孔蟲殼體碳同位素的紀錄.....	36
3.6 赤道太平洋溫躍層變化與全球氣候的連結.....	38
第四章 結論.....	40
參考文獻.....	41

圖目次

圖 1-1	太平洋主要的赤道洋流系統及其東西邊界流的關係示意圖.....	3
圖 1-2	所羅門海域 (151.5°E、9.5°S) 於 2005 年的年平均溫度在水深 0-600 公尺的變化曲線.....	3
圖 1-3	一般狀況下及受聖嬰現象影響的赤道太平洋與大氣的 Bjerknes 回饋.....	4
圖 1-4	<i>P. obliquiloculata</i> 之手繪及電子顯微鏡圖.....	8
圖 1-5	太平洋海水於深度 100 公尺處之溫度分布圖.....	8
圖 2-1	岩芯 MD05-2925 位置及周遭海底地形圖.....	10
圖 2-2	使用相關化學分析結果建立表層水體垂直結構之流程圖.....	18
圖 3-1	岩芯 MD05-2925 之 ^{14}C 年代對深度及沉積速率對年代圖.....	20
圖 3-2	(A)岩芯 MD05-2925 之 <i>P. obliquiloculata</i> 的鎂/鈣比值對應深度圖；(B)古上部溫躍層海水溫度重建對年代變化曲線.....	23
圖 3-3	岩芯 MD05-2925 之 <i>P. obliquiloculata</i> 的鎂/鈣比值對應鋁/鈣比值關係圖.....	24
圖 3-4	岩芯 MD05-2925 之 <i>P. obliquiloculata</i> 的鎂/鈣比值對應錳/鈣比值關係圖.....	24
圖 3-5	岩芯 MD05-2925 之 <i>P. obliquiloculata</i> 的鎂/鈣比值對應鐵/鈣比值關係圖.....	25
圖 3-6	25,000 年以來的西太平洋溫躍層海水溫度紀錄.....	26
圖 3-7	望加錫海峽與班達海的現代鹽度變化及海洋環流示意圖.....	27
圖 3-8	末次冰盛期西太平洋暖池的海陸分布示意圖.....	28
圖 3-9	末次冰盛期後西太平洋暖池的海陸分布示意圖.....	28
圖 3-10	古海水面變化紀錄.....	31
圖 3-11	表層水體結構於 25,000 年以來的重建.....	32
圖 3-12	赤道太平洋上部海水溫度及水體氧同位素紀錄.....	35
圖 3-13	岩芯 MD05-2925 於 25,000 年以來 <i>P. obliquiloculata</i> 的碳同位素紀錄.....	37
圖 3-14	南極中層水可能傳輸的路徑.....	37



表目次

表 2-1 加速器質譜儀 ^{14}C 定年結果	11
表 3-1 末次冰盛期以來的海平面變化曲線中引用的古海水面紀錄	30



第一章 緒論

1.1 赤道太平洋表層水體結構特徵

赤道太平洋擁有海洋最大的暖水區即西太平洋暖池 (western Pacific warm pool, WPWP)，暖池區域海水溫度高，釋放了大量的水蒸氣到大氣之中，並形成降水雲團，而東赤道太平洋則是海洋中主要的二氧化碳源區之一 [Takahashi et al., 2002]，兩者皆是海洋與大氣交互作用旺盛的區域，在全球氣候系統中扮演關鍵的角色 [Yan et al., 1992; Cane, 1998]。

一般而言，赤道的盛行東風將太平洋上層海水吹向西太平洋，形成南赤道流 (South Equatorial Current, SEC)，這股海流在西赤道太平洋受到地形的阻擋而堆積形成了厚層的海表暖水區，即為西太平洋暖池，表面海水年均溫可達 28-30°C，比東赤道太平洋水團的 22-24°C 高出許多 [Webster and Palmer, 1997]。低緯度的西邊界流 (low-latitude western boundary currents, LLWBCS) 包括了北半球的明答那峨流 (Mindanao Current) 及南半球的新幾內亞邊界流 (New Guinea Coastal Current, NGCC) 和新幾內亞邊界潛流 (New Guinea Coastal Undercurrent, NGNUC) (圖 1-1)，這些低緯度的西邊界流源自於中、高緯度的水團，不僅是全球溫鹽環流的一部分，也參與了海洋與大氣的交互作用 [Fine et al., 1994]。在向西流的南赤道流之下，有一股向東的赤道潛流 (Equatorial Under Current, EUC)，此潛流源自於新幾內亞邊界潛流，會在東赤道太平洋湧升至表層後匯入北赤道洋流 (North Equatorial Current, NEC) [Lukas, 2000]。溫躍層 (thermocline) 為混合層 (mixed layer) 暖水與深層冷水的介面 (圖 1-2)，也是海水溫度隨深度變化最大的水層，被認為與熱含量的平衡和水氣分配有關。溫躍層深度在西赤道太平洋地區較東赤道太平洋地區為深，也因此西太平洋暖池的混合層也較厚，使溫躍層的深度大約介於 80 到 300 公尺之間 [Locarnini et al., 2006]。

聖嬰-南方震盪現象 (El Niño–Southern Oscillation, ENSO) 為在大氣與海洋的交互作用下，太平洋年際震盪的現象，其週期約為 2-7 年，並有聖嬰 (El Niño) 與反聖嬰 (La Niña) 兩種狀態。當聖嬰現象發生時，使赤道由東向西吹拂的貿易風減弱甚至反向 [Rasmusson and Carpenter, 1982] (圖 1-3)，導致 SEC 減弱，赤道太平洋地區的海平面東西向壓力梯度減小，西深東淺的溫躍層坡度變得較平緩，暖水區域因而向東擴張，上方的降水雲團也隨之向東移動 [McPhaden and Picaut, 1990]。聖嬰現象也使中太平洋和東太平洋的海水溫度上升，造成赤道太平洋中部和東部降雨量激增，常在秘魯北部和厄瓜多發生土石流災害，而在西赤道太平洋，由於降水雲團東移，聖嬰現象常使西部的巴布亞新幾內亞島 (Papua New Guinea)、印尼 (Indonesia) 和中南半島的雨林區降雨量減少，引發乾旱甚至引起森林火災，焚燒而生成的大量懸浮微粒更是會造成霾害，影響東南亞一帶的空氣品質甚鉅，對於人類的遷徙和經濟活動皆造成重大的衝擊 [Cane, 2005]。

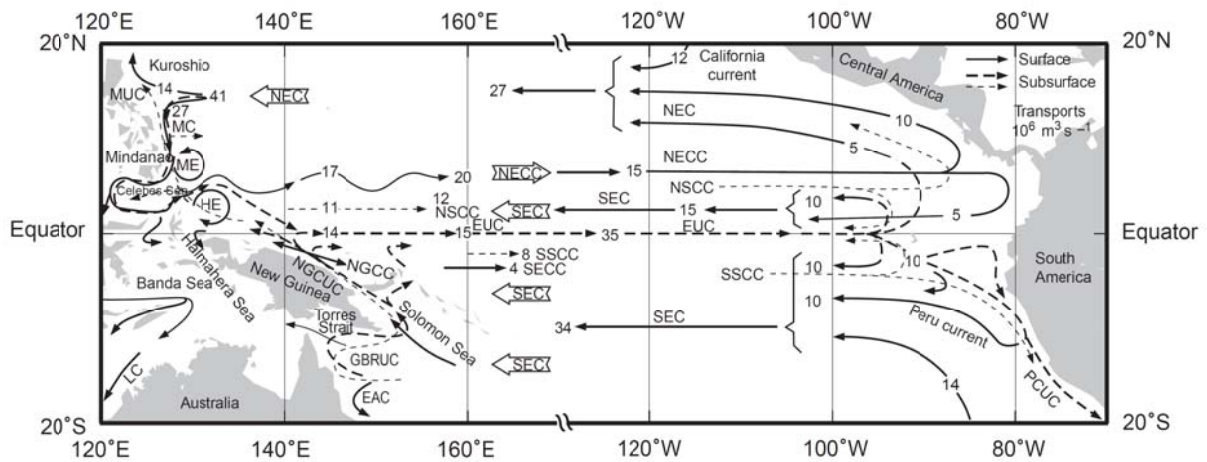


圖 1-1 太平洋主要的赤道洋流系統及其東西邊界流的關係示意圖

本圖取自 [Lukas, 2001]。本文論及的洋流有：(1)赤道表層洋流---北赤道洋流 (North Equatorial Current, NEC)、南赤道洋流 (South Equatorial Current, SEC)；(2)赤道次表層洋流---赤道潛流 (Equatorial Undercurrent, EUC)；(3)低緯度西邊界流---民答那峨流 (Mindanao Current, MC)、新幾內亞邊界流 (New Guinea Coastal Current, NGCC)和新幾內亞邊界潛流 (New Guinea Coastal Undercurrent, NGCUC)；(4)大堡礁潛流 (Great Barrier Reef Undercurrent, GBRUC)；(5)東澳洋流 (East Australian Current, EAC)。

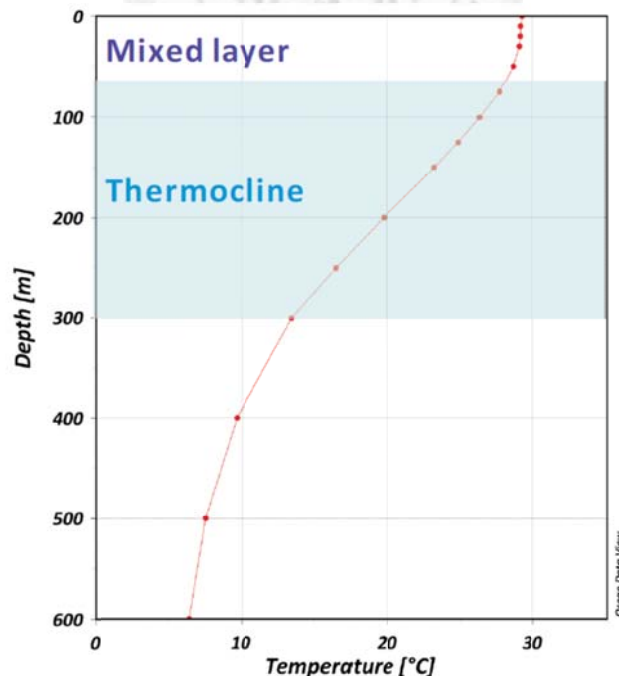


圖 1-2 所羅門海域 (151.5°E、9.5°S) 於 2005 年的年平均溫度在水深 0-600 公尺的變化曲線；採用 Locarnini 等人 [2006] 的海水溫度資料，利用 Ocean Data View 軟體繪製。Mixed layer 為混合層；Thermocline 為溫躍層。

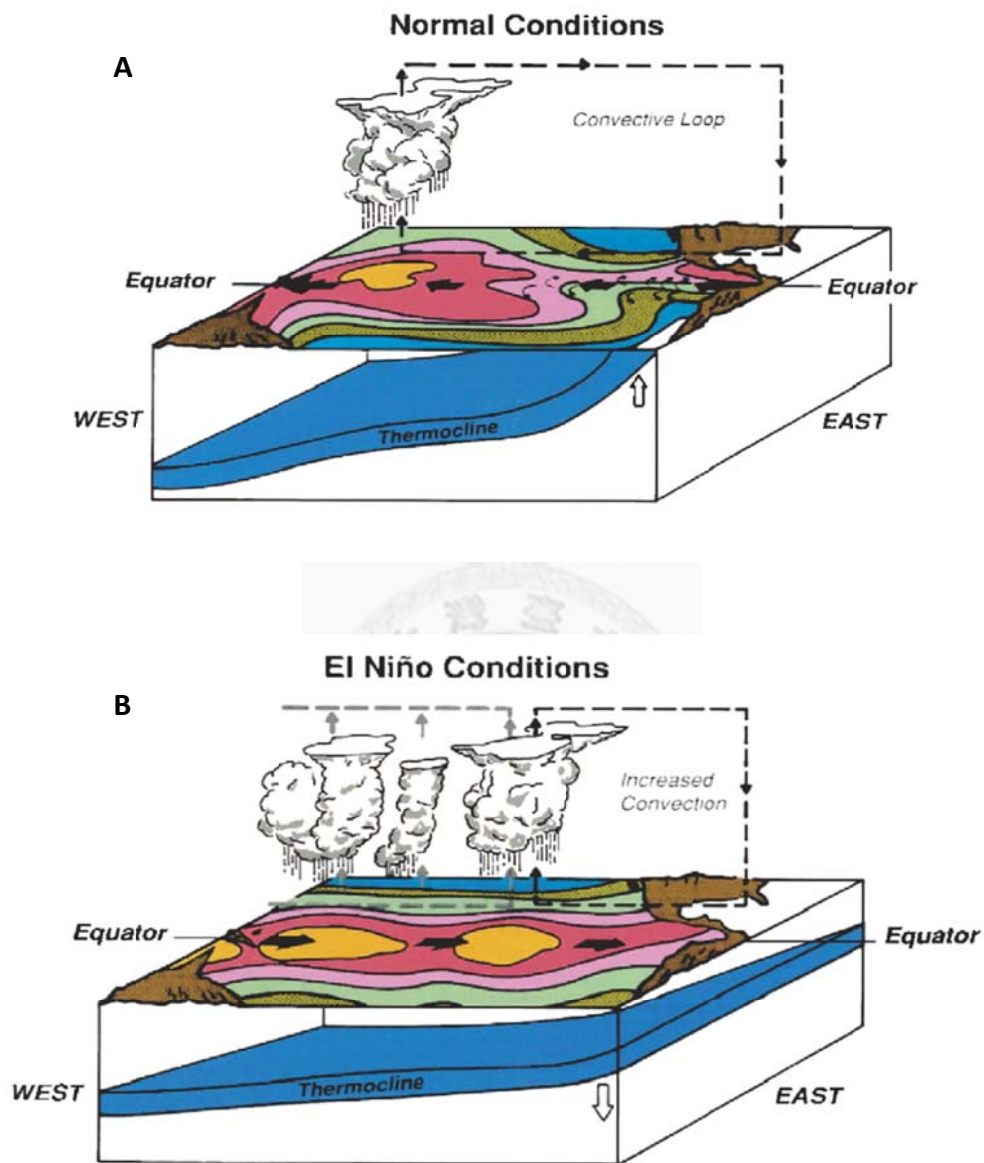


圖 1-3 一般狀況下及受聖嬰現象影響的赤道太平洋與大氣的 Bjerknes 回饋

(A) 為一般狀況下的赤道太平洋；(B) 為受聖嬰現象作用的狀況:貿易風減弱、降水雲團東移和赤道太平洋溫躍層的坡度減小。

本圖取自 [Cane, 2005]。

1.2 西太平洋暖池之古海洋相關研究

從 1976 年的 Climate: Long Range Investigation, Mapping and Prediction (CLIMAP) [CLIMAP Project Members, 1976] 重建末次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM) 的古海洋紀錄以來，利用各種代用指標重建的西太平洋暖池表層海水溫度紀錄接連出現 [Thunell et al., 1994; Pflaumann and Jian, 1999; Lea et al., 2000; Oppo et al., 2003; Rosenthal et al., 2003; Visser et al., 2003; de Garidel-Thoron et al., 2005]。整體而言，末次冰盛期期間西太平洋暖池表層的海水約比現在低 1-3 °C [Gagan, 2004; Waelbroeck et al., 2009]。

