

TOGA COARE 期間熱帶西風暴潮 與對流的特性分析

林沛練 顏永安

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十五年五月一日收稿；中華民國八十五年九月二十四日定稿)

摘 要

熱帶是全球大氣的熱源，熱帶氣象的變化，對全球氣候變遷有巨大的影響，爲了進一步了解低頻振盪，ENSO(El Niño/Southern Oscillation)等現象，許多學者致力於探討熱帶海氣之交互作用，一些研究指出太平洋暖水區東移與西風事件有密切的關係。由於洋面上觀測資料稀少，以往研究者只能以有限之資料就西風暴潮的地面特性作分析，無法了解空間上的變化，隨著 TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment)之展開，獲得豐富的三度空間觀測資料，利用這些資料，本研究進一步研究西風暴潮在空間上之演變、熱帶對流特性及西風與低頻振盪的關聯。

由風場的分析顯示，1992年11月至1993年2月間，共有三波段的西風暴潮，其位置偏向於南半球，較常出現於赤道與南緯15度之間，中心在南緯5度到10度之間，某些區域之西風有緩慢南移之現象。每次地面西風持續時間皆超過十天，東經140度的西風甚至有85天以上的生命期。除了低層往上發展之西風外，也有由高層往下發展之西風，這些西風是來自中緯的影響。某些時候，北(南)半球西風帶會向南(向北)伸展到另一半球之西風帶，當這些高層西風越過熱帶時，地面西風會停歇，使得高低層緯向風呈反相位的關係。

西風暴潮比超級雲簇約晚十天出現，前者跟隨後者由西往東傳，東移速度 3.7m/s ，兩者之週期爲40天。由雨量資料發現西風開始後五天內會有較多雨量。停歇期也有一些降雨，西風消失後3天內會有較大之水汽輻合或雨量。

關鍵詞：西風暴潮、熱帶對流、TOGA COARE

一、前 言

研究西風暴潮，是了解 ENSO 事件的重要課題之一。ENSO 的成因，目前尚不明確，但許

多學者都認為赤道太平洋中部之信風帶減弱，甚至出現西風暴潮是引發 ENSO 之一直接且有力因素。在正常年，信風如同一道柵欄，把暖水區限制在太平洋西側；異常年，信風快速減弱，甚至出現西風，柵欄崩潰，累積之暖水大舉東湧，促使 ENSO 發生。或許赤道西風未必是激發 ENSO 之唯一因素，然而，可以肯定的是，西風提供 ENSO 有利的生成環境，因此凸顯了西風暴潮之重要性。

早在 1975 年，Wyrski 就曾提出：於 ENSO 開始之前，中太平洋的東南貿易風會先加強，而後減弱。Gill(1982)認為西風激發海洋凱爾文波(Kelvin wave)，使其從太平洋西側沿赤道往東傳，越過整個太平洋。Luther et al.(1983)從國際換日線附近島嶼之數十年測站風場資料中，證實了 Wyrski 的看法，他們發現在 ENSO 事件發生前，突發性西風的次數明顯增加，並且注意到熱帶緯向風場的減弱，是由一些短期的西風事件(westerly wind events or episodes)所導致，在有些時候，西及中太平洋赤道上地面東風，往往間歇式地逆轉為強西風，這些西風經常維持數天，且風速有時超過 10m/s，因此，把這些劇烈的變動稱為西風暴潮(WWB; Westerly Wind Burst)。

Keen(1987)指出西風暴潮發生在 11 ~ 5 月間，可持續 2 ~ 10 天，緯向尺度為 500 ~ 4000 公里。Keen(1982)、Luther et al.(1983)及 Murakami and Sumathipala(1989)發現這些西風事件於 ENSO 期間常出現在國際換日線附近，且有很強的季節變化。Madden and Julian(1971)使用 Canton 島(3°S, 172°W)十年探空資料，用波譜法分析季際變化(ISV; Inter Seasonal Variation)，發現 850hPa 與 150hPa 緯向風最大振幅之週期為 40 ~ 60 天，且高低層之緯向風有反相位之關係。

至於造成西風暴潮之因素，目前眾說紛紜，尙未定論。主要有以下幾種：

Murakami and Sumathipata(1989)利用 850 hPa 風場資料來研究西風暴潮，他們認為北(南)半球，中緯地區寒潮南下(北上)，與赤道西風之形成有關聯，而在北半球冬季與春季時，中緯度與赤道之交互作用最為明顯。Keen(1982)、McPhaden et al.(1988)及 Nitta(1989)認為西風事件的發生可能與對稱於赤道的南北半球雙生氣旋或熱帶氣旋有關，此對稱於赤道之雙生氣旋間，吹的是西風。Keen(1982)也注意到越赤道流與強西風有關。

有些學者相信西風暴潮與超級雲簇(SCC; Super Cloud Cluster)有關，此超級雲簇往東傳遞，週期約為 30 ~ 60 天(Nakazawa, 1988)。Hayashi and Nakazawa(1989)指出東傳之熱帶超級雲簇有兩種不同尺度，一為行星尺度，另一為綜觀尺度。Lau et al.(1988)利用一模式研究超級雲簇、西風暴潮及低頻振盪三者之關係，發現超級雲簇的東邊，低層大氣(850hPa)為穩定東風，而西邊則為波動的西風，由超級雲簇引起的西移羅士培波造成雙生氣旋，回饋超級雲簇，加強其西邊之西風。Sui and Lau(1991)在探討西太平洋熱帶大氣的多重尺度現象時，亦指出當超級雲簇由印度洋東移至西太平洋時，會引發西風暴潮。

在以往由於太平洋地區觀測資料極度缺乏，往往只能用地面資料(船舶)或單站探空資料來研究西風暴潮，不免有瞎子摸象之憾，無法探究西風暴潮在時空尺度上之分佈情形及其

活動變異之特性，且有時在關鍵時刻，資料不佳或根本無資料可供使用。隨著 TOGA COARE 於 1992 年 11 月至 1993 年 2 月，在熱帶西太平洋暖水區作密集觀測，收集豐富之各項資料，吾人首次克服資料的不足，有機會對西風暴潮（當然還包括其他各種熱帶現象）作進一步的探討研究，希望對其有更多之認識。

本次研究之主要動機在於探究 TOGA COARE 密集觀測期之西風暴潮在時空之分布情形及其運動趨勢。在研究回顧中，不難發現超級雲簇及越赤道流是誘發西風之兩個直接因素，這裡也將試著驗證這兩者之重要。此外，西風暴潮時，高低層之反相位關係，及高層西風來源也是研究的對象。除了本節有關研究背景以及研究動機之說明之外，TOGA COARE 相關之觀測資料將在第二節中介紹，第三節除了描述西風暴潮時空分布情形以及變異特性之外，對引發西風暴潮之動力機制也將做一初步之探討，最後將探討水汽收支特性與西風暴潮以及熱帶對流活動間之關聯。

二、資料及儀器介紹

熱帶西太平洋洋面溫度常年在 28°C 以上，有著劇烈的海氣交互作用，是全球對流最旺盛的區域。近年來，全球氣象界已瞭解熱帶西太平洋暖水區對全球大氣有很大的影響力，為了進一步瞭解其影響過程，需要可靠的觀測資料，然而該區的觀測資料非常少，因此，熱帶海洋全球大氣計劃(TOGA; Tropical Ocean and Global Atmosphere)於 1992 年 7 月~1993 年 6 月在該區進行「耦合海洋大氣反應實驗」(COARE; Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment)。

TOGA COARE 分為加強觀測期與密集觀測期。加強觀測期從 1992 年 7 月至 1993 年 6 月，區域為 $30^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{S}$ ， $90^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ 。加強觀測期間，區內測站進行每天兩次觀測。密集觀測期從 1992 年 11 月至 1993 年 2 月，主要區域以 156°E ， 2°S 為中心之 Intensive Flux Array(IFA; 圖 1)。密集觀測期間，測站每天觀測四次，此外有十一艘研究船，四套海上及陸上氣象雷達，七架氣象飛機，及六套整合探空系統(ISS; Integrated Sounding System)在 IFA 中進行觀測。密集觀測期所得資料除了個別處理外，歐洲中期天氣預報中心(ECMWF; European Center for Medium Range Weather Forecast)的 Ernst Klinker 與 Anthony Hollingsworth 兩位先生還將其經模式分析後內插至網格，格點資料之範圍為 $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ ，水平解析度為 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ ，垂直共有 31 層，由 1010hPa 至 70hPa 每 50hPa 至少一層，時間為 1992 年 11 月 16 日~1992 年 2 月 15 日。

