

[研究成果報導]

應用衛星觀測之海面熱通量於氣候研究

台灣大學大氣科學系 周明達

摘 要

在熱帶海洋地區，海洋與大氣的熱量交流（或稱熱通量）影響所有不同時間與空間尺度的氣候，包括從海面溫度和雲的日變化、大氣擾動的季內變化、到聖嬰／南方震盪的年際變化。過去研究海洋表面加熱對氣候的影響，皆受限於缺乏高時間與空間解析度之優良品質的全球資料。近年來，高品質的海面熱通量資料已經能由衛星輻射觀測得出。我們運用這些資料來研究熱帶太平洋的氣候。這些研究包括海面熱量收支、海面加熱在調節太平洋暖池溫度所扮演的角色、以及整體熱帶太平洋的加熱與海溫年際變化間的相關性。研究成果已經刊載於一系列的學術文章中[1-4]。

一、前言

熱帶西太平洋暖池(warm pool)海溫最高、大雨頻繁、大氣加熱旺盛、平均風速微弱、並且有間歇性的強西風爆發，對氣候而言是一個極重要的區域。暖池中所蘊藏的大量熱能驅動著全球的氣候，並對聖嬰／南方震盪(ENSO)，以及亞洲—澳洲季風扮演著重要的角色[5]。在 ENSO 期間暖池向東移動。伴隨著太平洋暖池微小的海溫變化是大量的海洋熱容量變化。這些區域性的變化已被證實會影響全球性的氣候變化[6]。

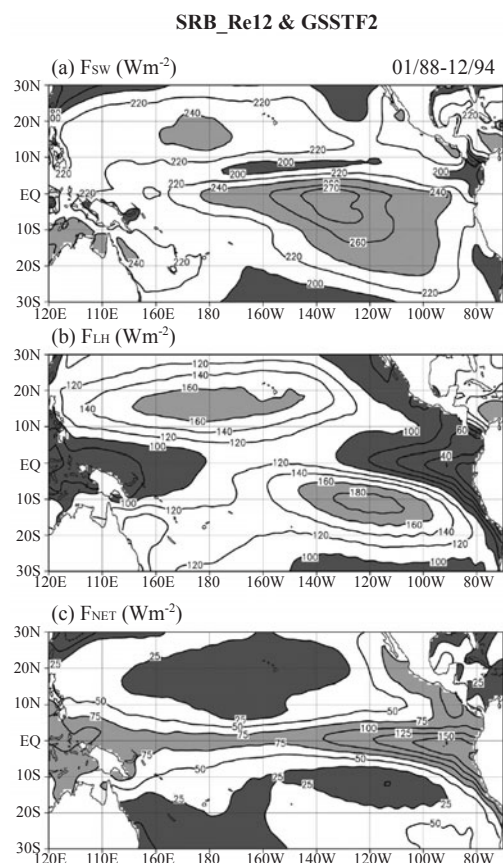
海洋與大氣的熱量交流（熱通量）影響所有時空尺度上的氣候變化，其中包括從海溫與大氣對流的日變化到 ENSO 的年際變化。海面的熱通量可以從衛星觀測所得的海溫、以及近海面的風、溫度、及濕度來計算。目前我們已經有幾組從衛星觀測所算出的海面熱通量資料。這些資料包括可感熱與潛熱通量[2,7,8]及輻射通量[1,9]。本文介紹我們利用衛星觀測之海面熱通量，來研究調節西太平洋暖池海溫的機制以及整個熱帶太平洋海溫與海面加熱之間的相關性。

二、調節太平洋西部暖池海溫的機制

熱帶西太平洋溫度高且雲量多。此區在南緯二十度及北緯二十度之間的海溫分佈相當均勻，在 28°C 與 30°C 之間。海溫大於 30°C 的地區甚少出現，且一般伴隨著下沉氣流及穩定、晴朗的天氣。因為西太平洋暖池對氣候變化影響很大，所以對瞭解熱帶西太平洋維持高海溫的動力及物理過程就很重要。Ramanathan and Collins [10]認為因海溫的增加而出現的厚卷雲，會減少海洋的太陽加熱，並限制海溫的持續升高。隨後，有關調節太平洋暖池海溫的機制，很多研究人員陸續提出不同的論述，其中大部分強調大尺度的大氣環流在分散熱量的重要性。有些研究學者也強調在高溫時蒸發作用對海溫的高敏感性，以及洋流調節海溫的作用。除了從大尺度的角度來看調節海溫的機制，由海面熱通量的分析亦可提供我們造成太平洋暖池海溫均勻分佈的訊息。Chou et al. [4]應用衛星觀測的海面熱通量來研究大氣環流季節性的變化對西太平洋暖池海溫的影響。