巽他陸棚 (Sunda Shelf) 及澳洲與新幾內亞島 (New Guinea) 間陸棚的平緩地形在末次冰盛期間由於海平面下降約 120 公尺 [Hanebuth et al., 2000; Yokoyama et al., 2000]，使得陸棚出露於水面，造成西太平洋暖池區海陸面積比例、洋流循環和降雨都發生了巨大的變化 [De Deckker et al., 2002]。末次冰盛期之後，一方面由於融冰作用造成冰消期海平面的上升，海陸比例增大，另一方面海平面的上升為大氣增加了水氣的來源，導致澳洲北部和南海 (South China Sea, SCS) 洪氾而來的淡水再次注入暖池區，大約在 11,000 年前暖池區的各個海域才如同今日一般地連結起來 [De Deckker et al., 2002]，通過望加錫海峽 (Makassar Strait) 的印尼穿越流 (Indonesian Throughflow, ITF) 其流量和上部水體結構也因此發生變化 [Xu et al., 2006; Xu et al., 2008; Linsley et al., 2010]。

驅動印尼穿越流主要的機制是由於新幾內亞島以西的海水比東邊的海水高了 1 °C，造成海水面差約十公分，將太平洋溫暖的海水輸送往印度洋的溫躍層 [Bray et al., 1996]，進而影響印度洋周遭的氣候 [Oppo and Rosenthal, 2010]。Linsley 等人 [2010] 整理了印度穿越流區域西太平洋暖池兩萬年以來的海表溫及混合層水體氧同位素的紀錄，發現對於西赤道太平洋在 10,000 年到 7,000 年前之間的升溫可能

源自於西太平洋暖池高溫帶 ($>29^{\circ}\text{C}$) 的西移亦或是暖池的擴張。現今海水溫度高於 29°C 的範圍僅限於東經 130 到 170 度，因此暖水的移動可能造成了印度穿越流區域在全新世早期的升溫，

聖嬰-南方震盪現象在相關聯的古氣候紀錄中可以追溯到 130,000 年前 [Cane, 2005]，而現代的聖嬰-南方震盪現象週期肇始於約 5000 年前，規模在約 3000 年前突然增加 [Gagan, 2004]，此推論也符合了聖嬰現象自全新世以來發生頻率逐漸增加的陸地與海洋證據 [Moy et al., 2002; Koutavas et al., 2006]，在這種情況下，暖池的平均位置逐漸移向東太平洋，聖嬰現象和海水暖化在東太平洋變得更加頻繁，這可能主要是反映了貿易風的減弱。

1.3 末次冰盛期以來全球古氣候相關研究

大約在三百萬年前，冰川開始在北半球高緯度地區形成，並由 4 萬 1 千年的傾角週期主導了日照量變化，導致全球冰川體積和赤道海表溫的改變 [Philander and Fedorov, 2003; Ravelo et al., 2004]。然而赤道地區受到傾角週期影響的年日照量變化很小，因此可能複合了南北兩半球的影響，前人推測中高緯度的氣候型態可能透過以下兩種途徑進而影響熱帶海洋：(1) 哈德里環流 (Hadley circulation) 的 “atmospheric bridge” [Broccoli et al., 2006] 和 (2) 南極中層水 (Antarctic intermediate water, AAIW) 和亞南極模態水 (Subantarctic mode water, SAMW) 在亞南極區域沉潛 (subduction) 後經由 “oceanic tunnel” 匯入赤道太平洋的赤道潛流 [Gu and Philander, 1997; Pena et al., 2008; Bolton et al., 2010]。

除了聖嬰-南方震盪現象可能主導了赤道地區的氣候變化，間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) 緯向的移動對聖嬰-南方震盪現象的影響也扮演重要的角色 [Haug et al., 2001; Leduc et al., 2009]。間熱帶輻合區是哈德里環流

上升區域的重要特徵，南北半球不對稱的溫度分佈主控了間熱帶輻合區的移動，此外，極區海冰的消長 [Chiang and Bitz, 2005] 和海洋循環的改變也會造成間熱帶輻合區的擾動。北大西洋的 Heinrich Events (HEs) 不僅造成間熱帶輻合區和貿易風南移，還將南半球西風帶向南極方向遷移 [Sigman and Boyle, 2000; Toggweiler et al., 2006; Anderson et al., 2009; Toggweiler and Lea, 2010]。西風帶的南進影響了環南極洋流 (Antarctic Circumpolar Current) 加速了南大洋的底層水翻攪使中層水湧升上南極附近的表層水 [Toggweiler et al., 2006]。Saenko 等人 [2003] 的模擬研究也提出了溫鹽環流與北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water, NADW) 和南極中層水形成的相互關係，當北大西洋深層水減弱時會加強南極中層水的循環，反之亦然。而西南太平洋底棲有孔蟲的碳同位素紀錄顯示南極中層和模態水在南極暖期 (Antarctic warm event, AWE) 和 HEs 會快速形成，可能就是導因於溫躍層環流的變強 [Pahnke and Zahn, 2005]。

1.4 研究動機

赤道太平洋過去的研究著重在表層海水，近年來多人提出赤道溫躍層與中高緯度海水間相互影響的假說，主要的證據仍多在東赤道太平洋，本研究利用棲息於溫躍層的有孔蟲 *Pulleniatina obliquiloculata* (*P. obliquiloculata*) (圖 1-4) 之鎂鈣元素 (Mg/Ca) 比值重建溫躍層的溫度，解析位於西太平洋暖池南緣的岩芯 MD05-2925 (圖 1-5) 自二萬五千年以來上部海水水層結構的變化，藉以釐清在千年尺度上赤道太平洋溫躍層與全球氣候變遷的關係。

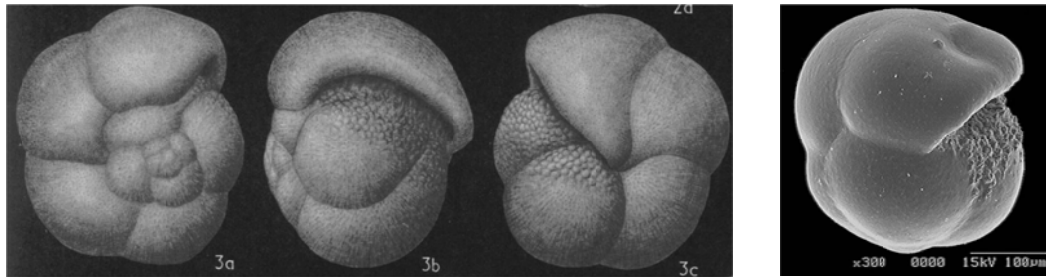


圖 1-4 *P. obliquiloculata* 之手繪及電子顯微鏡圖

(A) 本手繪圖取自 [Banner and Blow, 1967]；(B) 本電子顯微鏡圖由台大地質系莊智凱先生提供。

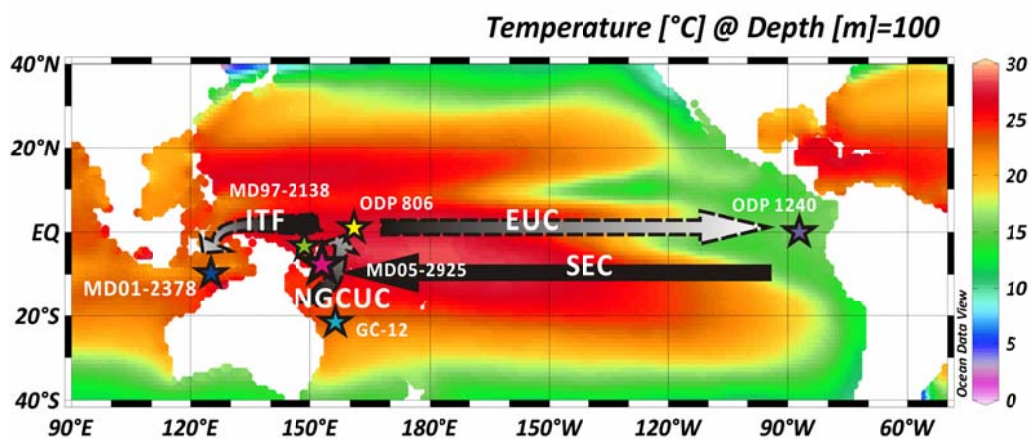


圖 1-5 太平洋海水於深度 100 公尺處之溫度分布圖

採用 Locarnini 等人 [2006] 的海水溫度資料，利用 Ocean Data View 軟體繪製。本文論及之海洋岩芯如圖標示：ODP 806 [Lea et al., 2000]、ODP 1240 [Pena et al., 2008]、GC-12 [Bostock, 2004]、MD97-2138 [de Garidel-Thoron et al., 2005]和 MD01-2378 [Xu et al., 2008]。

英文縮寫：SEC (South Equatorial Current，南赤道洋流)、EUC (Equatorial Undercurrent，赤道潛流)、NGCUC (New Guinea Coastal Undercurrent，新幾內亞邊界潛流)和 ITF (Indonesian Throughflow，印尼穿越流)。

第二章 研究方法

2.1 研究材料

本研究使用國際海洋古全球變遷研究計畫 (International Marine Past Global Change Study, IMAGES) 於 2005 年利用研究船瑪利安杜凡妮號 (*R/V Marion Dufresne*) PECTEN (Past Equatorial Climate: Tracking El Niño) 航次中於所羅門海 (Solomon Sea) Woodlark 海盆所鑽取的岩芯 MD05-2925, 站位經緯度為 $9^{\circ}20.61'S$, $151^{\circ}27.61'E$, 水深 1642 公尺 (圖 2-1), 岩芯全長為 28.43 公尺, 以 1 公分間隔取樣, 鈣質化石保存程度良好, 本研究取上部 0-300 公分內的沉積物樣本。

2.2 年代模式的建立

林怡君 [2009] 利用 200 隻大於 $350\ \mu m$ 的有孔蟲 *Globigerinoides sacculifer* (*G.sacculifer*) 的碳十四 (^{14}C) 定年分析建立岩芯 MD05-2925 上部的年代模式, 本研究根據其年代模式加以更新, 將同樣的定年材料送往亞利桑那大學的加速器質譜儀 (accelerator mass spectrometry, AMS) 實驗 (NSF-Arizona AMS Laboratory, University of Arizona, Tucson, USA) 進行加速器質譜儀 ^{14}C 定年分析。

^{14}C 為一放射性的同位素, 半衰期約為 5730 ± 30 年, 其產生為宇宙射線與大氣中氮分子碰撞而來: $^{14}_7N + ^1_0n \rightarrow ^{14}_6C + ^1_1H$, 並很快地氧化成二氧化碳進入地球的碳循環之中 [例如: 劉聰桂, 1997]。當有孔蟲利用海水的無機碳時, 便可能利用到含有 ^{14}C 的無機碳, 有孔蟲死亡後停止與外界碳的交換, 殼體形成封閉的系統, 殼體中的 ^{14}C 隨著時間逐漸衰變, 加速器質譜儀能直接測量有孔蟲殼體中殘留 ^{14}C 的量, 以回推出有孔蟲死亡的年代, 然而 ^{14}C 自大氣生成後並不會直接進入有孔蟲的殼體, 因此測得之 ^{14}C 年齡 (conventional age) 首先需減去碳儲存庫年代校正值,

鄰近本研究岩芯 MD05-2925 的碳儲存庫年代研究結果為 464 ± 23 (2σ) [Petchey et al., 2004]。

岩芯在 0-300 公分之間總計利用了 20 個加速器質譜儀 ^{14}C 定年，經 CALIB6.0.1 程式 [Stuiver et al., 2005] 中的 Marine09 校正曲線 [Reimer et al., 2009] 將 ^{14}C 定年換算為曆年 (calendar year)，結果於表 2-1。

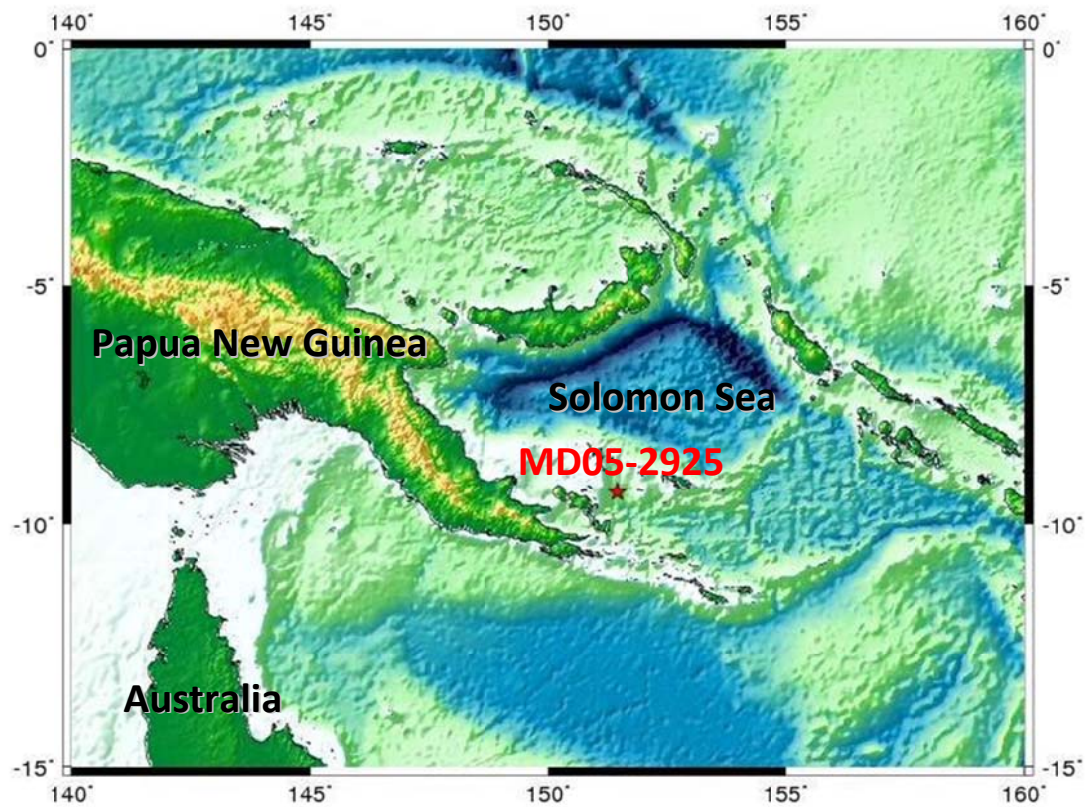


圖 2-1 岩芯 MD05-2925 位置及周遭海底地形圖

表 2-1 加速器質譜儀 ^{14}C 定年結果

分別由以下兩個實驗室進行：

¹NSF-Arizona AMS Laboratory 於 University of Arizona (U. Arizona), Tucson, USA

²Rafter Radiocarbon Laboratory, Institute of Geological and Nuclear Science (GNS), New Zealand