本次研究所使用的資料主要是密集觀測期之格點資料，輔以 Nauru(166.93°E ， 0.94°S)之探空資料作為比對。此外還有 NOAA 逐日(00Z 及 12Z 兩時段)長波輻射(OLR)資料，及中央大學遙測中心所提供的 IR 資料。OLR 資料水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，IR 資料的空間範圍是

30°S ~ 30°N, 110°E ~ 180°E, 水平解析度大致為 5×5 km, 每一小時有一筆資料, 有時半小時就有一筆, 但有些時候連續幾天沒資料, 從 1992 年 12 月 3 日 ~ 1993 年 2 月 28 日, 共有三個月資料。

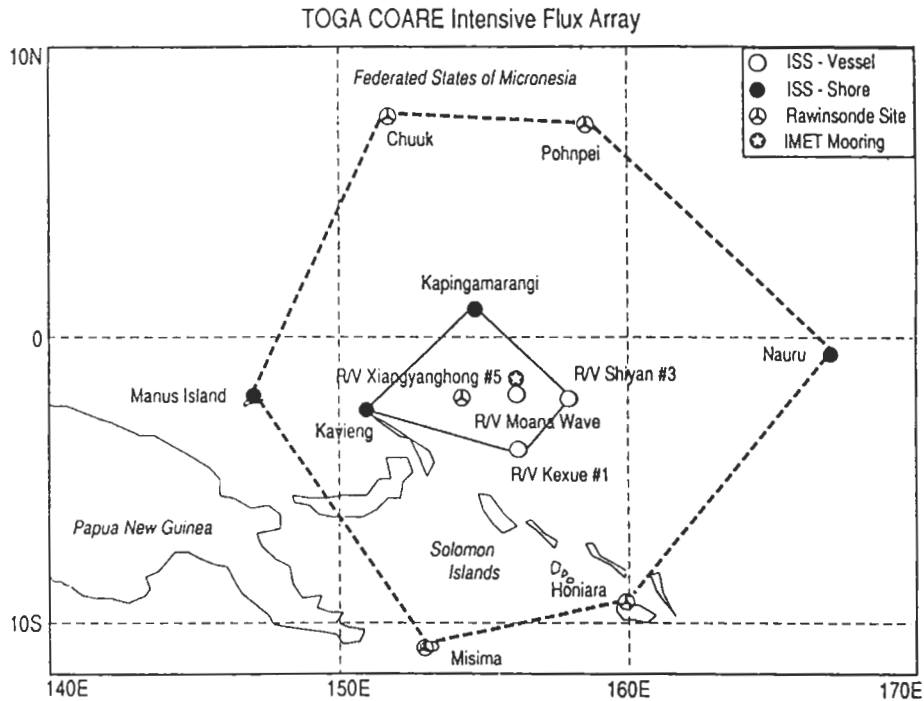


圖 1 TOGA COARE 通量密集觀測網測站分佈。

三、西風暴潮特性分析

以往，由於熱帶觀測資料嚴重不足，尤其缺乏高空資料，因此，在研究西風暴潮時，只能就其地面風場特性作初步分析，無法瞭解其垂直結構。而這些資料來自少數幾個測站（或船舶），甚至只用單站資料，無法掌握暴潮之水平尺度及活動區域，也不能瞭解它是否有波動週期。目前所知，西風較常發生於 130°E ~ 170°E, 5°N ~ 5°S 之間，往西有時可達 100°E, 東邊可至 155°W, 緯向尺度為 500 ~ 5000 km, 生命期為 2 ~ 10 天，常於 11 月 ~ 5 月發生，地面最大風速可達 20 m/s。

本研究所用之 TOGA COARE 資料，異常豐富，除了密集觀測（一天四次），還有經模式分析後內插成 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 之格點資料。本研究主要利用這組格點資料來探討西風之空間尺度、演變過程及持續時間。此外，西風與降水之關係及西風形成之環境因素，也將在此討論。

(一)西風暴潮在垂直空間之發展

利用 Nauru 島的探空資料，可知 TOGA COARE 期間於 Nauru 之西風暴潮特性(表一)，圖 2 是其緯向風之垂直時序變化。在某些時段，探空資料品質極度不佳，不得不捨棄。由圖中可發現不只近地面有西風，整個對流層都可能出現持續西風，因此本文以後所提到的西風暴潮其意不再侷限於地面西風，而是涵蓋整個對流層所出現之西風。

表一 TOGA COARE 期間 Nauru 所發生西風暴潮之特性。

出現次序	出現日期	持續天數	西風出現最高高度	西風出現最大厚度	最強風速及其高度	發展過程	備註
1	11月6日 ~11月21日	16	14.5km 11月11日	14.5km	10m/s 0.5~9km 11月11日	低層	熱帶氣旋引發並維持西風
2	11月28日 ~12月10日	13	12km 12月4日	12km	10m/s 9km 12月4日	低層	熱帶氣旋引發西風 並與大陸出海反氣旋維持西風
3	12月12日 ~12月19日	8	對流層頂	5km	5m/s 12.5km 12月17日	高低層同時發展	大陸出海反氣旋南下氣流及南半球熱帶氣旋維持西風
4	12月21日 ~1月23日	34	對流層頂	11.5km	25m/s 3.5(4/1) 15(16/1)	低層先 15天後高層也發展	12月22日~1月7日連續4個大陸反氣旋出海，澳洲北部及其東方常有熱帶氣旋
5	1月27日 ~2月17日	22	12km 1月6日	11.5km	15m/s 3km 2月6日	低層	澳洲低壓漸強 大陸有反氣旋出海

觀察 Nauru 之緯向風垂直時序(圖 2a ~ d)，可知在 Nauru 有五次西風暴。Nauru 第一次西風暴潮始於 11 月 6 日，11 月 21 日結束，共維持 16 天。此次西風是由低層開始往上發展，11 月 11 日西風厚度達 14.5km，12 日夜晚，高層(5 ~ 13km)轉為東風，18 日西風層厚度增為 7km，21 日西風消失。第二次西風於 11 月 28 日開始，12 月 1 日西風層厚度迅速增至 11km，12 月 7 日，2km 以下低層西風消失，中層西風繼續存在，10 日中層西風也不見了，此次西風共維持 13 天。12 月 12 日-19 日，出現一較薄之西風層，最高只發展至 4 km，但在同一時期，其上空 7 km ~ 17 km 也有另一層西風，上下兩層之風速皆不強，極少超過 5m/s，在此把這兩層西風當成第三次西風期。12 月 21 日~1 月 23 日(34 天)，第四次西風一開始就厚達 4 km，12 月 27 日增至 11.5 km，接著大多在 6 ~ 11km 這範圍內。1 月 6 日，在高層(16.5 km)開始吹西風，這道西風似乎來自平流層，此處暫不討論其來源，後面將再設法一探究竟。10 日低層(2 km 以下)西風消失，中層(2-5km)西風持續。14 日中高兩層西風連成一體，過了兩天(16 日)，高空(14.5km)曾一度出現 25m/s 的強西風，20 日西風漸減，於 24 日消失。24 日後，高層(6-16km)有一持續 3 天短期西風。第五次西風持續了 22 天(1 月 27 日~2 月 17 日)，曾一度發展至 11.5 km，其他時間的厚度幾乎都在 6 km 左右，2 月 13 日開始下降，17 日轉為東風。2 月結束前，還有出現一些短期西風(15 日，22-24

