

ITCZ 不對稱之探討

楊憶婷

一、前言

間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) 位於南北緯 10 度附近，約呈東西走向帶狀分布的低壓區，可觀測到一狹長對流雲區出現在衛星雲圖中。在這個區域，對流與蒸發作用旺盛，會有大量的降水。由衛星雲圖上觀察 ITCZ 有波動起伏隨後分裂，此現象稱為 ITCZ break down，這時 ITCZ 會分裂成數個小擾動，部分擾動可能會發展為熱帶氣旋並向較高緯度移動(Wang and Magnusdottir, 2004)。

Mitchell and Wallace (1994) 分析熱帶地區東太平洋到大西洋以及印度洋到西太平洋的 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 隨緯度分布，如圖一。在印度洋與西太平洋，強對流帶一年經過赤道兩次，4 月至 9 月發生在北半球，10 月至隔年 3 月發生在南半球，而東太平洋與大西洋，最強的對流總是發生在赤道的北邊，且在春天比較弱。另 Philander et al. (1996) 雨量分析當中 (如圖二)，亦明顯發現東太平洋與大西洋的平均雨量顯著集中在約 10°N；由以上的觀測均反應了 ITCZ 在東太平洋與大西洋區域不對稱。但太陽對地球的加熱是對稱於赤道的，所以 ITCZ 不對稱的現象，引起十多年前研究海氣相互作用的大氣科學家很大的興趣，因此許多經典的理論也在當時被提出來，本文接下來將針對影響該不對稱現象之可能因子做簡單介紹。

二、風、蒸發與海表面溫度的回饋作用

由圖二 (b) 海表面溫度 (Sea Surface Temperature, SST) 分析中, ITCZ 的範圍內也有較高的 SST。在 Xie and Philander (1994) 的分析中 (如圖三), 明顯可以看出北緯與南緯同樣緯度地區相比較, 北緯具有較高的 SST。也就是說, 東太平洋與大西洋區域有 SST 的南北不對稱現象。溫暖的海水容易使局地對流發展, 地面風輻合, 因此在經向與緯向風的分析中都可以觀察到風場在此區輻合, 形成一狹長的 ITCZ 集中在北半球。

由圖二 (c) 經向風場分析中, 東太平洋與大西洋區域內, 本來在南半球的南風跨越赤道在北半球與東北信風輻合。從圖三中, 也可以觀察到這個區域因為輻合所以風速較弱, 較弱的風速會導致蒸發作用比較不旺盛, 局地產生較高的 SST。但是在 10°N 以南, 風速較大造成較強的蒸發作用, 局地產生低的 SST, 這樣的作用進一步維持南北的 SST 梯度。

這股在南半球沿著大陸西岸的南風, 導致離岸的 Ekman drift, 為了質量保守, 引起湧升流 (upwelling), 這個得天獨厚的環境條件也是秘魯外海成為世界著名漁場的原因。此一南風將暖的 SST 跨越赤道向北輸送, 使暖 SST 在 10°N 累積, 而南美西岸外海則由於湧升流而具有低 SST, 亦為維持南北方向的 SST 梯度的一個機制。 10°N 暖的 SST 透過靜力平衡會對應低的海平面氣壓 (Sea Level Pressure, SLP), 反之, 南美及南非西岸外海則對應高的 SLP, 因此風會在 10°N 輻合, 這個作用將加強南風跨越赤道, 除南美及南非西岸外海繼續引起湧升流外, 較強的南風也會增強該區蒸發作

用，亦扮演維持南北方向 SST 梯度的角色。以上是由風、蒸發作用及 SST 的回饋機制，說明 ITCZ 可以持續座落在 10°N。

三、層雲與海表面溫度的回饋作用

在上一段的介紹我們已經知道，低的 SST 會因為靜力平衡伴隨高的 SLP，這樣的局地大氣結構是比較穩定的，穩定的大氣甚至可以引起逆溫現象，在逆溫層底會出現薄薄的層雲，層雲可以說是僅次於對流雲外，熱帶地區第二重要的雲了，它具有較高的反照率 (albedo)，可以反射超過 30% 的太陽輻射不進入地表，因此會影響到海氣交互作用。