樣本深度 (cm)	Conventional age		Calib 6.0.1 校正		定年材料	AMS 實驗室
	^{14}C age (yr)	$\pm$ error	Dates	$\pm$ error (2 σ)		
2	1516	58	1022.5	140.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona ¹
5	1737	30	1223	79	<i>G. sacculifer</i>	GNS ²
22	3534	41	3345	104	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
35	4068	30	4013	123	<i>G. sacculifer</i>	GNS
72	6588	47	7027	138	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
90	7751	35	8149.5	124.49	<i>G. sacculifer</i>	GNS
102	8030	65	8441	139	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
117	8823	50	9413.5	110.5	<i>G. sacculifer</i>	GNS
127	10306	70	11258.5	158.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
147	10411	70	12854	109.99	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
157	12066	60	13392	83.99	<i>G. sacculifer</i>	GNS
172	13117	71	14972.5	308.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
180	13748	35	16283	453	<i>G. sacculifer</i>	GNS
192	14080	74	16745.5	222.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
207	15616	75	18200.5	174.5	<i>G. sacculifer</i>	GNS
217	16470	81	19082.5	89.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
227	16340	80	19164.5	103.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
262	18985	94	22166.5	180.49	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
272	20960	150	24411	167	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona
292	24650	78	25303.5	338.5	<i>G. sacculifer</i>	U. Arizona

2.3 古溫度計的原理

2.3.1 有孔蟲殼體鎂鈣比值古溫度計

有孔蟲殼體主要由碳酸鈣 (CaCO_3) 組成，在海洋中生長造殼時，會攫取海水中的鈣離子，由於海水中部分的二價離子（如鎂、鋁和鋇）半徑大小與化性和鈣離子相近，所以殼體也會攫取一定比例的二價離子，這些比例的變動往往與環境變化的影響有關。以鎂鈣比值為例，影響有孔蟲殼體中鎂鈣比值的環境因子，有海水溫度、鹽度、棲息深度、成岩作用、溶解度和其他離子的置換作用等，但以水溫為最為主要。不論是碳酸鈣無機沉澱實驗、有孔蟲養殖試驗或沉積物收集器的試驗皆證實有孔蟲殼體的鎂/鈣比值主要受控於殼體結殼時的海水溫度變化 [Nürnberg et al., 1996; Tesoriero and Pankow, 1996; Elderfield and Ganssen, 2000]。

本研究的微量元素分析是利用磁場式感應耦合電漿質譜儀 (ICP-SF-MS, Thermo Finnigan ELEMENT2) 於 1200 瓦無線電波功率下搭配高敏感度和高穩定度的溼式標本導入系統，以標準品和樣品交叉分析 (standard-sample-standard bracketing) 的方式修正儀器所造成的質量偏差，再由計數器量測之離子訊號強度計算而得。長期標準溶液和標本的重複測試結果顯示鎂鈣比值的分析再現性為 0.45% (2RSD) [呂佳蓉，2006]。

2.3.2 鎂鈣分析樣本前處理

自岩芯 MD05-2925 上部 0-300 公分間取每 0、2、5 和 7 公分大於 63 μm 的沉積物樣本，於顯微鏡下挑選無破碎的有孔蟲 *P. obliquiloculata* (355-425 μm)，而以下的實驗步驟皆在台灣大學地質科學系的無塵室 (Class-10000) 中進行。

[容器酸洗]

實驗中需要用到的容器有聚丙烯 (Polypropylene) 和鐵氟龍 (Teflon) 兩種材

質的各式容器和離心管，這些容器在製造過程中常有雜質混雜，需要藉由加硝酸熱煮，以將雜質去除，以免污染樣本。

將容器與超純水 (Milli-Q 水) 和硝酸煮 3~4 小時，等待降溫後再用 Milli-Q 水清洗三次後放置通風櫥內，乾燥 1-2 天，即可收取備用。

[有孔蟲樣本的前處理]

參考 Shen 等人 [2001] 和 Barker 等人 [2003] 的有孔蟲前處理步驟方法，一次約處理 15-20 個深度的樣本，在各清洗步驟間，需吸除前一步驟加入之藥劑，並用超純水重複清洗殼體三次以清除殘餘藥劑和被溶解的雜質 [Shen et al., 2001; Barker et al., 2003]。

1. 分離殼體房室：將每一樣本中約 20 隻 355-425 μm 的 *P. obliquiloculata* 置於尖底離心管，使用鐵弗龍材質的尖棒將有孔蟲房室壓破，使殼體內部懸浮物質易於移除。

2. 移除黏土物質：

(1) 加入酒精約 450 μL ，以超音波震盪器震盪 20 分鐘，讓附著在殼體表面的黏土物質分離懸浮，靜待殼體沉降後抽出大部份的液體（液體中包含了酒精及懸浮物質）。

(2) 以去離子水清洗樣本：加入去離子水約 800 μL ，再吸出大部分的液體；進行此步驟 3-5 次。

3. 去除有機物質：

加入 450 μL 經 0.1M 氫氧化鈉緩衝的 1%過氧化氫溶液，以 65°C 加熱 2 小時，加熱中會有氣泡生成，須輕敲管壁使管內生成的氣泡浮出水面，確使殼體與試劑有充分的作用。

4. 移除陰陽離子污染物

加入 1.0 M 氯化銨 (NH_4Cl) 溶液 450 μL ，以 65°C 加熱 20 分鐘。 NH_4Cl 解離為 NH_4^+ 和 Cl^- 能各自與雜質的陰離子和陽離子形成錯合物。

5. 移除金屬氧化物

加入 0.01 M 之 $\text{NH}_2\text{OH} \cdot \text{CH}_3\text{COONa}$ 溶液 450 μL ，以 65°C 加熱 3 小時，以還原錳鐵氧化物 (Mn-Fe oxides)。

6. 溶解富鎂層：由於最外層的殼體有鎂異常的現象，富集了高鎂 [Eggins et al., 2003]，所以需將其溶解祛除，故在各樣本中加入 $5 \times 10^{-4} \text{N}$ 硝酸 90 μL 。

7. 溶解樣本：

(1) 用 5% 硝酸溶解樣本，依殼體多寡加入 450-600 μL 。

(2) 取各溶樣 20 μL 置入平底離心管，再加 5% 硝酸至 1 mL。

2.4 有孔蟲殼體的氧碳同位素

2.4.1 氧同位素的定義及影響因素

氧 (Oxygen, O) 在自然界中有三種穩定同位素： ^{16}O 、 ^{17}O 和 ^{18}O ，其中 ^{17}O 所佔的比例極小。不論是在物理、化學或生物作用中，同位素在兩種物質或兩種物相間分配上的差異即為同位素分異作用 (isotope fractionation)，會造成某一種同位素相對地富集。有孔蟲形成碳酸鈣殼體時，不僅會攫取海水中的二價離子，殼體中的氧原子也是由海水中而來，因此可以利用有孔蟲殼體的氧同位素數值回推古海水的氧同位素組成變化。氧同位素比值 ($\delta^{18}\text{O}$) 定義如下：

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{樣本}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{標準品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{標準品}}} \times 1000$$

影響海洋岩芯中有孔蟲殼體氧同位素組成的主要因素有：(1) 殼體生成時當地海水的氧同位素值，然而冰期-間冰期之間全球冰川體積的效應和蒸發降雨對海水

鹽度的影響皆會影響海水氧同位素值的變化；(2) 有孔蟲殼體形成時之海水溫度；(3) 有孔蟲個體生機效應 (vital effect)；(4) 有孔蟲殼體沉積至深海過程中的保存問題。

2.4.2 碳同位素的定義及影響因素

碳 (Carbon, C)在自然界有兩種穩定同位素： ^{12}C 、 ^{13}C ，碳同位素比值 ($\delta^{13}\text{C}$) 定義如下：

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{樣本}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{標準品}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{標準品}}} \times 1000$$

現代開放大洋中海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 隨深度的分布與營養鹽濃度呈鏡像關係，浮游植物在海水表層透光處進行光合作用時偏好利用較輕的 ^{12}C ，導致表水相對富集 ^{13}C ，表水營養鹽濃度因光合作用消耗會出現極小值，相對地浮游植物消耗大量 ^{12}C ，導致碳同位素比值出現極大值。因此表層海水的碳同位素比值主要反映了表水初級生產力，海洋中各個水團依其特性不同，具有特定的碳同位素比值，也反映了與大氣二氧化碳交換的影響 [例如: Kroopnick, 1985]。有孔蟲在海水中利用溶解無機碳中的碳來造殼，因此在古海洋的研究中，有孔蟲的碳同位素比值廣泛應用做為追蹤水團的工具 [例如: Duplessy et al., 1988; Spero, 2002; Bostock et al., 2004]。

2.5 有孔蟲 *Globigerinoides ruber* 和 *Pulleniatina obliquiloculata* 的生態特性

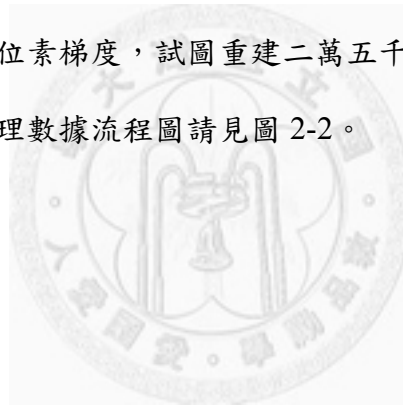
Globigerinoides ruber (*G. ruber*, sensu stricto white) 為低保存度、表面多孔隙並具有針刺的浮游有孔蟲，主要分布於熱帶和副熱帶，具有共生藻 [Hemleben, 1989]，多生長在上部混合層約水深0-25公尺之內 [Anand, 2003; Lin and Hsieh, 2007]。

Pulleniatina obliquiloculata (*P. obliquiloculata*) 為表面光滑不具有針刺的浮游有孔蟲 (圖 1-4)，對於其生命周期尚缺詳細研究，但該物種被認為在個體早期發育階段主要棲息於混合層，之後會遷徙到更深的水層，並於發育晚期在最外層增添被稱為”cortex”的方解石皮質 [Erez and Honjo, 1981; Ravelo and Fairbanks, 1992; Anand et al., 2003]。沉積物收集器的研究則指出 *P. obliquiloculata* 造殼深度約在 50-150 公尺之間 [Erez and Honjo, 1981; Ravelo and Fairbanks, 1992; Anand et al., 2003; Cléroutx et al., 2007; Huang et al., 2008]。

近來對於各種浮游有孔蟲棲息深度的研究顯示，由於不同種有孔蟲依其共生藻和捕食策略的差異，在深度上主要是反映了其取得葉綠素最大值的位置，而不能反映特定的深度 [Fairbanks et al., 1982; Ravelo and Fairbanks, 1992; Bijma and Hemleben, 1994; Anand et al., 2003]。因此 Sadekov 等人 [2009] 重新檢視了印度洋和太平洋熱帶區域的沉積物收集器中的浮游有孔蟲 *G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*，分別比對了現代水文的資料證實 *G. ruber* 與水深 0-25 公尺及 *P. obliquiloculata* 與水深 100-125 公尺的海水溫度相關性高於其他深度的海水，也就是這兩種有孔蟲能分別反映上部混合層和溫躍層的海水溫度 [Sadekov et al., 2009]。帝汶海 (Timor Sea) 的三十三個岩芯頂樣試驗也顯示利用 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的鎂鈣比值代換入 Anand 等人 [2003] 的經驗公式能分別反映表層及水深 100 公尺處的現代觀測溫度 [Zuraida et al., 2009]。

2.6 表層水體垂直結構的重建

熱帶海洋中的浮游有孔蟲具有居棲深度明顯分層的特性，因此結合多種類浮游有孔蟲的分析結果常被用來解釋過去的水體結構變化 [Patrick and Thunell, 1997; Spero et al., 2003; Bostock et al., 2004; Xu et al., 2008; Mohtadi et al., 2010; Steinke et al., 2010]。如 2.5 節中的論述將 *P. obliquiloculata* 視為棲息於上部溫躍層的有孔蟲，而 *G. ruber* 則為主要棲息於上部混合層的有孔蟲，因此本研究除了利用棲息於溫躍層之有孔蟲 *P. obliquiloculata* 的鎂鈣比值分析結果，加上林怡君 [2009] 和魏國彥實驗室未發表的 *P. obliquiloculata* 和 *G. ruber* 碳氧同位素數據及 Lo 等人 [2010] 的 *G. ruber* 鎂鈣比值數據 [Lo et al., 2010]，分別計算混合層與上部溫躍層的溫度、殼體氧同位素及水體氧同位素梯度，試圖重建二萬五千年以來西太平洋暖池南緣的表層水體垂直結構。處理數據流程圖請見圖 2-2。