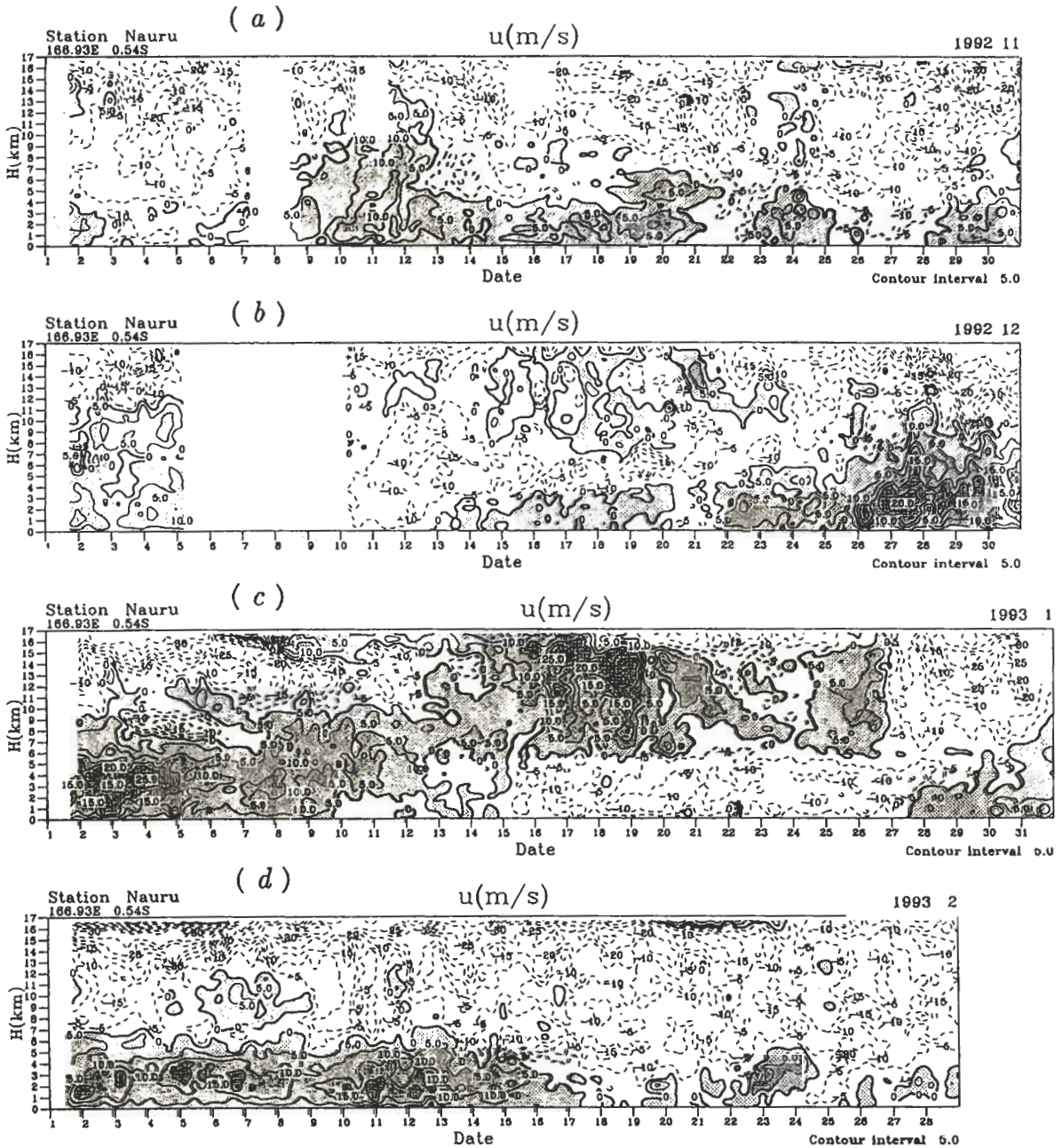


圖 2 Nauru 島探空所得緯向風之垂直時序。(a)為 11 月，(b)為 12 月，(c)為 1 月，(d)為 2 月。

日, ...)，19-23日，對流層頂也有一西風，但都沒有發展起來。

由以上資訊，可以曉得 1992 年 11 月至 1993 年 2 月，共有五次明顯之西風暴潮，其中三次由地面往上發展(11月 6 日~ 11 月 21 日, 共 16 天, 11 月 28 日~ 12 月 10 日, 共 13 天, 1 月 27 日~ 2 月 17 日, 共 22 天)，一次是高低層西風同時發展(12 月 12 日~ 12 月 19 日, 共 8 天)，另一次是高層西風與低層西風分別發展再結合而成(12 月 21 日~ 1 月 23 日, 共 34 天)。地面西風厚度可達 14.5km，生命期最長可達 34 天。

圖 2 及圖 3 是用格點資料所繪之圖，顯示靠近 Manus(147.43°E，2.06°S)Nauru(166.93°E，0.54°S)之西風演進，時間是從 1992 年 11 月 16 日至 1993 年 2 月 15 日，取三天平均，以過濾一些短期西風，方便較綜觀的討論。由於資料是由 11 月 16 日開始，因此看不到在 Manus 的第一次西風(11 月 6 日~ 11 月 16 日，可由探空資料中看到，此處不附圖)，及 2 月 16 日之後的情形。綜觀而言，在 Manus 的第二次(12 月 1 日~ 1 月 11 日)西風期，由於不同時間往東發展的程度不同，因此在 Nauru 分為三次(第二、三及四次，11 月 28 日~ 12 月 10 日，12 月 12 日~ 12 月 19 日，12 月 21 日~ 1 月 23 日)。Nauru 第四次西風發展較高，與相對於 Manus 第三次高層西風連結，這其實是兩個各別發展之西風。Nauru 第二次西風(11 月 28 日~ 12 月 10 日)，其實是高低層分別發展而成，只因低層較早發展，並且厚度夠，方令人以為是低層往上發展。