Philander et al. (1996) 推測在南半球熱帶東太平洋與大西洋地區，因為較低的 SST 導致大氣穩定，並且伴隨層雲出現，層雲出現後可以反射較多的太陽輻射，減緩 SST 溫度增加，低層大氣增溫速度慢，大氣更加穩定，更穩定的大氣又可能伴隨層雲繼續出現，維持較低的 SST 以及對南北方向的 SST 梯度，產生一正回饋作用。Philander et al. (1996) 透過模式模擬有及沒有層雲的效應下，SST 的分布情形如圖四，在有層雲的情形下，確實模擬出東太平洋與大西洋在南半球較冷的 SST。

四、海陸分布效應

海洋主要分為最上層的混合層、中層的躍溫層以及最下層的深水層，在混合層與深水層海水的溫度沒有明顯的垂直變化，而夾在中層的躍溫層海水的溫度隨深度急遽下降，躍溫層的海水溫度比受大氣影響混合均勻的混合層要低，因此，躍溫層的深度將影響到海

氣交互作用。

接下來我們要談到為什麼 ITCZ 的不對稱現象沒有在西太平洋以及印度洋被觀測到呢？熱帶太平洋地區盛行東風，赤道東風帶會將溫暖的海水帶到西太平洋累積，使西太平洋的躍溫層比東太平洋深。另外，從圖二（d）可以注意到印度洋近赤道地區，沒有我們熟知的東風出現，東風使赤道之外，但是靠近赤道的區域受科氏力影響，表層海水在赤道南北邊，分別往南及往北被帶離赤道，引起赤道地區的湧升流發生，使這個區域的 SST 較低。這也是東太平洋以及大西洋最溫暖的海水沒有出現在赤道的原因。反之，印度洋取而代之的西風會造成這個區域 downwelling，即靠近赤道的溫暖海水被帶到赤道地區累積，所以印度洋有比東太平洋與大西洋深的躍溫層。造成這個現象的原因是印度洋的海陸分布，不同於太平洋與大西洋東西方向的海陸分布，印度洋是北邊陸地南邊海洋，這樣的特殊條件產生了地球最強的季風區，印度洋季風主導了該區大尺度風場，使印度洋熱帶是西風帶，產生了較深的躍溫層。換言之，在西太平洋與印度洋都具有比較深的躍溫層，不易受到躍溫層的冷海水影響，ITCZ 可以對稱於赤道。因此，Philander et al. (1996) 推測海陸分布可以影響到大尺度風場以及躍溫層的深度，進而影響到海氣交互作用的情形與 ITCZ 的位置。

經由以上的推論，Philander et al. (1996) 利用大氣海洋耦合模式，模擬理想海岸線與對稱太陽輻射加熱情形下的地面風結果（如圖五）。當海岸線均與經緯線平行的狀況下（圖五（a）），太平洋因海陸對稱分布，風場模擬結果是對稱的，低壓中心與最大降水區發

生在赤道(圖中未繪出),由此可知 ITCZ 座落於赤道。但是在大西洋,雖然海岸線平行於經緯線,由於海陸南北分布不對稱,使低壓位置向赤道以北偏移,南半球大西洋的南風跨越赤道與東北信風交會,此作用導致秘魯外海的湧升流,以及向北偏移的低壓中心下方高溫 SST,產生南北方向的 SST 梯度,進而繼續維持地面風場與 ITCZ 的不對稱。當美國西岸的海岸線經向為傾斜,從大氣的角度來看,模擬的風場結果依舊是對稱的,但是從海洋的眼光來看,南美西岸的風場平行於海岸線,北美西岸的風場卻垂直於海岸線,因此,南美西岸外海的 Ekman drift 引起湧升流,此區的躍溫層較淺,並且 SST 較低,但是在北美外海就沒有這樣的現象,維持南北向的 SST 梯度,以及 ITCZ 的不對稱。