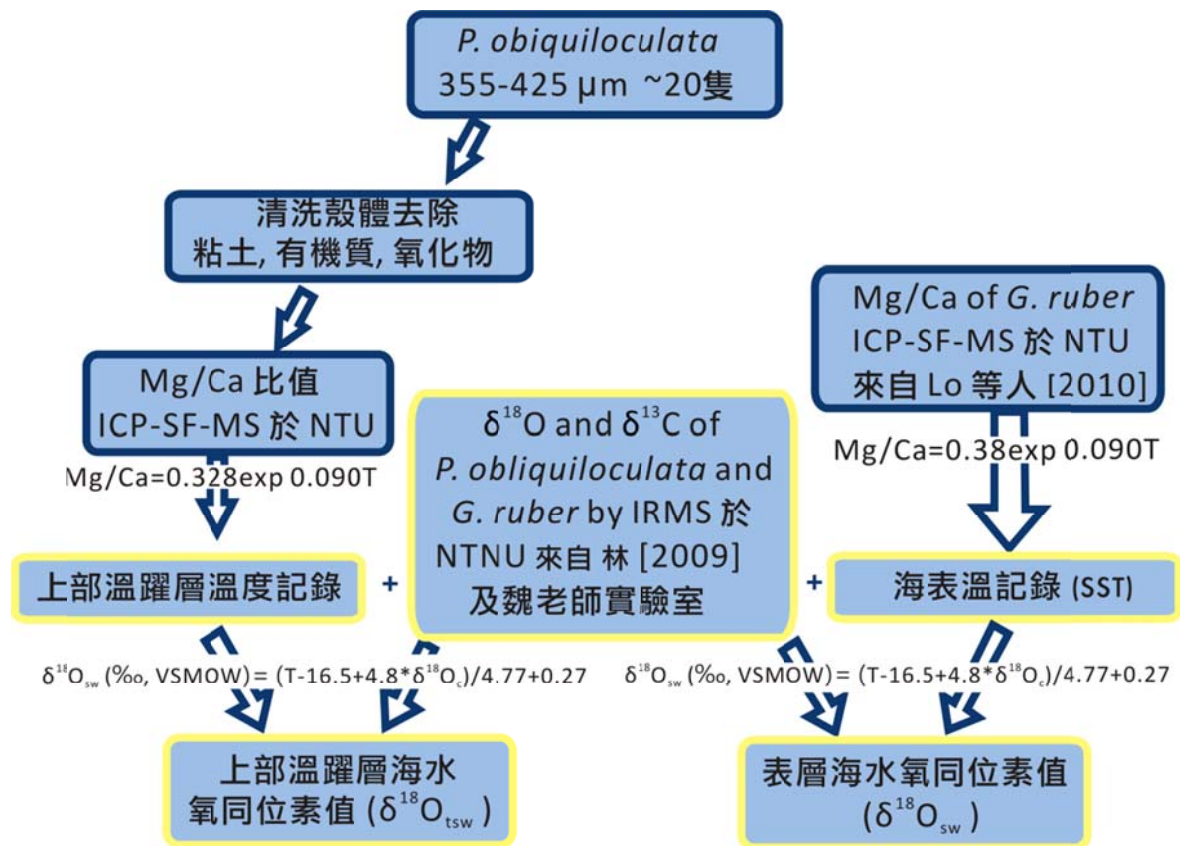


圖 2-2 使用相關化學分析結果建立表層水體垂直結構之流程圖
相關討論請見第三章。

第三章 研究結果與討論

3.1 年代模式結果

以年代校正控制點內插出岩芯 MD05-2925 最新的年代模式 (表 2-1)，最大沉積速率發生在約 1,9000 年前，高達 121.95 公分/千年，扣除最大沉積速率的平均沉積速率為 14.8 公分/千年(圖 3-1)。

由於海洋循環的改變會影響碳循環的週期，因此冰消期造成的海洋循環變化難以評估，使得有孔蟲 ^{14}C 定年的校正存在了難題，Sarnthein 等人 [2011] 從帝汶海岩芯 MD01-2378 於 200-450 公分之間的 75 個 ^{14}C 定年中辨識出 7 個 ^{14}C 的坪區 (plateau) [Sarnthein et al., 2011, In press]，因此他們改用 ^{14}C 坪區法 [Sarnthein et al., 2007] 以微調冰消期間的 ^{14}C 定年。本研究的第 217 和 227 公分的 ^{14}C 定年正落在岩芯 MD01-2378 紀錄裡其中的一個坪區，這可能是暖池區碳循環的特徵之一，未來若能延伸 MD05-2925 岩芯的 ^{14}C 紀錄，相信能增進對暖池區碳循環的了解。

以下討論將會論及前人研究中的相關氣候事件，時間區段的定義統一如下：(1) 末次冰盛期：19,000-23000 年前 [Mix et al., 2001]；(2) Heinrich Event 1：14,700-17,500 年前 [Kiefer and Kienast, 2005]。

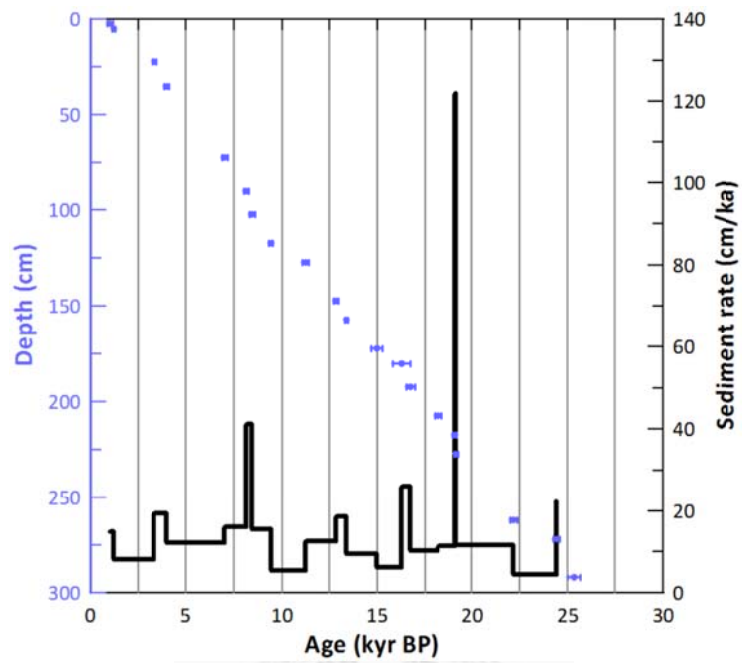


圖 3-1 岩芯 MD05-2925 之 ^{14}C 年代對深度及沉積速率對年代圖

3.2 上部溫躍層海水古溫度的重建

3.2.1 *P. obliquiloculata* 殼體鎂鈣比值分析結果

P. obliquiloculata 殼體在岩芯 MD05-2925 上部 0-300 公分的鎂鈣比值介於 2.1-3.5 mmol/mol 之間 (n=115) (圖 3-2A)。外標準樣本重複分析誤差為 ± 0.007 mmol/mol (n=16, 1 σ)，相對標準偏差 (1 RSD) 為 3 ‰。

3.2.2 評估前處理的有效性

浮游有孔蟲的碳酸鈣殼體表面在埋藏時若受到了黏土礦物的包裹，或受到大量陸源物質輸入之干擾 [Lea et al., 2005] 或成岩作用的影響而產生氧化還原作用，為了評估這些因素干擾的程度，在量測鎂/鈣比值時部份樣本也測量了鋁/鈣 (Al/Ca)、錳/鈣 (Mn/Ca) 和鐵/鈣 (Fe/Ca) 比值，以評估前處理的有效性。將本研究的鎂/鈣比值分別對鋁/鈣比值、錳/鈣比值和鐵/鈣比值作圖 (圖 3-3, 3-4, 3-5)，並求得相關係數平方值，分別為 $R^2=0.113$ 、0.005 和 0.014，顯示鎂鈣比值受到相關元素的干擾極低。

3.2.3 古上部溫躍層海水溫度的轉換結果

本研究利用 Anand 等人 [2003] 提出大西洋沉積物收集器中 *P. obliquiloculata* 殼體中的鎂/鈣比值與海水溫度 (T) 的經驗方程式：

$$\text{Mg/Ca} = 0.328 (\pm 0.007) \exp 0.090 (\pm 0.003) T$$

將殼體鎂鈣比值換算為上部溫躍層的海水溫度，結果於圖 3-2B，分析誤差為 0.03°C (1 σ)。在末次冰盛期時 (19,000-23,000 年間) 溫躍層的平均溫度為 21.7 $\pm$ 1.0°C，全新世早期 (5,000-10,000 年間) 的平均溫度則為 24.6 $\pm$ 0.7°C，冰期至間冰期的升溫約為 3°C。然而升溫的過程中在 11,000-12,000 年之間從 25°C 快速下降了 2°C，並維持了約 2000 年，10,000 年之後才又再次升溫 (圖 3-2B)。

3.2.4 西赤道太平洋溫躍層的溫度紀錄

Xu 等人 [2008] 研究帝汶海岩芯 MD01-2378 的上部溫躍層與混合層溫度，同樣也是利用了 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的鎂鈣比值重建，將其對比本研究的紀錄，發現兩者混合層的溫度變化甚為相近 (圖 3-6A)，顯示暖池表層海水與大氣的交互作用旺盛，區域性的變化較小，然而在約 12,000-16000 年之間和 10,000 年之後至今，兩者的上部溫躍層海水溫度則有明顯的差異發生，相差約 2°C (圖 3-6B)。

從現代觀測的海洋循環型態來看，北半球冬天盛行的東北季風會帶來南海和爪哇海 (Java Sea) 較淡的海水注入到望加錫海峽和班達海 (Banda Sea)，使印尼穿越流的強度減弱 (圖 3-7A 及圖 3-8)；而夏天盛行的西南季風之下南海海水的影響減小，印尼穿越流的強度便會增強 (圖 3-7B 及 3-9)。由於巽他陸棚為大陸棚的地形，且以小於 40 公尺的淺海海峽連接西太平洋和東印度洋，因此 17,000 年前開始上升的海平面變化 (圖 3-6C) 主導了此區域的海洋循環型態，更為大氣帶來水氣的來源，印尼 Flores 島上的 Liang Luar 洞穴石灰岩紀錄到的氧同位素值也隨著海平面的上升變輕 (圖 3-6C) [Griffiths et al., 2009]。

因此帝汶海與本研究的紀錄間的差異可能就是反映了南海海水的影響。然而 10,000-11,500 年間兩地的溫度差又快速變小，對應到 Liang Luar 洞穴石灰岩氧同位素紀錄的低值，可能反映了印尼群島一帶的降雨量減小，相信連帶地進入望加錫海峽和班達海來自爪哇海的海水量也下降，進而影響印尼穿越流的強度。而 Linsley 等人 [2010] 發現望加錫海峽表層海水變淡乃始於 9,500 年之後巽他陸棚的氾濫，同時造成大量淡水注入帝汶海的溫躍層，使得其上部溫躍層海水溫度快速下降了 1.5°C (圖 3-6B，紫線)。這些淡水的影響可能導致了自此之後兩地的上部溫躍層海水維持著約 2°C 的差異。

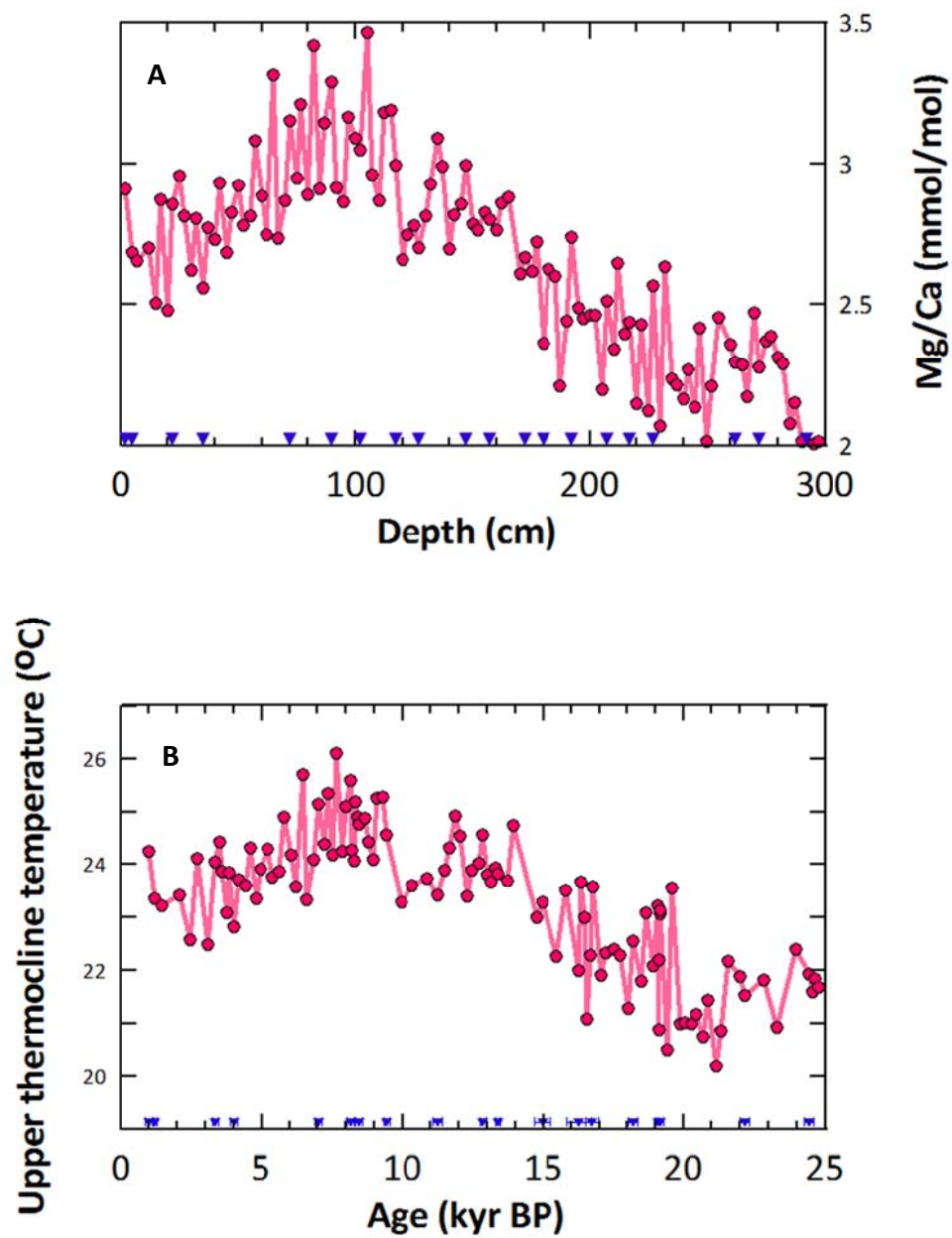


圖 3-2 (A)岩芯 MD05-2925 之 *P. obliquiloculata* 的鎂/鈣比值對應深度圖；(B)古上部溫躍層海水溫度重建對年代變化曲線
藍色三角點為 ^{14}C 年代控制點。

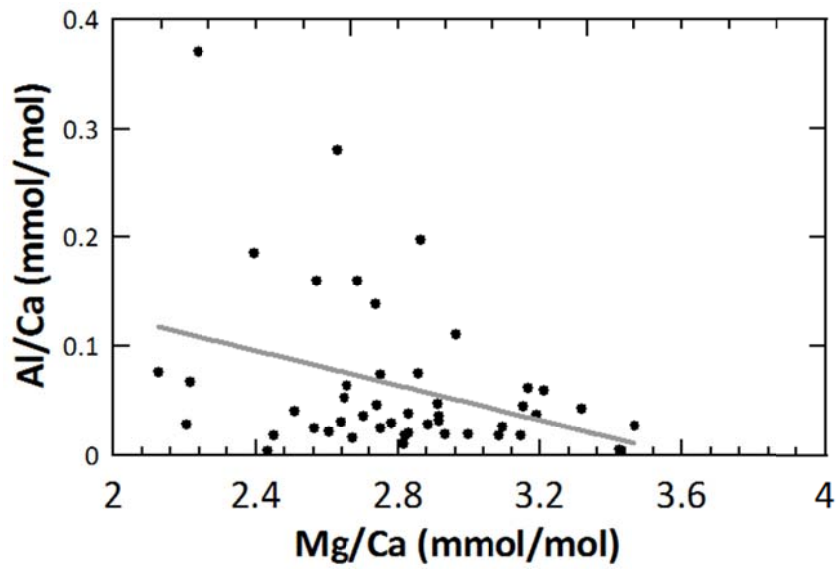


圖 3-3 岩芯 MD05-2925 之 *P. obliquiloculata* 的鎂/鈣比值對應鋁/鈣比值關係圖， $n=46$ ， $R^2=0.08$ 。