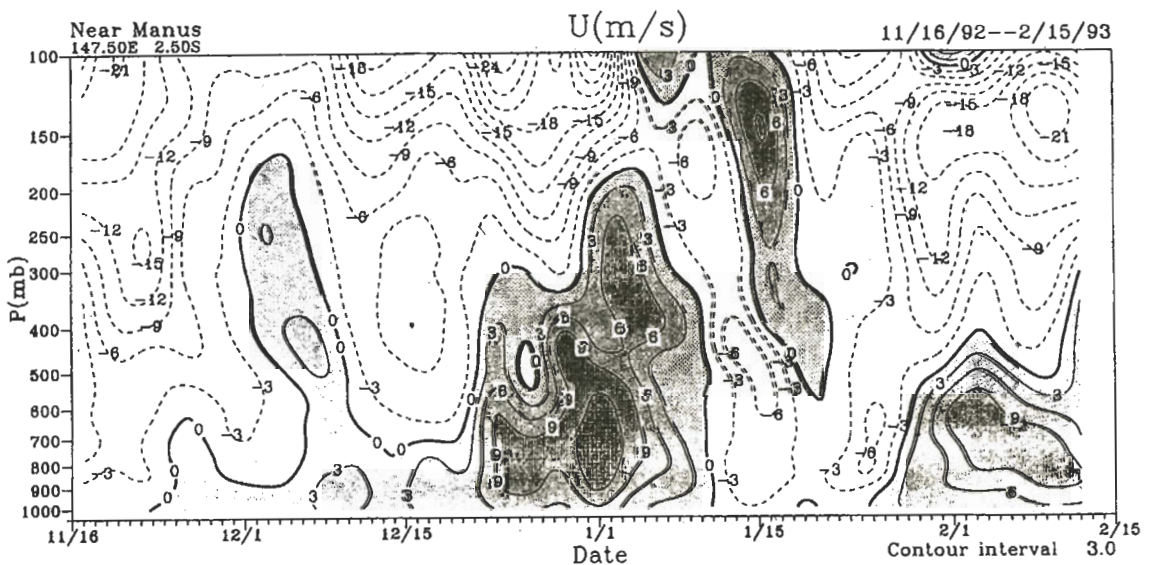


圖 3 鄰近 Manus 島格點的緯向風三天平均之垂直分佈時序。

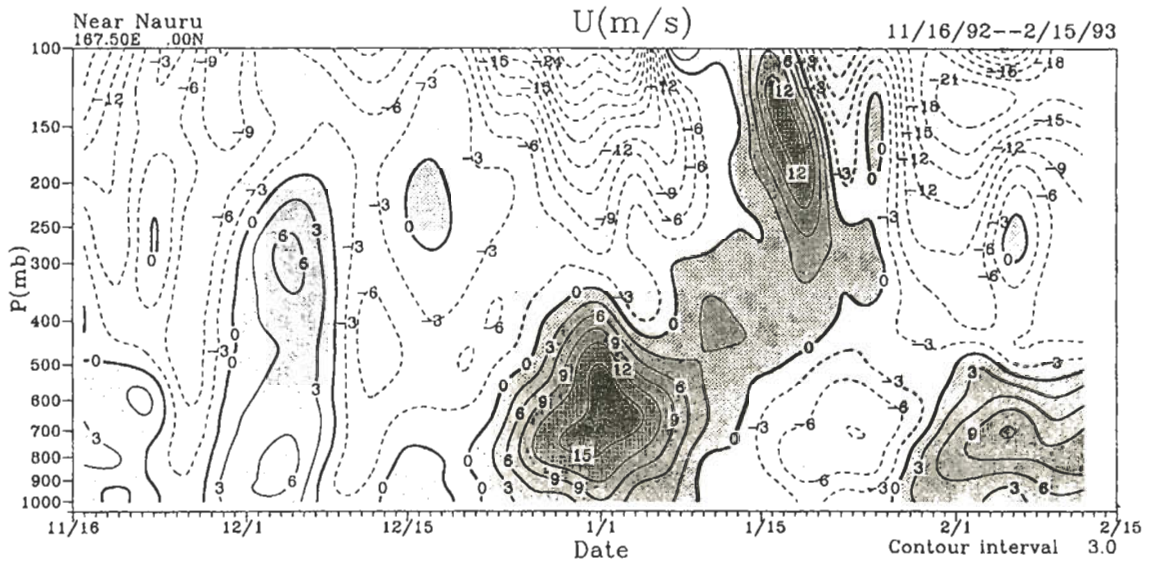


圖 4 鄰近 Nauru 島格點的緯向風三天平均之垂直分佈時序。

(二)西風暴潮三度空間結構之分析

TOGA COARE 格點資料之空間範圍是 $120^{\circ} \text{E} \sim 160^{\circ} \text{W}$ ， $30^{\circ} \text{S} \sim 30^{\circ} \text{N}$ ，垂直從 1010 hPa 至 70 hPa 共分 31 層，每 50 hPa 至少一層，格點解析度為 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ 。本小節取 6 層 (1000, 700, 500, 250, 150, 70 hPa) 風速資料來做分析，每一層切 7 個緯度 (15°S , 10°S , 5°S , 0° , 5°N , 10°N , 15°N)，及 7 個經度 (130°E , 140°E , 150°E , 160°E , 170°E , 180°E , 170°W)，取 3 天平均，繪風速之時序圖，以分析西風在 3 維空間之演變，由於圖量很多 (168 張)，在此僅挑出幾張具代表性的圖加以敘述。

在赤道，地面西風較常在 $135^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E}$ 之間出現 (圖 5)， 125°E 以西也常有西風， $125^{\circ} \text{E} \sim 135^{\circ} \text{E}$ 之間，不知何故存在一間隙東風。最大西風常出現於 $165^{\circ} \text{E} \sim 175^{\circ} \text{E}$ 之間。整個分析期間，西風幾乎充斥於西太平洋，只在 1 月 11 日至 1 月 26 日有一停歇期，此期間之東風也不大，平均在 5m/s 以下，1 月 26 日後，再度逆轉為西風。大體上，西風有東傳之現象，不過西風也有西退的現象。12 月 11 日，西風西退至 155°E 。

由 1000hPa 風場，不易看出西風之東進速度，也不能分辨其波段，由 500hPa 風場 (圖 6)，就可明顯看到西風共有 3 波段，東傳速度為 3.7m/s (28 天可由 120°E 傳至 160°W)。週期約為 40 天。此外，在第一次西風中，看到 3 組往西傳的西風，其週期約為雙週，由第二組西風，就可以了解地面西風的西退 (12 月 1 日從 170°W 開始) 是由於此西傳波之影響。其他兩次西風也約略可看到此西傳波的蹤跡，但已不是很明顯。目前不知此雙週西傳波是何因素所造成。

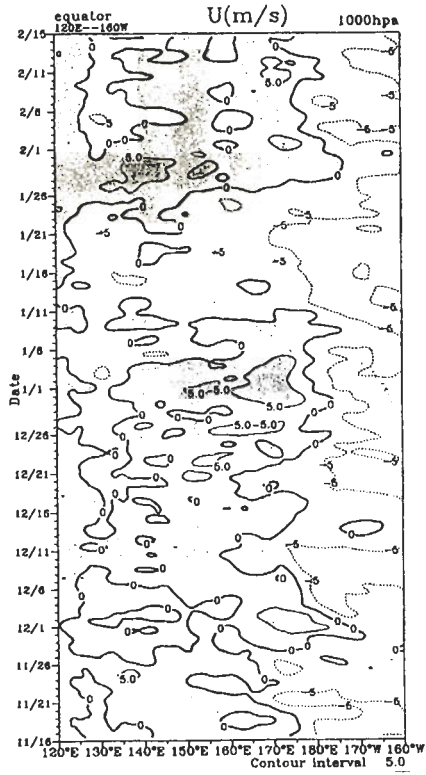


圖 5 赤道 1000 hpa 緯向風日平均之緯向時序。

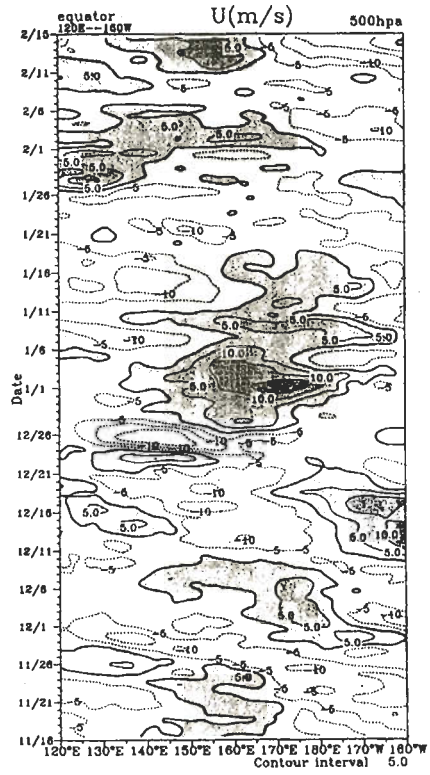


圖 6 赤道 500 hpa 緯向風日平均之緯向時序。

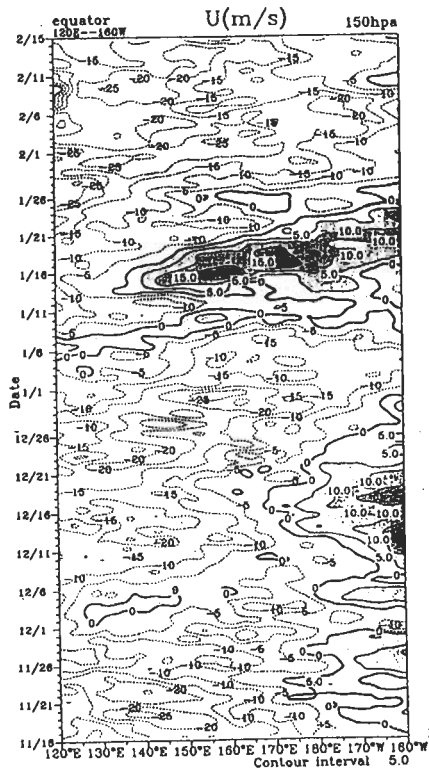


圖 7 赤道 150 hpa 緯向風日平均之緯向時序。

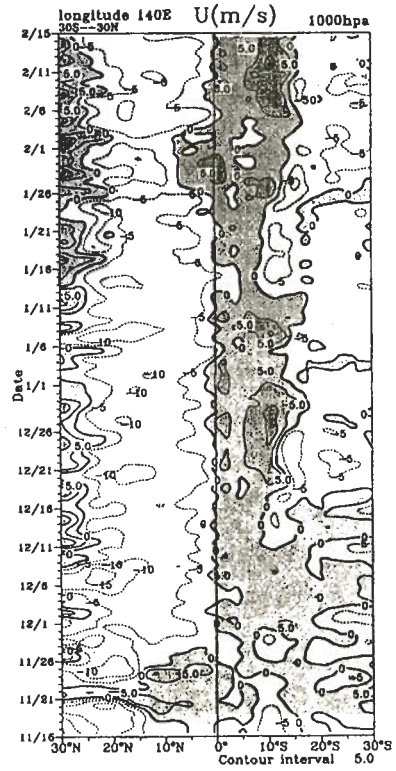


圖 8 東經 140 度，1000 hpa 緯向風日平均之經向時序。

1000 hPa 風場(圖 5)與 150 hPa 風場(圖 7)配合來看,可印證 Madden and Julian(1971)所分析之結果,他們發現低層(850 hPa)與高層(250 hPa)緯向風有反相位之關係。我們也可以看到當低層(1000 hPa)為西風時,高層(150 hPa)吹東風,而當低層吹東風時,高層變為西風。1月6日至1月26日,西風明顯出現在西太平洋的高空,這也是1月15日出於 Manus(圖 3)及 Nauru(圖 4)高空之西風。高層西風可再往上追溯至平流層,由時序來看,它是由平流層往下發展。