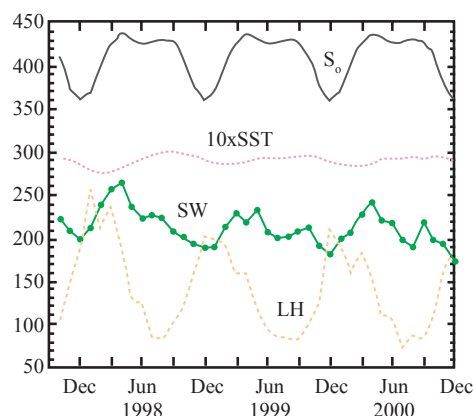
圖一顯示從 1988 年 1 月至 1994 年 12 月 7 年期間熱帶西太平洋區域平均的海面太陽輻射、潛熱(蒸發)、與淨熱通量的分佈。圖中可見在副熱帶高壓籠罩地區，大氣晴朗且乾燥，貿易風旺盛，在此出現最大太陽加熱與蒸發冷卻。最小的蒸發冷卻區域靠近風速與輻合微弱的赤道地區。從另一方面而言，最小太陽加熱的區域正位於赤道北方，亦即間熱帶輻合區(ITCZ)的位置。圖中最下一張小圖顯示，最大的淨海面加熱位於蒸發冷卻作用最弱的赤道地區。

因為最大的加熱作用出現在赤道高海溫區域，那我們不禁要問究竟是什麼原因使得海溫不會持續的增加？我們發現太陽輻射及大氣環流的季節性變化是使海溫低於 30°C 及造成暖池海溫均勻分布的主要機制。在某一特定的季節，間



圖一 1988 年 1 月至 1994 年 12 月 7 年期間，熱帶太平洋區域平均的海面太陽輻射(上圖)、潛熱(蒸發) (中圖)、與淨熱通量(下圖)的分佈

熱帶輻合區是太陽直射的區域，有最高的海溫、最多的雲量、以及最小的風速。隨著季節的推進，太陽從最大海溫區域移至鄰近雲量較少的地區。這個鄰近地區因而吸收大量的太陽熱量。隨著海溫增加，輻合帶緊跟著出現，風速也跟著減弱。而風速的減弱使得蒸發冷卻的作用減弱，進一步造成這一鄰近地區的海溫升高與對流增強。當前一季節最大的加熱區在太陽移開與風速增強後，海洋便冷卻下來。上述這些過程可由圖 2 說明。圖二顯示在太平洋最暖地區(5° N-15° N, 130° E-160° E)的平均海溫 (SST)、大氣層頂的太陽輻射量(S_0)、海面的太陽加熱(SW)、及蒸發冷卻(LH)的時間序列。大氣層頂的太陽輻射量在十二月時最低，而後一直增加到四月。從四月到九月則近乎維持不變，之後隨著太陽南移而減弱。雖然從四月至九月，大氣層頂的太陽輻射量近乎維持不變，但是海面的太陽加熱卻減