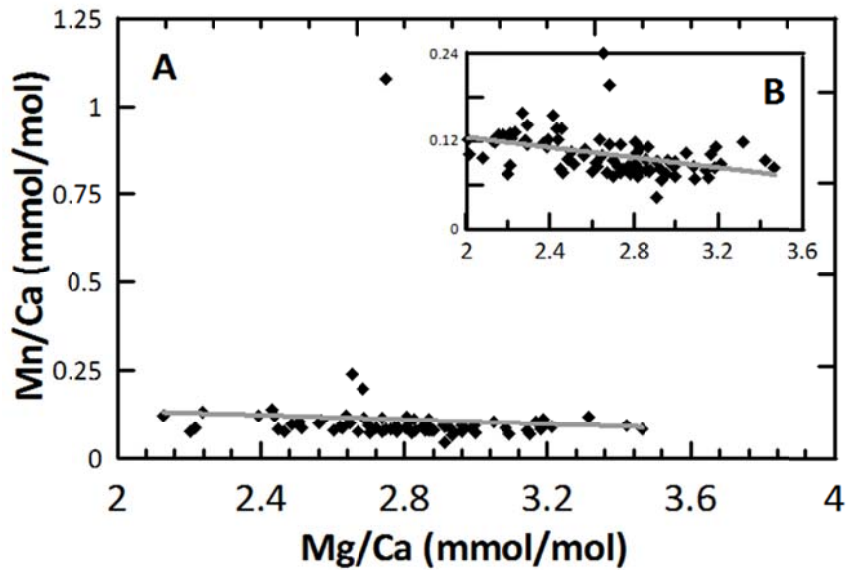


圖 3-4 岩芯 MD05-2925 之 *P. obliquiloculata* 的鎂/鈣比值對應錳/鈣比值關係圖，(A) $n=70$ ， $R^2=0.005$ ；(B) 若移除 Mn/Ca 比值 1.08 的點， $n=69$ ， $R^2=0.164$ 。

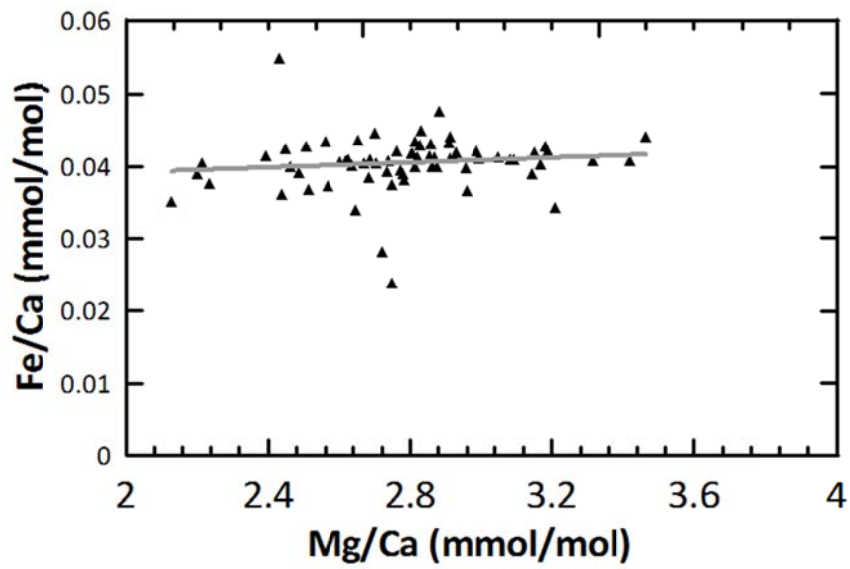


圖 3-5 岩芯 MD05-2925 之 *P. obliquiloculata* 的鎂/鈣比值對應鐵/鈣比值關係圖， $n=70$ ， $R^2=0.014$ 。

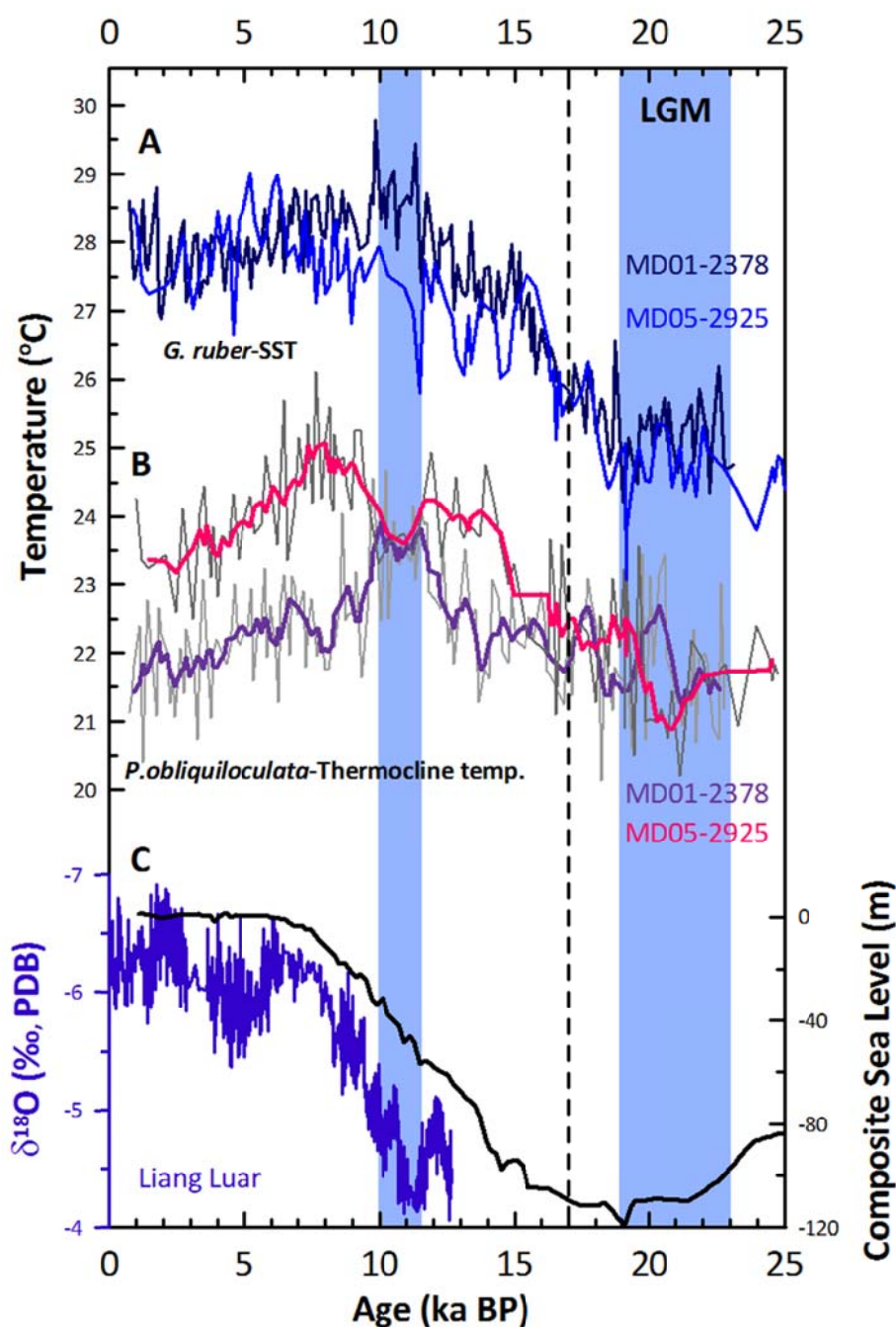


圖 3-6 25,000 年以來的西太平洋溫躍層海水溫度紀錄

(A) 帝汶海的海洋岩芯 MD01-2378 (深藍線) [Xu et al., 2008]與所羅門海的海洋岩芯 MD05-2925 (藍線，五點平均) [Lo et al., 2010]的混合層海水溫度紀錄

(B) 帝汶海的海洋岩芯 MD01-2378 (紫線) [Xu et al., 2008]與所羅門海的海洋岩芯 MD05-2925 (紅線，五點平均) [本研究] 的上部溫躍層海水溫度紀錄

(C) 黑線為古海面變化曲線 [魏國彥，未發表資料]；藍線為 Liang Luar 洞穴石灰岩的氧同位素紀錄 [Griffiths et al., 2009]

英文縮寫: LGM (Last Glacial Maximum，末次冰盛期)。

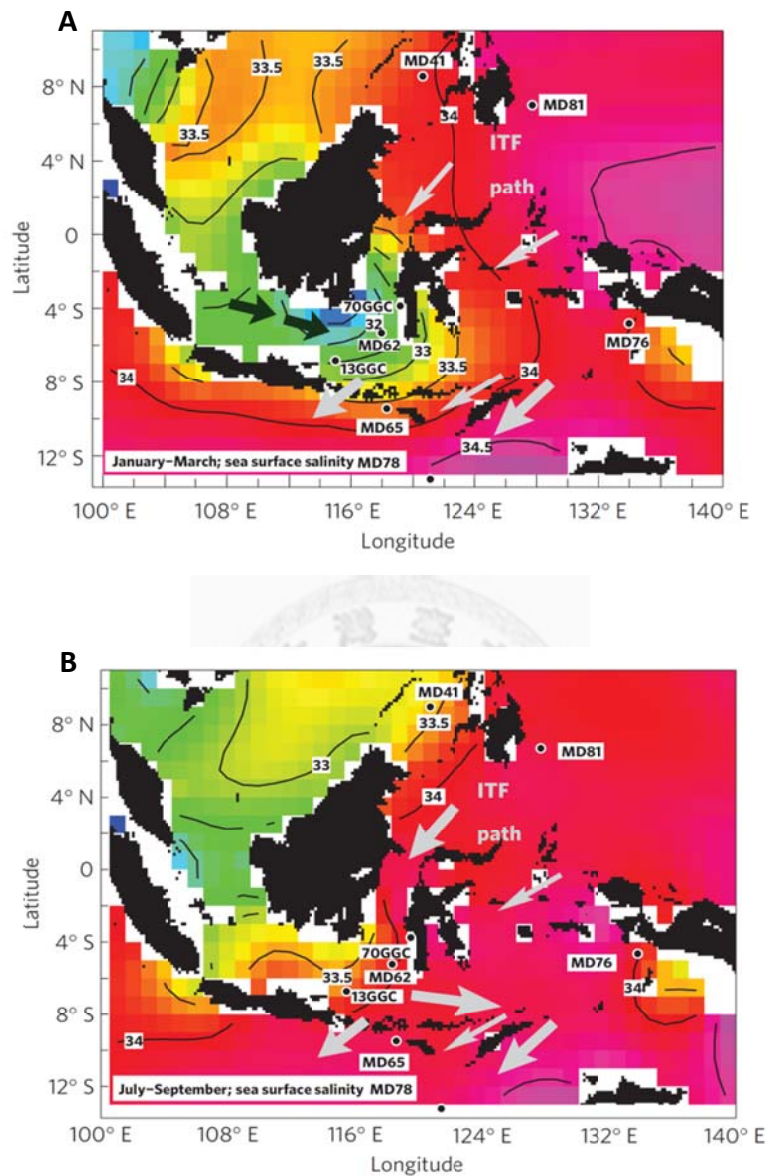


圖 3-7 望加錫海峽與班達海的現代鹽度變化及海洋環流示意圖

(A) 1-3 月的海洋環流型態：深綠色的箭頭代表來自南海和爪哇海相對鹽度低的海水，印尼穿越流 (ITF, Indonesian Throughflow) 強度減弱。

(B) 7-9 月的海洋環流型態：缺乏來自南海和爪哇海的海水，印尼穿越流增強。

本圖取自 [Linsley et al., 2010]。

Java Sea

圖 3-8 末次冰盛期西太平洋暖池的海陸分布示意圖

白色區域為小於 120 公尺水深的陸棚。英文縮寫: ITF (Indonesian Throughflow)、海洋岩芯 MD78 (MD01-2378, Xu et al., 2008)、MD25 (MD05-2925, 本研究)、Liang Laar 的石筍氧同位素紀錄(Griffiths et al., 2010)、SCS (South China Sea, 南海)和 LGM (Last Glacial Maximum)。

圖 3-9 末次冰盛期後西太平洋暖池的海陸分布示意圖

英文縮寫同圖 4-3。

3.3 古海水氧同位素值的重建

3.3.1 古海水氧同位素值的推估

由於岩芯 MD05-2925 缺乏岩芯頂樣的樣本用以校正經驗公式，因此參考鄰近海域的相關研究，Xu 等人 [2006] 和 Bolliet 等人 [2011] 分別在帝汶海和民答那峨洋流流域的岩芯頂樣研究利用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}(\text{VSMOW}) = 0.27 + (T(^{\circ}\text{C}) - 16.5 + 4.8 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{c}}(\text{VPDB}))/4.8$ [Bemis et al., 1998] 的公式，皆發現與現代觀測水體氧同位素有良好的相關性 [Xu et al., 2006; Bolliet et al., 2011, in press]。將本研究測得的 *P. obliquiloculata* 鎂鈣比值得到的溫度數據和前人之相關實驗數據分別帶入此經驗公式中，便能分別求得混合層和溫躍層的水體氧同位素變化。

海水溫度和水體氧同位素皆會影響有孔蟲殼體氧同位素的變化，而水體氧同位素值複合了冰川效應和區域蒸發降雨的影響，一般研究中常會使用 Waelbroeck 等人 [2002] 的底棲有孔蟲氧同位素紀錄以校正冰川效應造成海平面變化對水體氧同位素的影響，然而他們的紀錄解析度為 1,500 年 [Waelbroeck et al., 2002]，對於本研究而言控制點過少，因此採用了重新利用 CALIB6.0.1 校正 ^{14}C 定年的海平面變化曲線 (圖 3-10) [魏國彥，未發表資料]，將海水面每上升一公尺水體氧同位素增加 0.01 ‰ [Lea et al., 2002] 的效應校正回來，其中引用的古海水面紀錄詳見表 3-1。如此才能獲得區域的水體氧同位素值，以了解海水鹽度的變化。