了解西風在赤道上之分布情形後,接著看西風在經向是怎樣分布及其發展的過程。圖 8~11 是地面西風在不同經度上之緯向時序變化。綜觀而言,地面西風幾乎都偏向於在南半球活動。在 140°E(圖 8)有兩個西風中心,一個在 12°S 左右,另一個在 4°S 左右,這應該是地形(新幾內亞)的影響。160°E(圖 9)之西風中心在 5°S, 170°W 西風中心南偏至 10°S。140°E 之西風在分析期間不曾中斷,不過 11 月 24 日之前的西風應是來自南半球的中緯西風。若不算中緯之影響,也至少有 85 天(11 月 24 日~2 月 15 日以後)。愈往東邊,西風之持續時間越短。以第二次之西風而言,在 160°E(圖 9),西風生存了 39 天(12 月 4 日~1 月 11 日),而在 170°(圖 11)的西風期只有 18 天(12 月 23 日~1 月 9 日),且最大風速(10m/s)明顯較弱。

在 150°E、160°E 及 170°E,可發現西風南傳之現象,例如在 160°E(圖 9),11 月 20 日西風中心在 4°N,1 月 2 日中心移至 5°S,在 170°E(圖 10),12 月 1 日,西風中心位於 2°S,1 月 3 日中心移至 7°S,南傳速度約為 0.25m/s。分析期間,出現三次西風極大期。第一次大約出現在 11 月 25 日~12 月 6 日之間,第二次於 12 月 24 日~1 月 6 日間,第三次為 1 月 25 日~2 月 6 日。週期大約是一個月,也有東傳現象,12 月 27 日,140°E 有一西風極值,1 月 3 日,東傳至 170°E,7 天移了 30°。

由以上幾張圖,透露分析期間地面西風帶偏向南半球之事實,若由赤道西風時序(圖 5)來估其經向尺度,不免有緣木求魚之誤。在 5°N(圖 12),幾乎沒什麼西風。看 10°S 西風緯向時序圖(圖 13),形勢大為改觀,西風緯向尺度明顯可超過 80°(1 月 1 日~1 月 3 日),可以想知,此時以 10°S 為中心,有一寬約 10°的低層西風從 120°E 以西一直往東延伸至 160°W 以東。再往南,除了 130°E 以西,15°S 的西風不太明顯。

了解低層西風之水平尺度後,接著考察西風在不同高度之水平演變過程。這裡只挑 160°E 來看其變化。當高度增加時,西風經向寬度明顯增加,在 1000hPa(圖 9)之西風經向寬為 10°,到了 500hPa(圖 14)增為 15°,並往南與中緯西風帶接觸。250hPa(圖 15)中緯強西風繼續往低緯移,熱帶西風還是存在。150hPa(圖 16)熱帶西風消失,完全是中緯西風帶在表現了。整體而言,熱帶西風在低層 1000hPa(圖 9)0°到 10°S 之間,中緯西風在 30°S 以南,隨著高度增加,經向寬變大,中緯西風也往低緯移,東風間隙漸小,到了 500hPa,熱帶西風與中緯西風帶連接,某些時段(如 12 月 19 日~12 月 26 日),低層東風間隙被籠罩在中層西風之下,再往上升至 150hPa,熱帶西風消失。