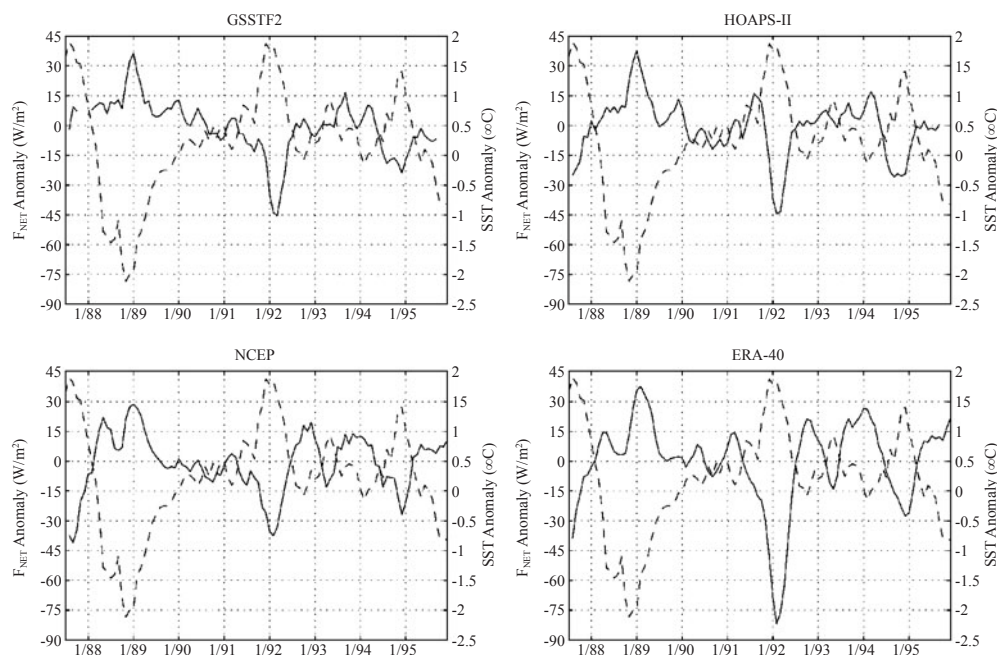


圖二 太平洋暖區(5° N-15° N, 130° E-160° E)的海溫(SST)、大氣層頂的太陽輻射量(S_0)、海面的太陽加熱(SW)、及蒸發冷卻(LH)的時間序列。單位:海溫 $^{\circ}\text{C}$,熱通量 Wm^{-2}

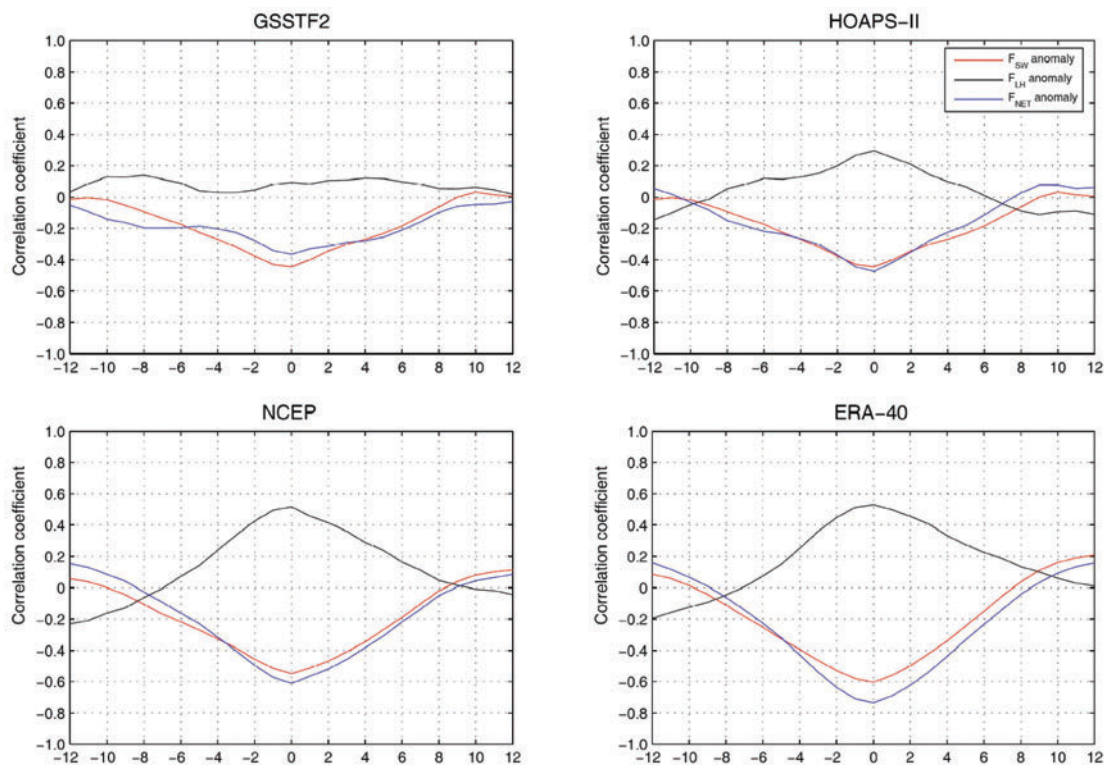
少，這顯示雲量增加。同時，蒸發冷卻也減少，其減少量甚至遠大於太陽加熱的減少量，這顯示在對流較強及雲量較多的地區風速明顯減弱。在八月、九月之後，太陽南移，太陽輻射持續減弱，而蒸發冷卻的作用卻隨著東北季風(貿易風)的移入而增強。由此我們可以推斷太陽輻射及貿易風的季節變化是導致熱帶西太平洋海溫分佈均勻及不致持續增高的最大原因。