3.3.2 古海水氧同位素值的紀錄

經校正後的區域混合層與上部溫躍層區域水體氧同位素變化的結果於圖 3-11E，25,000 年以來的上部溫躍層區域水體氧同位素值介於 0.07 - 1.07 ‰之間，而混合層區域水體氧同位素值介於 -0.59 - 0.40 ‰之間。

表 3-1 末次冰盛期以來的海平面變化曲線中引用的古海水面紀錄

[魏國彥，未發表資料]

作者	發表年代	研究區域	研究方法	研究時間區段 (cal yrs BP)
Fairbanks	1989	Barbados	珊瑚的 ^{14}C 定年	~6400-18200
Bard	1990	Barbados	珊瑚的 U/Th 定年	~0-13000
Chappell	1991	Huon Peninsula	珊瑚的 U/Th 定年	~7000-11000
Edwards	1993	Huon Peninsula	珊瑚的 ^{14}C 和 U/Th 定年	~1808-13129
Chen	1995	Penghu Islands	珊瑚和軟體動物的 ^{14}C 定年	~440-5040
Bard	1996	Tahiti	珊瑚的 ^{14}C 和 U/Th 定年	~3000-14000
Barker	2000	South east Australia	珊瑚和甲殼類的 ^{14}C 定年	~1370-4430
Hanebuth	2000	Sunda Shelf	紅樹林的根、粗粒泥炭質碎屑和木頭碎屑的 ^{14}C 定年	~10000-22000
Camoin	2004	5 island* in western Indian Ocean	珊瑚的 U/Th 定年	~1460-19700
Collins	2006	Houtman Abrolhos Islands	珊瑚的 U/Th 定年	~1058-6919
Peltier	2006	Barbados	珊瑚的 U/Th 定年	~7376-31366
Bird	2007	Singapore	木頭、樹根、珊瑚、紅樹林和甲殼類的 ^{14}C 定年	~6500-9500
Gischler	2008	Belize	珊瑚的 ^{14}C 定年	~1350-6570

*包括了五座島嶼: Réunion, Mauritius, Madagascar, Mayotte (Comoros) and Mahé (Seychelles)。

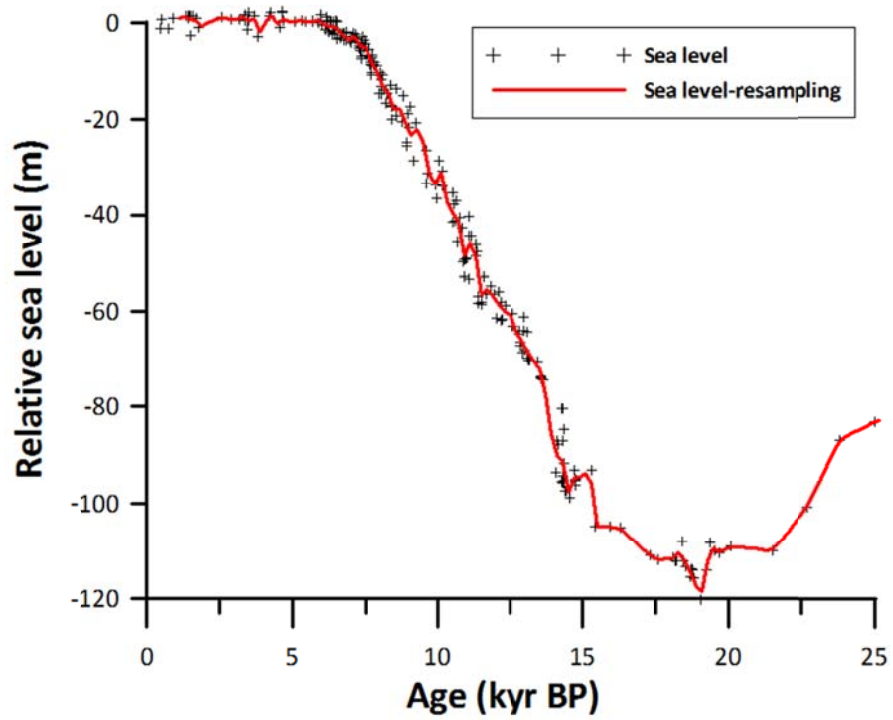


圖 3-10 古海水面變化紀錄 [魏國彥，未發表資料]

十字點為古海水面變化之紀錄，資料來源詳見表 3-1，由於各資料採樣間距不一，因此需要重新取樣，紅線即以 200 年間距重新取樣後的相對海水面紀錄。

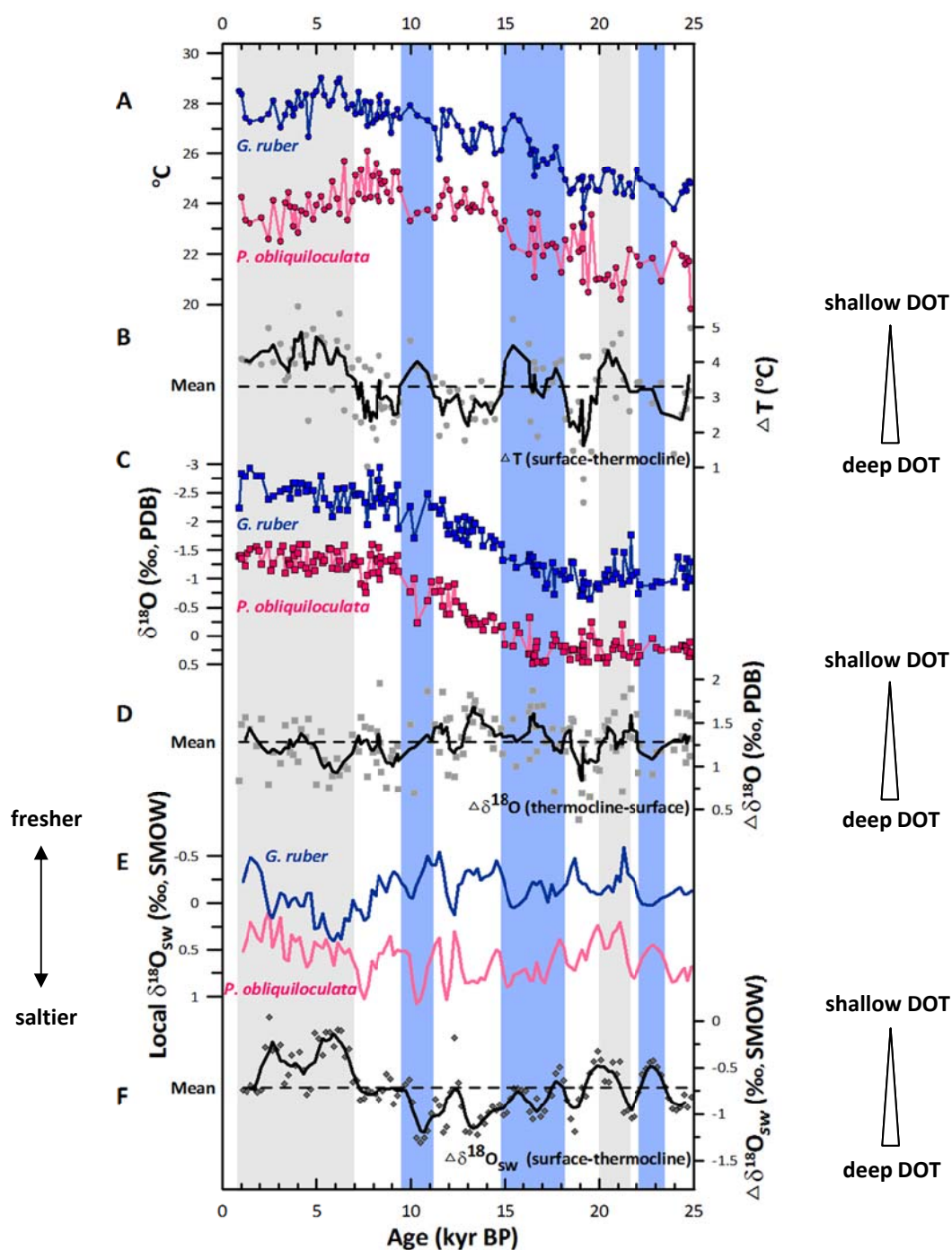


圖 3-11 表層水體結構於 25,000 年以來的重建: (A) 分別利用 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的鎂鈣比值重建混合層及上部溫躍層海水溫度變化; (B) 混合層與上部溫躍層的海水溫度差變化; (C) *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 殼體氧同位素的變化; (D) *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 殼體氧同位素差變化; (E) 經校正後的區域混合層及上部溫躍層水體氧同位素變化, 即僅受鹽度效應的影響; (F) 混合層與上部溫躍層的水體氧同位素差變化。粗黑線為五點的移動平均; 英文縮寫: DOT (depth of thermocline, 溫躍層的深度)、kyr (千年)。

3.4 表層垂直水體結構的重建

在此利用上述資料 (流程於圖 2-3), 分別計算混合層 (*G. ruber*) 與上部溫躍層 (*P. obliquiloculata*) 重建出來的溫度差、殼體氧同位素差和水體氧同位素差, 用以指示表層水體層化的程度, 相對於長期平均狀態下, 當差值越大代表溫躍層或混合層的深度 (depth of thermocline or mixed layer, DOT/DML) 越淺, 試圖討論三種梯度間的水文差異 (圖 3-11B, D, F)。

3.4.1 表層垂直水體結構的重建結果

圖 3-11B 為混合層與上部溫躍層海水溫度差變化的紀錄, 平均差值為 3.3°C , 差值大於平均的時期發生於 0 - 7,000、9,500 - 11,000、15,000 - 16,700、17,500 - 18,200 和 20,000 - 21,500 年之間, 代表溫躍層的深度相對較淺, 可能反映了類似於聖嬰現象的情形。

圖 3-11D 為有孔蟲 *G. ruber* 與 *P. obliquiloculata* 的殼體氧同位素差值變化紀錄, 平均差值為 1.28 ‰, 沒有紀錄到顯著的溫躍層的深度深淺變化, 可能是由於殼體氧同位素的訊號複合了多種變因影響 (如 2.4.1 節所論述), 單單由兩種有孔蟲可能無法反映出水體結構的變化。

圖 3-11F 為混合層與上部溫躍層的水體氧同位素差值, 平均差值為 -0.71 ‰, 差值大於平均的時期發生於 0 - 7,000、19,100 - 21,200 和 22,200 - 24,600 年之間。

由海水溫度梯度與水體氧同位素梯度推論出的水體結構較為一致, 兩者反相則發生在 9,500 - 11,000、15,000 - 16,700 和 22,000 - 23,500 之間。這三段時間區段內, 從圖 3-5A 的海水溫度來看, 混合層的海水溫度上升、上部溫躍層的海水溫度減小, 而圖 3-9E 的水體氧同位素紀錄顯示混合層和上部溫躍層皆反映海水鹽度增加, 顯示這兩個時期的混合層可能受到大氣升溫的影響導致蒸發旺盛, 使得鹽度增加, 上部溫躍層受到南方寒冷鹽度又高的水團影響較大。

3.4.2 東西赤道太平洋溫躍層的紀錄

比較東西赤道太平洋上部水體溫度梯度的紀錄中可以發現溫躍層的深度變化是不同相的 (圖 3-12A)，東赤道的海洋岩芯 ODP1240 上部混合層與溫躍層間溫度梯度自 25,000 年以來呈現高頻震盪，介於 $12.4 \pm 0.7^{\circ}\text{C}$ 之間，異於西赤道太平洋 (MD05-2925 和 MD01-2378) 的上部溫度梯度紀錄顯示自末次冰盛期以來整體溫度梯度越來越大；而海洋岩芯 MD97-2138 位於新幾內亞島的東北方 (圖 1-5) 為西赤道太平洋另一個溫躍層的紀錄，de Garidel-Thoron 等人 [2007] 利用有孔蟲轉換函數 FP-12E 重建溫躍層深度 (圖 3-12B)，他們認為當地的溫躍層深度變化是受到初級生產力的控制，因此本研究的溫躍層深度變化異於岩芯 MD97-2138 的紀錄可能是由不同的變因所影響。

Ueki 等人 [2003] 利用 CTD (conductivity-temperature-depth，溫鹽深儀) 量測新幾內亞島北方的海流，結果顯示聖嬰現象在發展的階段時，新幾內亞邊界潛流流速增強，使得溫躍層的深度變淺，南半球水團的影響增大，對應在 MD05-2925 的上部溫躍層紀錄中 (圖 3-11A 和 C)，海水溫度梯度增加時皆伴隨著鹽度的增加，加上與東赤道太平洋溫躍層海水鹽度變化趨勢相似 (圖 3-12C)，顯示所羅門海溫躍層深度對於 ENSO 現象的敏感性，並透過赤道潛流影響東赤道太平洋的溫躍層。因此上部溫度梯度變大反映的可能是聖嬰現象在千年尺度上頻繁發生的現象，本研究 7,000 年之後溫度上升的趨勢支持前人利用海洋、陸地沉積物及有孔蟲殼體氧同位素變化推論 ENSO 頻率增加的推論 [Haug et al., 2001; Moy et al., 2002; Koutavas et al., 2006]。