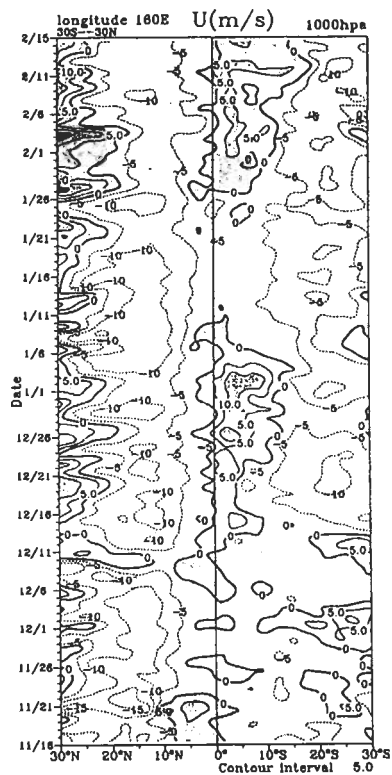


圖 9 東經 160 度，1000 hpa 緯向風日平均之經向時序。

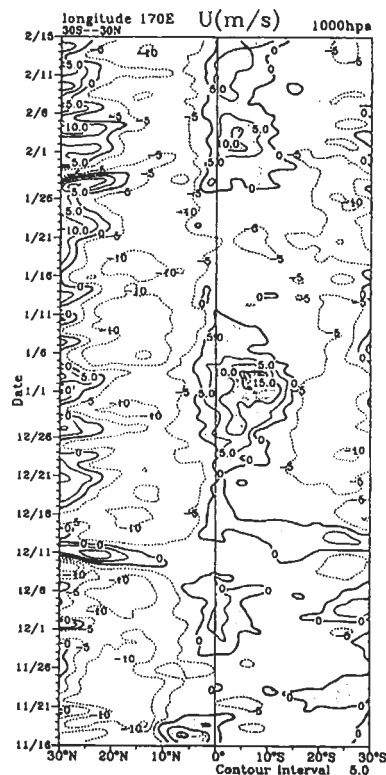


圖 10 東經 170 度，1000 hpa 緯向風日平均之經向時序。

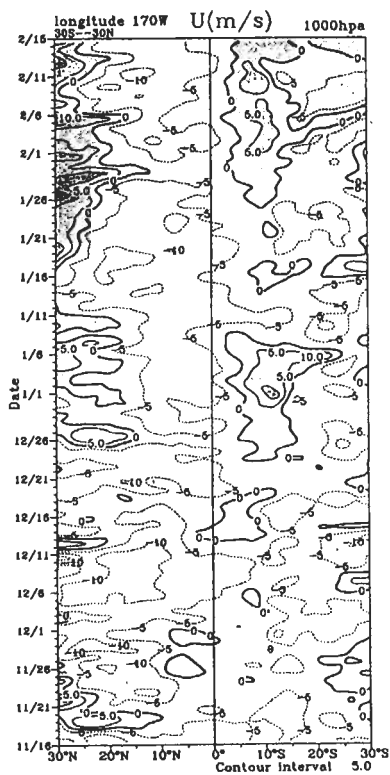


圖 11 西經 170 度，1000 hpa 緯向風日平均之經向時序。

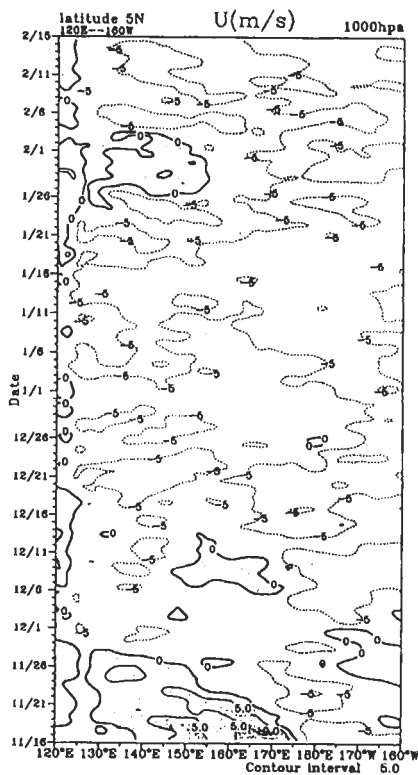


圖 12 北緯 5 度，1000 hpa 緯向風日平均之緯向時序。

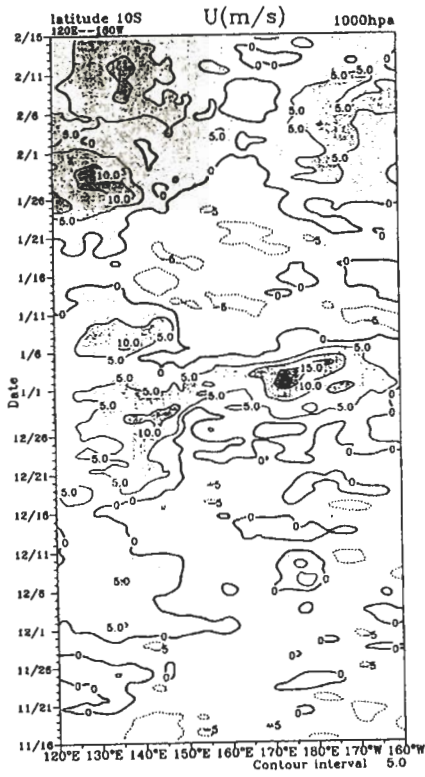


圖 13 南緯 10 度，1000 hpa 緯向風日平均之緯向時序。

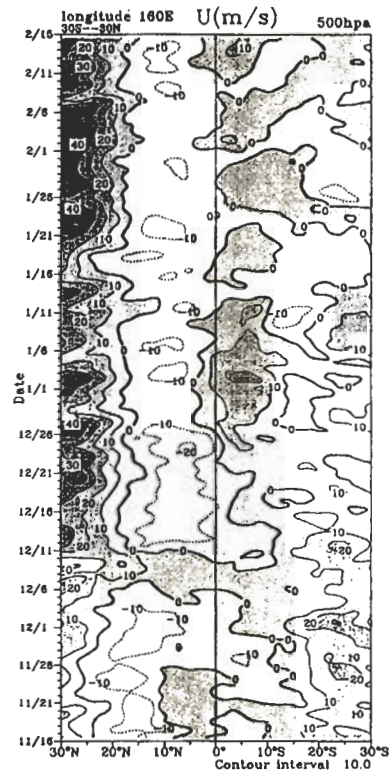


圖 14 東經 160 度，500 hpa 緯向風日平均之經向時序。

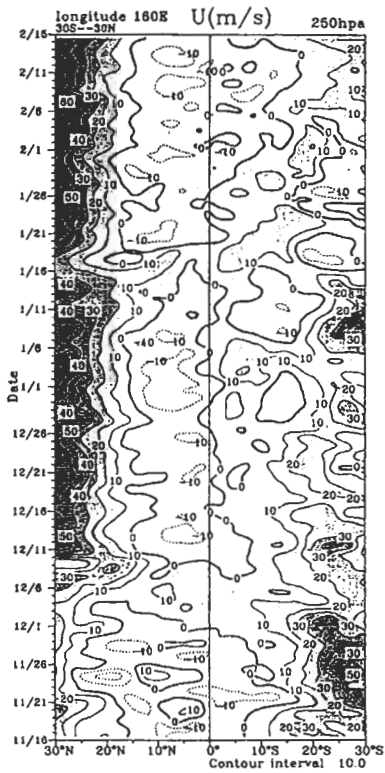


圖 15 東經 160 度，250 hpa 緯向風日平均之經向時序。

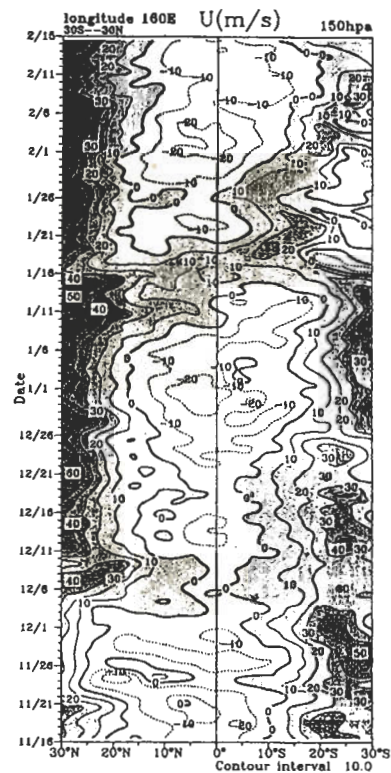


圖 16 東經 160 度，150 hpa 緯向風日平均之經向時序。

在高層西風中，可發現南北半球中緯西風有互相傳遞的現象(圖 15,16)，11月27日南半球中緯西風開始往北傳，於12月4日傳至北半球中緯西風帶(8天傳25個緯度，速度約為4m/s)，1月8日北半球中緯西風開始往南傳，於14日與南半球西風接觸(6日傳20個緯度，約4m/s)，兩者相距42天。南傳現象發生在較高層，這現象在150 hPa(圖 16)最明顯，相對地，北傳現象發生在較低處，在700 hPa還可看到。這兩道西風就是在Manus島(圖 3)看到的高層下傳西風，在此，我們可以明白它並非在熱帶上空生成，而是源自於中緯西風帶。在這兩道高層中緯西風南北向傳遞時，正是低層西風間歇期，這似乎暗示著中緯與西風暴潮存在某種關係。不過，由於主題不同，這裡不探討中緯對西風暴潮的影響，所以，這是另外一個故事了。

(三)影響西風暴潮之因素

圖 17 是利用 OLR 資料所繪成之緯向時序圖，水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，每半天一筆資料。圖中可看到赤道上三次超級雲簇(SCC)東移活動，第一次於12月7日消失在 180°E ，第二次是由12月2日開始移入 120°E ，12月30日東移至 160°W (29天移 80°)，1月16日第三次 SCC 的前緣出現在 155°E ，1月27日東移至 170°W 。SCC 之東傳速度約為 3.7m/s ，週期為40天左右。

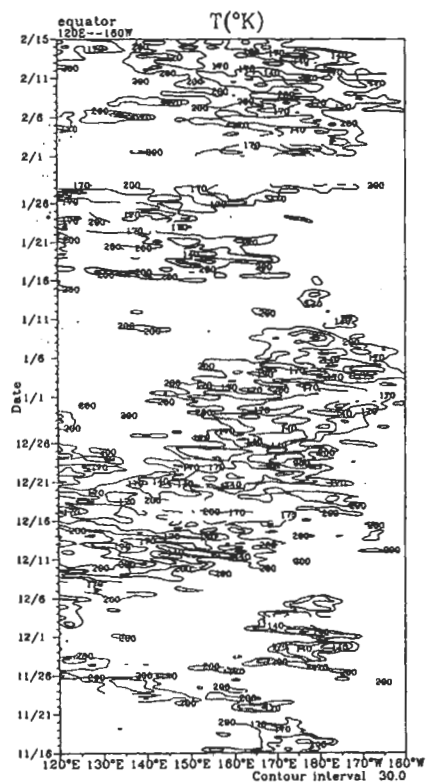


圖 17 赤道 OLR 之緯向時序。

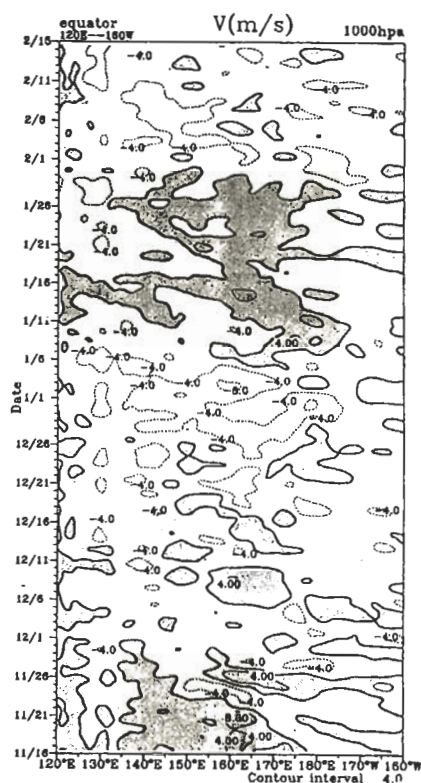


圖 18 赤道 1000 hpa 經向風日平均之緯向時序。

比較赤道地面緯向風場(圖 5)及超級雲簇(圖 17)東傳運動,發現 SCC 比西風早 10 天出現,並且常在西風間歇期生於西太平洋上,這就可以推論西風暴潮是由超級雲簇的活動所引起的。超級雲簇中有許多對流,對流中所釋放之潛熱增溫大氣,溫暖氣塊上升造成抽拉作用,使低層輻合,低層輻合又促成另一次對流,藉此正回饋地循環下去,這是 SCC 的生存方式。由於低層輻合,使得 SCC 西邊之赤道東風減弱,經過一段時間後(在此約為 10 天),東風逆轉為西風。熱帶西風帶就如同超級雲簇身後的一條尾巴,被超級雲簇帶著走。南緯 10 度也是同樣的情形(未附圖)。至於北緯 10 度(未附圖),就看不到 SCC 的蹤跡了,所以西風在那裡也極少出現。