三、熱帶太平洋海溫與海面加熱之間的相關性

要研究造成熱帶大氣擾動季內與年際震盪的原因，瞭解海面加熱與海溫之間的相關性是很重要的。圖三中顯示在 1987 年 7 月至 1995 年 8 月期間赤道中太平洋地區 (5°S-5°N, 120°W-170°W) 每月海面加熱(淨熱通量 F_{NET}) 距平(去除八年平均年週期)與海溫距平的時間序列。圖中包含四組資料，兩組是衛星觀測資料，另外兩組則是重分析資料。圖中可見四組資料的海面加熱正距平(實線)與海溫負距平(虛線)彼此配合得很好。圖四說明利用上述四組資料所演算的海溫與海面熱通量的延遲相關係數。對所有的資料組而言，最大相關係數均出現在延遲 0 個月時，且近乎對稱，並無任何顯著的延遲現象發生。海溫與海面加熱之間負的相關性，說明海溫增高導致冷卻增強(加熱減少)。因為海洋具有極大熱容量，如果海溫的變化是由海面加熱的變化



圖三 1987年7月至1995年8月期間，赤道中太平洋地區（5° S-5° N, 120° W-170° W）四組不同資料的每月海溫（實線）距平與熱帶太平洋海面熱通量（虛線）距平的時間序列



圖四 四組不同資料所得出的海溫與海面熱通量的延遲相關係數。 F_{SW} :太陽輻射, F_{LH} :潛熱通量, F_{NET} :淨熱通量

所造成，則海溫與海面加熱間應是正的相關性，而且海溫會落後海面加熱大約兩個月。由於相關性沒有延遲而且是正值，它顯示著海面加熱的變

化是大氣對海溫變化的快速反應。我們因此可以推論，海面的加熱與冷卻並非造成海溫年際變化的主因。其主因必然是由海洋動力以直接透過

「延遲活動震盪」理論[11]，或是經由「充電—放電」機制[12]所造成，也可能是間接透過海洋「熱幫浦」機制[13]所造成。

四、結論

季節性的貿易風在赤道西太平洋高溫區域輻合，這些區域有最多的雲量與最小的風速，導致海面太陽加熱與蒸發冷卻微弱。因為後者的影響大於前者，結果是海洋加熱最大的地區隨著太陽輻射的季節性而移動。當太陽移出高溫對流地區時，貿易風開始盛行，蒸發冷卻增強，導致海洋冷卻。因此，伴隨著貿易風所造成的蒸發冷卻的季節變化，是造成西太平洋暖池海溫均勻分佈的主要原因。

在聖嬰年時，赤道太平洋中部和東部異常溫暖，因而雲量增加，以致海面太陽輻射減弱，同時也因海洋—大氣濕度差增加而造成蒸發冷卻加強。結果是在聖嬰高溫期間熱帶太平洋的加熱減弱。另一方面，在反聖嬰年時，中部和東部太平洋較冷，熱帶太平洋的加熱增強。因此，海洋與大氣間熱量的交流對海溫有穩定的效應；在暖年時海面加熱減小，而在冷年時則是海面加熱增大。

參考文獻

[1] M.-D. Chou, P.-K. Chan and M.M.-H. Yan, *J.*

Geophys. Res., **106**, 7219 (2001).

- [2] S.-H. Chou, E. Nelkin, J. Ardizzone, R.M. Atlas and C.-L. Shie, *J. Climate*, **16**, 3256 (2003).
- [3] S.-H. Chou, M.-D. Chou, P.-K. Chan, P.-H. Lin and K.-H. Wang, *J. Climate*, **17**, 1845 (2004).
- [4] M.-D. Chou, S.-H. Chou and P.-K. Chan, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, (2005).
- [5] P.J. Webster, T. Palmer, M. Yanai, V. Magana, J. Shukla, R.A. Toma and A. Yasunari, *J. Geophys. Res.*, **103**, (C7), 14451 (1998).
- [6] T.N. Palmer and D. A., Mansfield, *Nature*, **310**, 483 (1984).
- [7] H. Grassl, V. Jost, R. Kumar, J. Schulz, P. Bauer and P. Schluessel, *Max Planck Institute for Meteorology*, **312**, 130 pp, (2000).
- [8] M. Kubota, N. Iwasaka, S. Kizu, M. Konda and K. Kutsuwada, *J. Oceanog.*, **58**, 213 (2002).
- [9] <http://eosweb.larc.nasa.gov/>
- [10] V. Ramanathan and W. Collins, *Nature*, **351**, 27 (1991).
- [11] M.J. Suarez and P. Schopf, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283 (1988).
- [12] F.-F. Jin, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811 (1997).
- [13] D.-Z. Sun, *J. Climate*, **13**, 3533 (2000).