五、結論

近十幾年來觀測資料顯示,雖然太陽加熱對稱赤道,但在大西洋以及東太平洋地區具有南北不對稱的 SST 和 ITCZ,許多經典的理論在當時被提出來。海氣交互作用與躍溫層的厚度有關,在東太平洋與大西洋赤道地區普遍盛行東風,導致該地區的湧升流及躍溫層較淺,至受冷海水影響,高溫的 SST 沒有發生在赤道,而是發生在 10°N 。東太平洋以及大西洋跨越赤道的南風引起離岸的 Ekman drift,發生湧升流,亦具有比較低的 SST。此外, 10°N 以南的風速較大,伴隨比較強的蒸發冷卻作用,同樣使 10°N 以南具有低 SST,溫暖海水因風場輻合被帶到 10°N 累積,產生南北走向的 SST 梯度,該 SST 梯度將又增強風的輻合,維持 10°N 以南蒸發作用繼續增強,又進而加強 SST 梯度。此即為風、蒸發作用與海表面溫度的

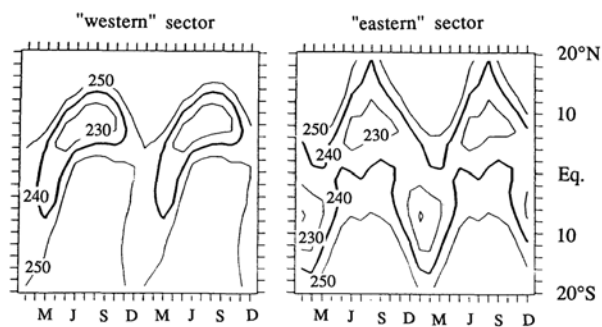
正回饋作用。

在 SST 較低的環境下，具有比較穩定的大氣，甚至發生逆溫現象，逆溫層底部常伴隨層雲發生，由於層雲具有比較大的反照率，會影響到海氣交互作用。在南半球東太平洋與大西洋因為 SST 較低，大氣較穩定，伴隨層雲出現，反射較多太陽輻射，降低局地的 SST，大氣更加穩定及更有利於層雲出現的環境，且維持南北方向的 SST 梯度以及 ITCZ 的不對稱。此為層雲與海表面溫度的正回饋作用。

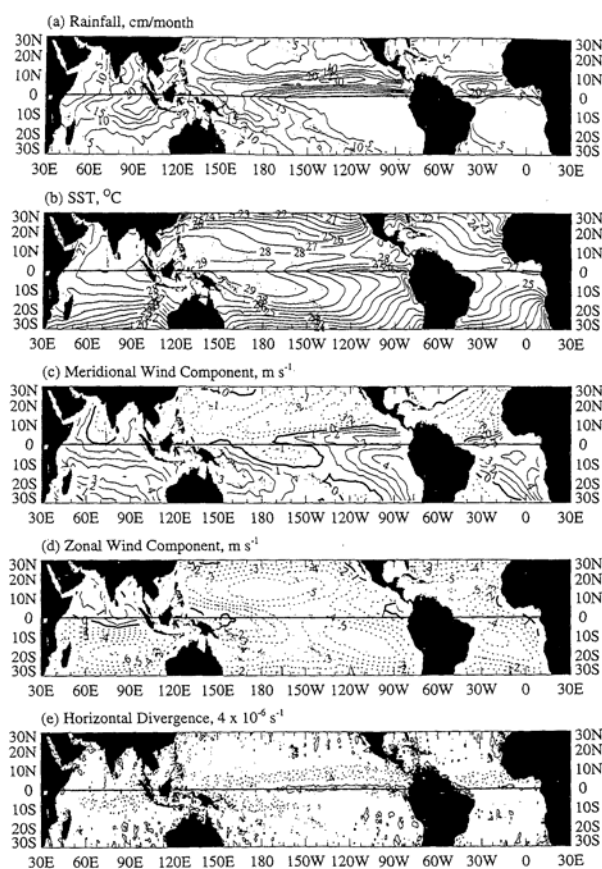
海陸分布的情形會影響到大尺度風場，進而影響躍溫層的深度以及海氣交互作用的情形。非洲因海陸分布不對稱，大西洋發生跨越赤道的南風，並且引起湧升流產生 SST 的不對稱，也維持 10°N 的 ITCZ。而美洲西側的海岸線分布經向為傾斜，使得南風在南美外海平行於海岸線，產生 Ekman Drift 以及湧升流，但是在北美西岸外海，風與海岸線垂直，便沒有這樣的情形。因此可以維持東太平洋與大西洋南北的 SST 梯度，影響 ITCZ 的不對稱。