SCC 有帶動西風暴潮的作用,越赤道流是否也有影響呢?比較赤道上 U、V 風場的緯向時序變化(圖 5 與 18),可發現當赤道上有北半球來的越赤道流時(主要是亞洲大陸東岸出海反氣旋之南下氣流),常有西風存在,而赤道有南風分量時,則在其東邊,西風較少出現。例如 1 月 11 日至 26 日,有一段南風期,而此時正是西風間歇期。由流線場可以清楚地瞭解越赤道流怎麼形成西風,圖 19d 是 1 月 1 日之流線場,由於柯氏力影響,東北方來的風往低緯運動的過程中會逆時針轉,越過赤道後變為西風,12 月 22 日~1 月 7 日,連續 4 個強大的大陸出海反氣旋,提供源源不絕南下氣流,配合熱帶氣旋、SCC 及澳洲低壓,應是第二次西風暴潮特別強盛之因素。而當風向平行於赤道時(圖 19e),少有越赤道流,赤道保持常有之東風。超級雲簇可帶動西風,若無超級雲簇的影響,越赤道流也可形成西風。若由週期來推算,12 月 8 日,135°E ~ 155°E 應處於西風的間歇期,但地面卻有西風,由其流線場(圖 19b),可明顯看出這時的西風是由北方來的越赤道流所形成。

除了超級雲簇與越赤道北風會直接引發西風外,熱帶氣旋也是造成西風的有力的因素。11 月 19 日(圖 19a)出現幾個熱帶氣旋(130°E ~ 170°E),由於這幾個氣旋的影響,而使 140°E ~ 170°E 之間出現西風。11 月 16 日~11 月 26 日期間,北半球熱帶地區常在氣旋的影響下而有西風(圖 8, 9)。如果熱帶氣旋加上超級雲簇及越赤道北風之影響,則會使西風大為增強,1 月 1 日(圖 19d)在 160°E ~ 180°E 間(圖 5)出現較強西風(> 5m/s)。在南緯 10 度(圖 13),三者結合的影響力更顯著,西風可達 15m/s。當三者的影響都不存在時,則無西風(11 月 15 日,圖 5)。

澳洲低壓對西風發展也有供獻,在 TOGA COARE 期間,澳洲低壓於 12 月中旬後,逐漸展現影響力(圖 19c, 19d, 19f)。這之前,都是 SCC、熱帶氣旋及大陸出海反氣旋之南下氣流在表現(圖 19a, 19b),因為那時澳洲低壓尚未成形,所以第一次西風暴潮不受其影響。不過 12 月中旬後,第二次西風暴潮中,澳洲氣旋就開始對西風產生積極的作用(圖 19d)。第三次西風暴潮,澳洲氣旋的重要性更顯著,幾乎整段西風期,都可看到澳洲氣旋配合著大陸出海反氣旋,使得西太平洋(圖 13)佈滿西風。

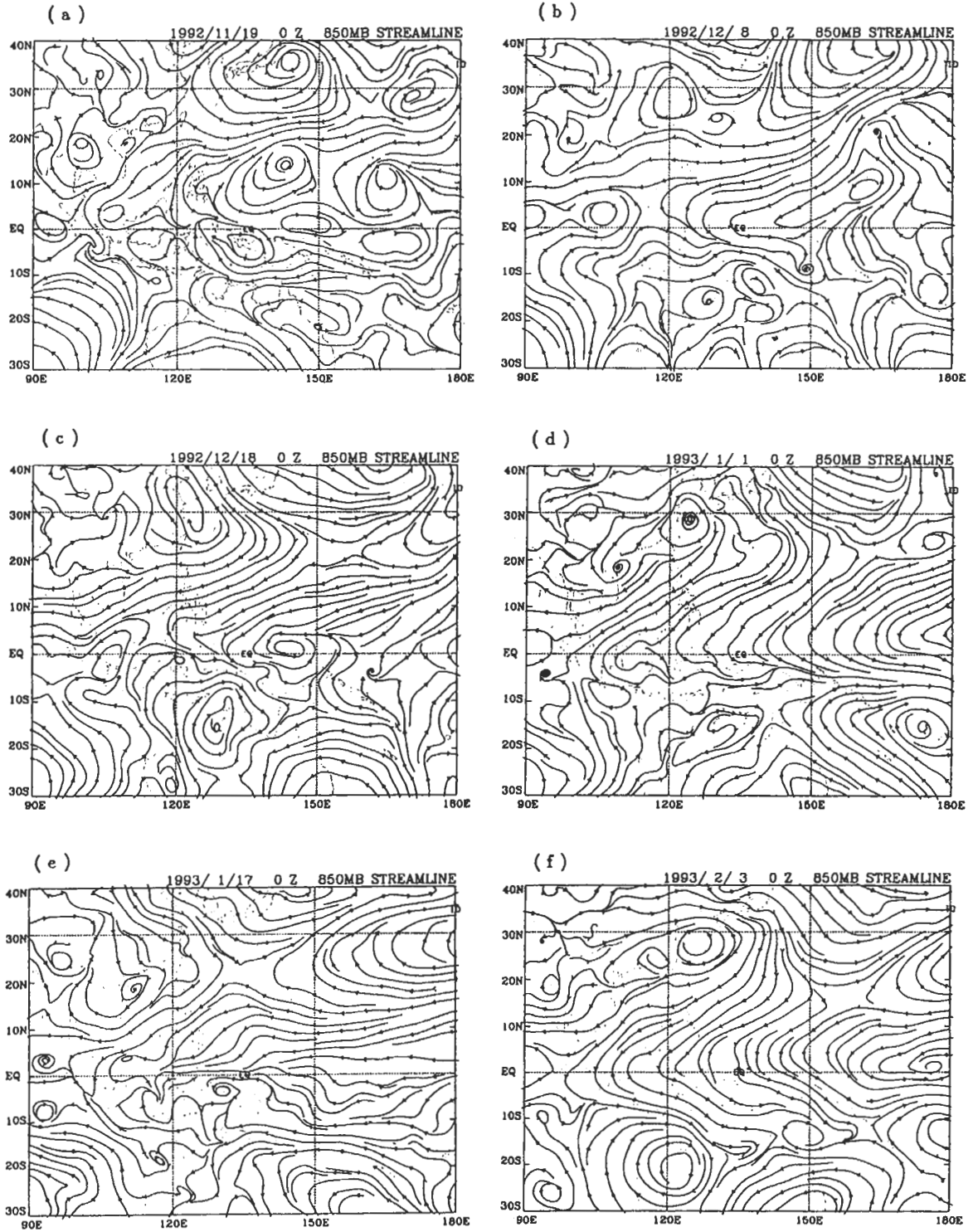


圖 19 西太平洋 850 hpa 流線場。(a)11月19日，(b)12月8日，(c)12月18日，(d)1月1日，(e)1月17日，(f)2月3日。

(四)水汽收支與對流分析

影響降水的因素有很多，這裏將以雲高(以 IR 溫度換算，由 300°K 開始，每升高 1km，降低 6.5°K)、可降水量及水汽輻合等三個因素來探討個別的影響。可降水量是用格點(167.5°E, 0°N)資料做單位面積上空之水汽積分，其實這並不是 Nauru 之可降水量，不過因為格點資料是用各測站資料內插而得，故鄰近測站之點應可相當地代表測站。水汽輻合是 $6.25^\circ \times 6.25^\circ$ (7 × 7 格點)之區均平均量。雲頂 IR 溫度是以 Nauru 為中心 20 × 20km (5 × 5 點)之平均，以上三量均取一天平均。雨量是地面資料一天的累加量。由於資料來源不同，所以並不是每一天都有各量的資料，雨量有 4 個月資料，11 月 16 日～2 月 15 日有水汽輻合與可降水量，12 月～2 月有 IR 資料。