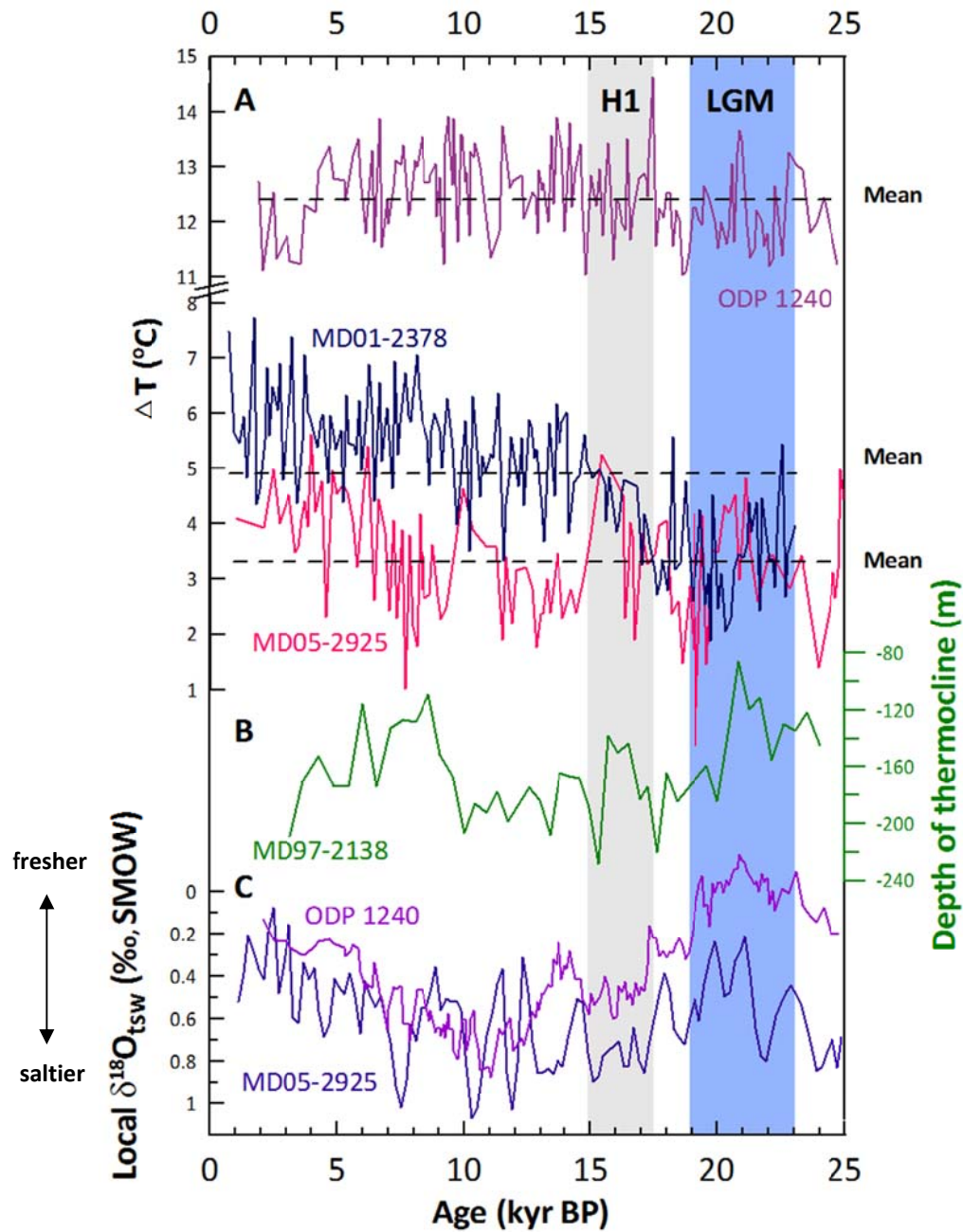


圖 3-12 赤道太平洋上部海水溫度及水體氧同位素紀錄

(A) 東赤道太平洋岩芯 ODP1240 混合層 (*G. ruber*) 與溫躍層 (*N. dutertrei*) 的海水溫度差變化紀錄 (紫線) [Pena et al., 2008]; 帝汶海岩芯 MD01-2378 (深藍線) [Xu et al., 2008] 與所羅門海的海洋岩芯 MD05-2925 (紅線) 之混合層 (*G. ruber*) 與溫躍層 (*P. obliquiloculata*) 的海水溫度差變化紀錄; (B) 西赤道太平洋岩芯 MD97-2138 利用轉換函數得到的溫躍層深度變化紀錄 [de Garidel-Thoron et al., 2007]; (C) 東赤道太平洋岩芯 ODP1240 溫躍層 (*N. dutertrei*) 的水體氧同位素變化紀錄; 帝汶海岩芯 MD05-2925 上部溫躍層 (*P. obliquiloculata*) 的水體氧同位素變化紀錄; 英文縮寫: kyr (千年)、H1 (Heinrich Event 1) 和 LGM (Last Glacial Maximum, 末次冰盛期)。

3.5 *P. obliquiloculata* 殼體碳同位素的變化

3.5.1 岩芯 MD05-2925 *P. obliquiloculata* 殼體碳同位素的紀錄

整合林怡君 (2009) 與魏國彥老師實驗室的 *P. obliquiloculata* 殼體碳同位素的紀錄於圖 3-13，碳同位素的分析皆於國立臺灣師範大學米泓生老師實驗室進行，長期誤差為 0.06 ‰ (1 σ)。

末次冰盛期時的碳同位素值可高達 1.5 ‰，19,000 年之後開始降低，於 11,500 年時達到最小值約 0.4 ‰，11,500 年後則緩慢上升至 0.8-1 ‰之間。

3.5.2 赤道太平洋有孔蟲殼體碳同位素的紀錄

南極底層水與大氣交換隔絕的特性，使其帶有低碳同位素的訊號，東赤道太平洋在冰消期結束前出現的碳同位素最小值事件被認為是南極中層水或亞南極模態水帶來的 [Spero, 2002; Pena et al., 2010]。不過其傳輸路徑尚未清楚，因此在所羅門海上部溫躍層發現的碳同位素最小值事件 (圖 3-11) [林怡君, 2009] 可以作為串連起 “ocean tunnel” 的環節，Roemmich 和 Cornuelle [1992] 曾報導亞熱帶模態水 (Subtropical mode waters, STMW) 可能攜帶南極中層水的訊號進入赤道潛流，因此碳同位素最小值的出現可能就是經由全球氣候變化而引發的：末次冰盛期之後，南極海冰的南退 (圖 3-13，紅線) 加上西風帶的南移增強南極底水的湧升作用，使得底層帶有低碳同位素值的海水翻攪 (overturn) 進入南極中層水或亞南極模態水參與南大洋的海洋循環中，塔斯曼海 (Tasman Sea) 的海洋岩芯 GC-12 (圖 1-5) 紀錄中也在冰消期出現了碳同位素極小值 [Bostock et al., 2004]，因此可能的傳輸路徑之一便是經由亞熱帶模態水連接大堡礁潛流 (Great Barrier Reef Undercurrent, GBRUC)，再連接到新幾內亞邊界潛流後轉入赤道潛流於東赤道太平洋湧升入北赤道流，示意圖請見圖 3-12，暖池中心的海洋岩芯 ODP806 晚上新世的紀錄中也發

現有南方水團的影響 [Bolton et al., 2010]，便可能是由北赤道流帶來的。

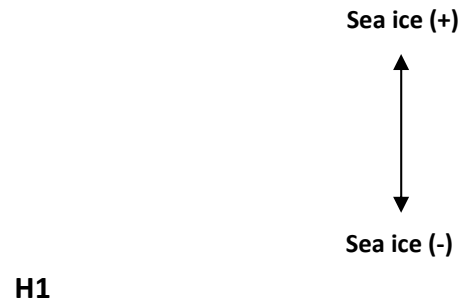


圖 3-13 岩芯 MD05-2925 於 25,000 年以來 *P. obliquiloculata* 的碳同位素紀錄
黑線為碳同位素五點平均的結果；紅線為地球地軸傾角 (obliquity) 的變化；紫線為南極冰芯 Dome C 中的來自於海洋的鈉通量，通量高代表海冰 (sea ice) 面積擴張，通量低代表海冰面積縮小 [Wolff et al., 2006]。



圖 3-14 南極中層水可能傳輸的路徑

本圖修改自 [Bostock et al., 2004]。英文縮寫: EUC (Equatorial Undercurrent, 赤道潛流); NGCUC (New Guinea Coastal Undercurrent, 新幾內亞邊界潛流); GBRUC (Great Barrier Reef Undercurrent, 大堡礁潛流); EAC (East Australian Current, 東澳洋流); STMW (Subtropical mode waters, 亞熱帶模態水); AAIW (Antarctic intermediate water, 南極中層水); CPDW (Circumpolar Deep Water, 環南極底層水)。

3.6 赤道太平洋溫躍層變化與全球氣候的連結

討論千年尺度氣候事件驅動機制時需要完備的年代模式，才能有效地判斷肌理發生的先後次序，然而在太平洋開放海域具高解析度的海洋岩芯紀錄極少，未來岩芯 MD05-2925 高解析度的優勢對於西太平洋古海洋的研究相信能有突破。

Dubois 等人 [2011] 對其海洋岩芯古海洋紀錄提出兩種年代模式，進而推斷出兩種 Heinrich Event 時期截然不同的海洋環流型態，本研究支持兩推論之一 (圖 3-15)，H1 時期，東西赤道太平洋同時受到亞南極模態水增強的影響，赤道太平洋的營養鹽增加，岩芯 MD05-2925 *P. obliquiloculata* 殼體碳同位素的紀錄中出現相輕偏移的極值 (圖 3-13)，而赤道潛流流量加速，將營養鹽輸送往東赤道太平洋。



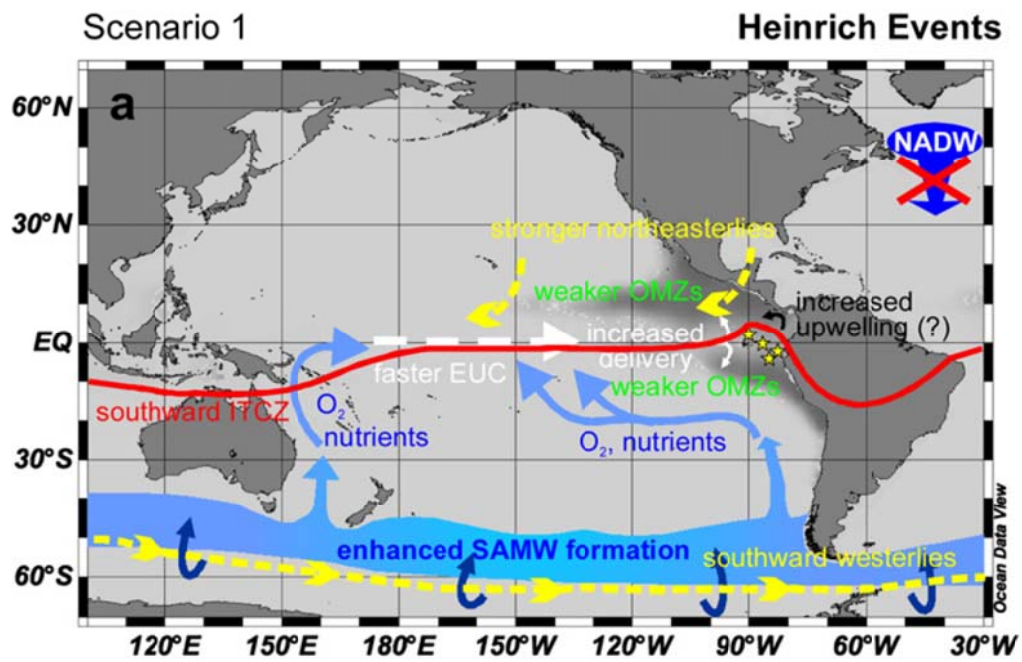


圖 3-15 Heinrich Event 時期可能的海洋環流型態

本圖取自 [Dubois et al., 2011]。

第四章 結論

一、本研究利用上部溫躍層種有孔蟲 *P. obliquiloculata* 的鎂鈣比值重建 25,000 年來上部溫躍層海水溫度，顯示從末次冰盛期以來升溫為 3°C。

二、混合層與上部溫躍層海水溫度差和水體氧同位素差能有效重建之表層水體結構，彼此有良好的對應關係，從現代觀測看來，聖嬰現象能使新幾內亞邊界潛流增強，是造成所羅門海溫躍層深度變動的主因，因此溫躍層深度的紀錄能反映南大洋海洋環流的改變。在 H1 時期，北大西洋深層水的歇止造成亞南極模態水的增強，便可能影響東西赤道太平洋的溫躍層的變化。

三、從本研究的上部溫躍層溫度紀錄對比帝汶海的紀錄，顯示印尼穿越流受到海平面變化的影響甚大，符合現代觀測的海洋循環型態，因此帝汶海與本研究的紀錄間的差異可能就是反映了南海海水的影響。結果顯示末次冰盛期和 10,000-11,500 年之間由於南海海水的影響減小使得兩地海水顯著地交換良好。

四、*P. obliquiloculata* 的殼體碳同位素在末次冰盛期之後持續減小，並在 11,500 年出現極小值，可能反映了南極海冰的南退加上西風帶的南移增強南極底水的湧升作用，使得底層帶有低碳同位素值的海水翻攪進入南極中層水或亞南極模態水並藉由亞熱帶模態水的傳輸進入赤道的溫躍層中。

參考文獻

- 呂佳蓉，2006，利用磁場是感應耦合電漿質譜儀精確測量碳酸鹽類之鎂鈣及鋇鈣比值：碩士論文，國立台灣大學，10-32 頁。
- 林怡君，2008，西太平洋暖池南緣 MD05-2925 岩芯 55 萬年以來浮游有孔蟲氧碳同位素紀錄：碩士論文，國立台灣師範大學，共 67 頁。
- 劉聰桂，1997，碳十四定年法：地質 16 卷，第 1-2 期，125-139 頁。
- 魏國彥，未發表資料，古海水面變化紀錄。
- Anand, P., 2003, Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series: *Paleoceanography*, v. 18, no. 2, p. 1050.
- Anand, P., Elderfield, H., and Conte, M. H., 2003, Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series: *Paleoceanography*, v. 18, no. 2.
- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., and Burckle, L. H., 2009, Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂: *Science*, v. 323, no. 5920, p. 1443-1448.
- Banner, F. T., and Blow, W. H., 1967, The origin, evolution and taxonomy of the foraminiferal genus *Pulleniatina* Cushman, 1927: *Micropaleontology*, v. 13, no. 2, p. 133-162.
- Barker, S., Greaves, M., and Elderfield, H., 2003, A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., and Lea, D. W., 1998, Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations: *Paleoceanography*, v. 13, no. 2, p. 150-160.
- Bijma, J., and Hemleben, C., 1994, Population-dynamics of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea: Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers, v. 41, no. 3, p. 485-510.
- Bolliet, T., Holbourn, A., Kuhnt, W., Laj, C., Kissel, C., Beaufort, L., Kienast, M., Andersen, N., and Garbe-Schönberg, D., 2011, in press, Mindanao Dome

- variability over the last 160 kyr: Episodic glacial cooling of the West Pacific Warm Pool: *Paleoceanography*.
- Bolton, C. T., Gibbs, S. J., and Wilson, P. A., 2010, Evolution of nutricline dynamics in the equatorial Pacific during the late Pliocene: *Paleoceanography*, v. 25.
- Bostock, H. C., 2004, Carbon isotope evidence for changes in Antarctic Intermediate Water circulation and ocean ventilation in the southwest Pacific during the last deglaciation: *Paleoceanography*, v. 19, no. 4, p. PA4013.
- Bostock, H. C., Opdyke, B. N., Gagan, M. K., and Fifield, L. K., 2004, Carbon isotope evidence for changes in Antarctic Intermediate Water circulation and ocean ventilation in the southwest Pacific during the last deglaciation: *Paleoceanography*, v. 19, no. 4.
- Bray, N. A., Hautala, S., Chong, J., and Pariwono, J., 1996, Large-scale sea level, thermocline, and wind variations in the Indonesian throughflow region: *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 101, no. C5, p. 12239-12254.
- Broccoli, A. J., Dahl, K. A., and Stouffer, R. J., 2006, Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling: *Geophysical Research Letters*, v. 33, no. 1.
- Cane, M. A., 1998, Climate change - A role for the tropical Pacific: *Science*, v. 282, no. 5386, p. 59-61.
- Cane, M. A., 2005, The evolution of El Niño, past and future: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 230, no. 3-4, p. 227-240.
- Chiang, J. C. H., and Bitz, C. M., 2005, Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone: *Climate Dynamics*, v. 25, no. 5, p. 477-496.
- Cléroux, C., Cortijo, E., Duplessy, J. C., and Zahn, R., 2007, Deep-dwelling foraminifera as thermocline temperature recorders: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 8.
- CLIMAP Project Members, 1976, Surface of ice-age earth: *Science*, v. 191, no. 4232, p. 1131-1137.
- De Deckker, P., Tapper, N. J., and van der Kaars, S., 2002, The status of the Indo-Pacific Warm Pool and adjacent land at the Last Glacial Maximum: *Global and Planetary Change*, v. 35, p. 25-35.
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F., and Beaufort, L., 2005, Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years: *Nature*, v. 433, no. 7023, p. 294-298.
- de Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Beaufort, L., Bard, E., Sonzogni, C., and Mix, A.