參考文獻

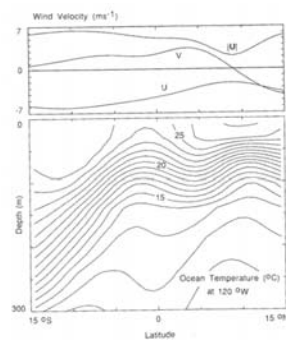
- Mitchell T. P., and J. M. Wallace, 1992: The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Climate*, **5**, 1140-1156.
- Philander, S.G.H., et al., 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Clim.*, **9**, 2958-2972.
- Wang, C.-C. and G. Magnusdottir, 2005: ITCZ Breakdown in Three-Dimensional Flows, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1497-1512.
- Xie, S.-P. and S.G.H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, **46A**, 340-350.



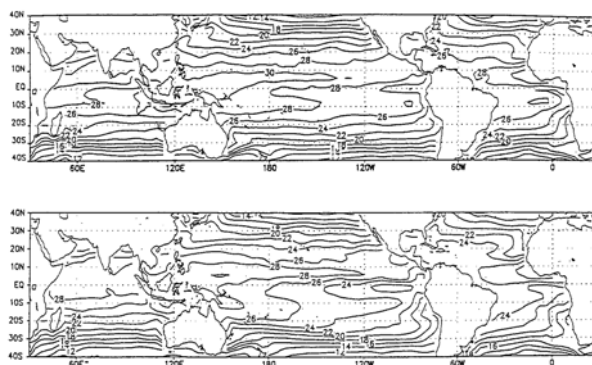
圖一：左圖為 140°W 到 40°E（東太平洋與大西洋）；右圖為 40°E 到 140°W（印度洋與西太平洋），平均 OLR 隨季節變化。（Mitchell and Wallace, 1992）



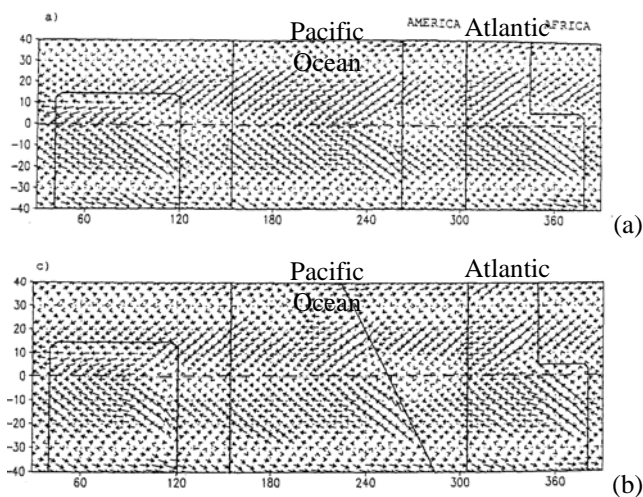
圖二：(a) Raifall，間隔 5cm mo⁻¹，取自 Spencer (1993)；(b) SST，間隔 1°C，取自 Reynolds and Smith (1994)；(c)；(d)；(e) 分別是經向與緯向風平均分量，間隔 1m s⁻¹，與水平輻散場，取自 Halpern (1993)。（Philander et al., 1996）



圖三：120°W 平均海水溫度、經向風、緯向風與風速隨緯度的變化。(Xie and Philander, 1994)



圖四：透過模式模擬層雲作用影響 SST 分布。上圖與下圖分別是沒有及有層雲作用的模擬結果。(Philander et al., 1996)



圖五：(a) 海岸線與經緯線平行；(b) 美國西岸的海岸線向北傾斜，其餘均與經緯線平行的情形下，模式模擬地面風場結果。(Philander et al., 1996)