- C., 2007, A multiproxy assessment of the western equatorial Pacific hydrography during the last 30 kyr: *Paleoceanography*, v. 22, no. 3.
- Dubois, N., Kienast, M., Kienast, S., Normandeau, C., Calvert, S. E., Herbert, T. D., and Mix, A., 2011, Millennial-scale variations in hydrography and biogeochemistry in the Eastern Equatorial Pacific over the last 100 kyr: *Quaternary Science Reviews*, v. 30, no. 1-2, p. 210-223.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. W., and Kallel, N., 1988, Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation: *Paleoceanography*, v. 3, no. 3, p. 343-360.
- Eggins, S., De Deckker, P., and Marshall, J., 2003, Mg/Ca variation in planktonic foraminifera tests: implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, no. 3-4, p. 291-306.
- Elderfield, H., and Ganssen, G., 2000, Past temperature and delta O-18 of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios: *Nature*, v. 405, no. 6785, p. 442-445.
- Erez, J., and Honjo, S., 1981, Comparison of isotopic composition of planktonic foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 33, no. 1-3, p. 129-156.
- Fairbanks, R. G., Sverdrup, M., Free, R., Wiebe, P. H., and Be, A. W. H., 1982, Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin: *Nature*, v. 298, no. 5877, p. 841-844.
- Fine, R. A., Lukas, R., Bingham, F. M., Warner, M. J., and Gammon, R. H., 1994, The western equatorial Pacific- a water mass crossroads: *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 99, no. C12, p. 25063-25080.
- Gagan, M., 2004, Post-glacial evolution of the Indo-Pacific Warm Pool and El Niño-Southern Oscillation: *Quaternary International*, v. 118-119, p. 127-143.
- Griffiths, M. L., Drysdale, R. N., Gagan, M. K., Zhao, J. X., Ayliffe, L. K., Hellstrom, J. C., Hantoro, W. S., Frisia, S., Feng, Y. X., Cartwright, I., Pierre, E. S., Fischer, M. J., and Suwargadi, B. W., 2009, Increasing Australian-Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise: *Nature Geoscience*, v. 2, no. 9, p. 636-639.
- Gu, D. F., and Philander, S. G. H., 1997, Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics: *Science*, v. 275, no. 5301, p.

805-807.

- Hanebuth, T., Stattegger, K., and Grootes, P. M., 2000, Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record: *Science*, v. 288, no. 5468, p. 1033-1035.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., and Rohl, U., 2001, Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene: *Science*, v. 293, no. 5533, p. 1304-1308.
- Hemleben, C., 1989, *Modern planktonic foraminifera*, New York, Springer-Verlag.
- Huang, K.-F., You, C.-F., Lin, H.-L., and Shieh, Y.-T., 2008, In situ calibration of Mg/Ca ratio in planktonic foraminiferal shell using time series sediment trap: A case study of intense dissolution artifact in the South China Sea: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 9, no. 4, p. Q04016.
- Kiefer, T., and Kienast, M., 2005, Patterns of deglacial warming in the Pacific Ocean: a review with emphasis on the time interval of Heinrich event 1: *Quaternary Science Reviews*, v. 24, no. 7-9, p. 1063-1081.
- Koutavas, A., Demenocal, P. B., Olive, G. C., and Lynch-Stieglitz, J., 2006, Mid-Holocene El Niño-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments: *Geology*, v. 34, no. 12, p. 993-996.
- Kroopnick, P. M., 1985, The distribution of C-13 of sigma-CO₂ in the world oceans: *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, v. 32, no. 1, p. 57-84.
- Lea, D. W., Pak, D. K., and Spero, H. J., 2000, Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations: *Science*, v. 289, no. 5485, p. 1719-1724.
- Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., and Spero, H. J., 2002, Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, no. 1-3, p. 283-293.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., and Bard, E., 2009, ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific?: *Quaternary Research*, v. 72, no. 1, p. 123-131.
- Lin, H. L., and Hsieh, H. Y., 2007, Seasonal variations of modern planktonic foraminifera in the South China Sea: *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, v. 54, no. 14-15, p. 1634-1644.
- Linsley, B. K., Rosenthal, Y., and Oppo, D. W., 2010, Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool: *Nature Geoscience*,

- v. 3, no. 8, p. 578-583.
- Lo, L., Shen, C.-C., Wei, K.-Y., Mii, H.-S., and Lee, M.-Y., 2010, High resolution Sea Surface Temperature Records from South Marginal Indo-Pacific Warm Pool: Deglaciation Timing and Inter-Hemispheric Pattern Differences, Western Pacific Geophysic Meeting: Taipei, Taiwan.
- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., and Garcia, H. E., 2006, World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature, NOAA Atlas NESDIS, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 182 p.
- Lukas, R., 2001, Pacific Ocean Equatorial Currents, *in* John, H. S., Karl, K. T., and Steve, A. T., eds., *Encyclopedia of Ocean Sciences*: Oxford, Academic Press, p. 287-294.
- McPhaden, M. J., and Picaut, J., 1990, El-Niño Southern Oscillation displacements of the wetern equatorial Pacific warm pool: *Science*, v. 250, no. 4986, p. 1385-1388.
- Mix, A. C., Bard, E., and Schneider, R., 2001, Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG): *Quaternary Science Reviews*, v. 20, no. 4, p. 627-657.
- Mohtadi, M., Lückge, A., Steinke, S., Groeneveld, J., Hebbeln, D., and Westphal, N., 2010, Late Pleistocene surface and thermocline conditions of the eastern tropical Indian Ocean: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, no. 7-8, p. 887-896.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., and Anderson, D. M., 2002, Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch: *Nature*, v. 420, no. 6912, p. 162-165.
- Nürnberg, D., Bijma, J., and Hemleben, C., 1996, Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 60, no. 5, p. 803-814.
- Oppo, D. W., Linsley, B. K., Rosenthal, Y., Dannenmann, S., and Beaufort, L., 2003, Orbital and suborbital climate variability in the Sulu Sea, western tropical Pacific: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, no. 1, p. 1003.
- Oppo, D. W., and Rosenthal, Y., 2010, The Great Indo-Pacific Communicator: *Science*, v. 328, no. 5985, p. 1492-1494.
- Pahnke, K., and Zahn, R., 2005, Southern hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability: *Science*, v. 307, no. 5716, p. 1741-1746.
- Patrick, A., and Thunell, R. C., 1997, Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum:

- Paleoceanography, v. 12, no. 5, p. 649-657.
- Pena, L. D., Cacho, I., Ferretti, P., and Hall, M. A., 2008, El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections: *Paleoceanography*, v. 23, no. 3.
- Petchey, F., Phelan, M., and White, J. P., 2004, New Delta R values for the southwest Pacific Ocean: *Radiocarbon*, v. 46, no. 2, p. 1005-1014.
- Pflaumann, U., and Jian, Z. M., 1999, Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and western Pacific: a new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures: *Marine Geology*, v. 156, no. 1-4, p. 41-83.
- Philander, S. G., and Fedorov, A. V., 2003, Role of tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago: *Paleoceanography*, v. 18, no. 2.
- Rasmusson, E. M., and Carpenter, T. H., 1982, Variations in tropical sea-surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation El-Niño: *Monthly Weather Review*, v. 110, no. 5, p. 354-384.
- Ravelo, A. C., and Fairbanks, R. G., 1992, Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: recorders of the modern photic zone temperature gradient: *Paleoceanography*, v. 7, no. 6, p. 815-831.
- Ravelo, A. C., Andreasen, D. H., Lyle, M., Lyle, A. O., and Wara, M. W., 2004, Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch: *Nature*, v. 429, no. 6989, p. 263-267.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E., 2009, INTCAL09 AND MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP: *Radiocarbon*, v. 51, no. 4, p. 1111-1150.
- Rosenthal, Y., Oppo, D. W., and Linsley, B. K., 2003, The amplitude and phasing of climate change during the last deglaciation in the Sulu Sea, western equatorial Pacific: *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 8.
- Sadekov, A., Eggins, S. M., De Deckker, P., Ninnemann, U., Kuhnt, W., and Bassinot, F., 2009, Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using

- Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, and *Pulleniatina obliquiloculata*: *Paleoceanography*, v. 24.
- Sarnthein, M., Grootes, P. M., Kennett, J. P., and Nadeau, M. J., 2007, ^{14}C reservoir ages show deglacial changes in ocean currents and carbon cycle.: *Geophys. Monogr. Ser.*, v. 173, p. 175-196.
- Sarnthein, M., Grootes, P. M., Holbourn, A., Kuhnt, W., and Kühn, H., 2011, In press, Tropical warming in the timor sea led deglacial antarctic warming and atmospheric CO_2 rise by more than 500 yr: *Earth and Planetary Science Letters*.
- Shen, C. C., Hastings, D. W., Lee, T. P., Chiu, C. H., Lee, M. Y., Wei, K. Y., and Edwards, R. L., 2001, High precision glacial-interglacial benthic foraminiferal Sr/Ca records from the eastern equatorial Atlantic Ocean and Caribbean Sea: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 190, no. 3-4, p. 197-209.
- Sigman, D. M., and Boyle, E. A., 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide: *Nature*, v. 407, no. 6806, p. 859-869.
- Spero, H. J., 2002, The Cause of Carbon Isotope Minimum Events on Glacial Terminations: *Science*, v. 296, no. 5567, p. 522-525.
- Spero, H. J., Mielke, K. M., Kalve, E. M., Lea, D. W., and Pak, D. K., 2003, Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr: *Paleoceanography*, v. 18, no. 1.
- Steinke, S., Mohtadi, M., Groeneveld, J., Lin, L. C., Lowemark, L., Chen, M. T., and Rendle-Buhring, R., 2010, Reconstructing the southern South China Sea upper water column structure since the Last Glacial Maximum: Implications for the East Asian winter monsoon development: *Paleoceanography*, v. 25.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W., 2005, CALIB 6.0, WWW program and documentation.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., Olafsson, J., and Nojiri, Y., 2002, Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2 , and seasonal biological and temperature effects: *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, v. 49, no. 9-10, p. 1601-1622.
- Tesoriero, A. J., and Pankow, J. F., 1996, Solid solution partitioning of Sr^{2+} , Ba^{2+} , and Cd^{2+} to calcite: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 60, no. 6, p. 1053-1063.
- Thunell, R., Anderson, D., Gellar, D., and Miao, Q. M., 1994, Sea-surface temperature estimates for the tropical western Pacific during the last glaciation and their

- implications for the Pacific warm pool: *Quaternary Research*, v. 41, no. 3, p. 255-264.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., and Carson, S. R., 2006, Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages: *Paleoceanography*, v. 21, no. 2.
- Toggweiler, J. R., and Lea, D. W., 2010, Temperature differences between the hemispheres and ice age climate variability: *Paleoceanography*, v. 25.
- Visser, K., Thunell, R., and Stott, L., 2003, Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation: *Nature*, v. 421, no. 6919, p. 152-155.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M., 2002, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, no. 1-3, p. 295-305.
- Waelbroeck, C., Paul, A., Kucera, M., Rosell-Melee, A., Weinelt, M., Schneider, R., Mix, A. C., Abelman, A., Armand, L., Bard, E., Barker, S., Barrows, T. T., Benway, H., Cacho, I., Chen, M. T., Cortijo, E., Crosta, X., de Vernal, A., Dokken, T., Duprat, J., Elderfield, H., Eynaud, F., Gersonde, R., Hayes, A., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Huang, C. C., Jansen, E., Juggins, S., Kallel, N., Kiefer, T., Kienast, M., Labeyrie, L., Leclaire, H., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Meland, M., Morey, A. E., Mulitza, S., Pflaumann, U., Pisias, N. G., Radi, T., Rochon, A., Rohling, E. J., Scaffi, L., Schafer-Neth, C., Solignac, S., Spero, H., Tachikawa, K., Turon, J. L., and Members, M. P., 2009, Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum: *Nature Geoscience*, v. 2, no. 2, p. 127-132.
- Webster, P. J., and Palmer, T. N., 1997, The past and the future of El Niño: *Nature*, v. 390, no. 6660, p. 562-564.
- Wolff, E. W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G. C., Mulvaney, R., Rothlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C. F., Hansson, M., Jonsell, U., Hutterli, M. A., Lambert, F., Kaufmann, P., Stauffer, B., Stocker, T. F., Steffensen, J. P., Bigler, M., Siggaard-Andersen, M. L., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Severi, M., Wagenbach, D., Barbante, C., Gabrielli, P., and Gaspari, V., 2006, Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles: *Nature*, v. 440, no. 7083, p. 491-496.
- Xu, J., Kuhnt, W., Holbourn, A., Andersen, N., and Bartoli, G., 2006, Changes in the

- vertical profile of the Indonesian Throughflow during Termination II: Evidence from the Timor Sea: *Paleoceanography*, v. 21, no. 4.
- Xu, J., Holbourn, A., Kuhnt, W., Jian, Z., and Kawamura, H., 2008, Changes in the thermocline structure of the Indonesian outflow during Terminations I and II: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 273, no. 1-2, p. 152-162.
- Yan, X. H., Ho, C. R., Zheng, Q., and Klemas, V., 1992, Temperature and size variabilities of the western Pacific warm pool: *Science*, v. 258, no. 5088, p. 1643-1645.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., and Fifield, L. K., 2000, Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima: *Nature*, v. 406, no. 6797, p. 713-716.
- Zuraida, R., Holbourn, A., Nürnberg, D., Kuhnt, W., Dürkop, A., and Erichsen, A., 2009, Evidence for Indonesian Throughflow slowdown during Heinrich events 3–5: *Paleoceanography*, v. 24, no. 2, p. PA2205.