首先來看水汽輻合對降雨的影響(圖 20a ~ d)。分析期間，Nauru 共有 18 天之水汽輻合大於或在 20mm 左右(表二)，其中 15 天有雨，3 天無雨(12 月 17 日，12 月 15 日及 1 月 22 日)，這 3 天皆是雲低(12 月 17 日，12 月 19 日， $> 260^\circ\text{K}$ ， $< 6\text{km}$)或可降水量少(1 月 22 日， $< 50\text{mm}$)。基本上，水汽輻散時，不易下雨。在 11 天水汽輻散中，8 天沒雨，2 天微雨(1 月 2 日與 1 月 20 日)，一天有雨 38mm(1 月 19 日)。由此可見大環境的水汽輻合散影響降雨與否。當水汽有較大之輻合時，有利於對流之產生，而造成降雨。水汽輻散不利於對流，若要有雨需要其他因素的配合。例如當地有區域對流，原本有較多之可降水量(如 1 月 2 日)，或別處飄來之雲。

可降水量在 35 ~ 65mm 間變化，每天變化最大不超過 15mm，但降水量往往可超過 50mm(11 月 11 日，12 月 2 日，12 月 16 日，12 月 21 日...)，並且兩者變化趨勢幾乎一致(一起增減)，由此可見雨水主要不是來自當地大氣中原有之水汽，而是來自週遭較大之環境(水汽輻合或別處飄來的雲)。當可降水量超過 50mm 時，常有較大之雨量，少於 50mm 時，甚少下雨，少於 40mm 就幾乎無雨了。雖然可降水量與降水有共增減的關係，但不能說這是可降水量影響雨量大小，這兩者應是其他因素的共同結果，例如水汽輻合不只可造成降雨，還可增加可降水量。不過可以把可降水量視為降雨的指標，當可降水量大於某一值(例如 50mm)，隨後幾天就可能降雨。

對流高度明顯與降雨有直接關聯，1992 年 12 月～1993 年 2 月 1 日，有 60 天(佔 2/3)下雨，其中 54 天有 IR 資料。當 IR 溫度小於 260°K(雲高 $> 6\text{km}$ ，共 42 天)時，九成(37 天，88%)會下雨。IR 小於 250°K(雲高 $> 7.5\text{km}$ ，共 25 天)，23 天有雨 11 天雨量大於 20mm。有 IR 資料期間，共有 10 天雨量超過 40mm，其中有 9 天之 IR 溫度小於 250°K(雲高 $> 7.5\text{km}$)，6 天 IR 小於 235°K(雲高 $> 10\text{km}$)，可見較大之降雨是來自對流。而那次雨量為 80mm，但對流不深(4.5km)的 12 月 21 日，可能是因為當地之淺對流所造成。

水汽輻合、可降水量及對流高度三者之間也有一定關係。水汽輻合雖有助於對流之產生，但並非絕對，還會受到其他因素影響，水汽輻合增加 23 次，其中 12 次之對流也隨之加

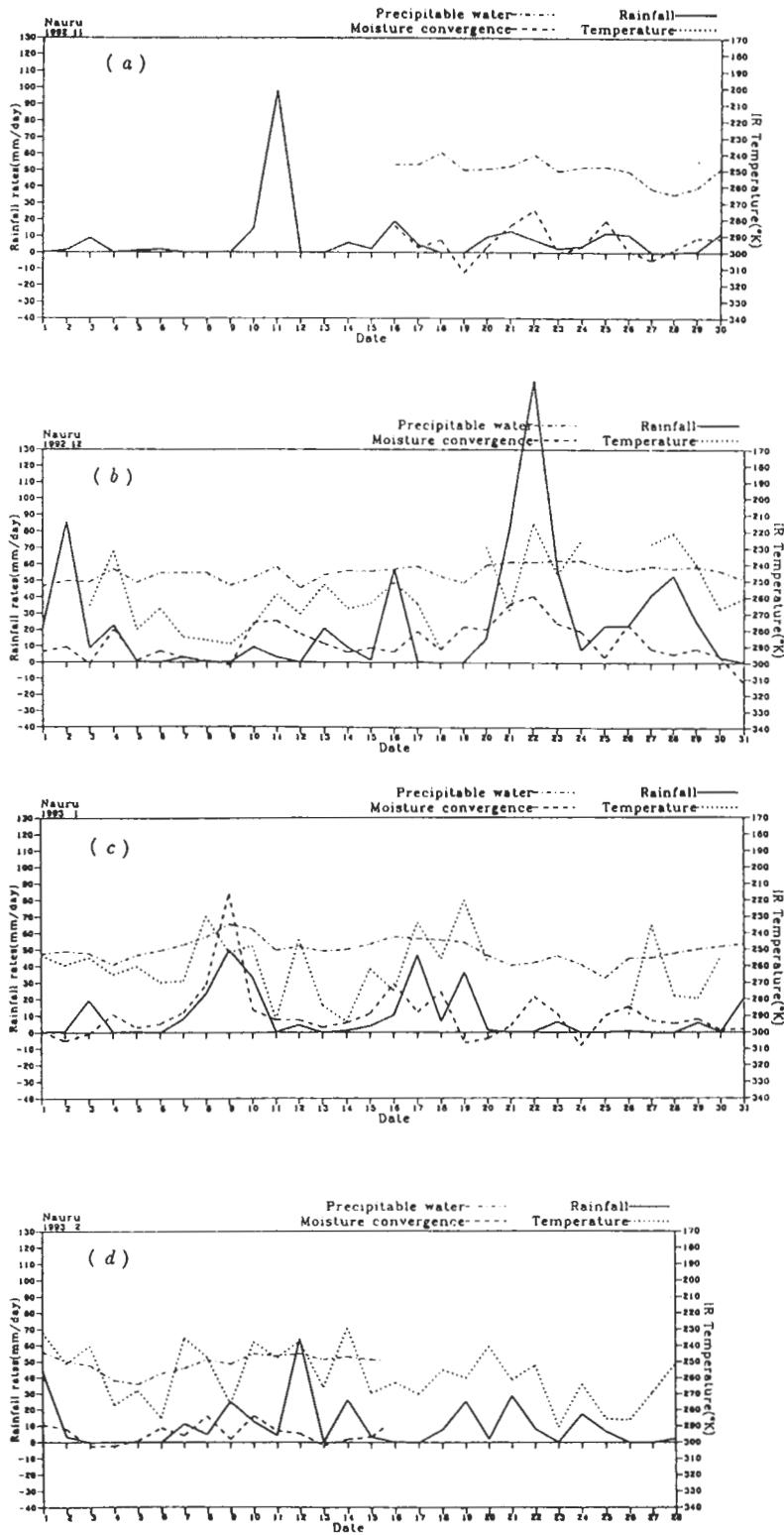


圖 20 Nauru 的可降水量、水汽輻合、雨量及 IR 溫度之時序。(a)為 11 月，(b)為 12 月，(c)為 1 月，(d)為 2 月。

表二 TOGA COARE 期間雨量、水汽輻合散、可降水量及 IR 資料統計表。

	總天數	有雨天數	無雨天數	有資料天數
雨量資料	120	78	42	120
水汽輻合 > 20mm	18	15	3	92
水汽輻散	11	3	8	92
可降水量 > 50mm	64	46	18	92
可降水量 < 40mm	5	0	5	92
IR < 260 k	42	37	5	79
IR < 250 k	25	23	2	79

深，8次因降雨使平均對流高度減低，3次輻合的水汽貢獻到可降水量裏(1月6日,1月14日,與2月6日)。

在可降水量方面，當其有極大值時(10次)，水汽輻合皆有極大值，而有水汽輻散時，可降水量會隨之減少，但水汽輻合有極大值時，可降水量不一定有極大值，有時反而會因降水而減少(如1月18日)。在沒有降雨的情況下，有輻合時，可降水量就會增加，12月18日及12月19日雖是個例外，但這可能是因雨下在其他區域，而沒有下在Nauru島上。

由圖2可曉得Nauru地面西風期為為11月6日~11月21日，11月28日~12月7日，12月21日~1月9日，1月27日~2月17日，由雨量資料(圖20a~d)發現西風開始後五天內(如11月11日,12月2日,12月21日及2月1日)會有大雨出現(超過40mm)。停歇期也有一些降雨，西風消失後3天內會有較大之水汽輻合或雨量。

四、討論與結語

近二十年來對於西風暴潮特性及成因，已有許多學者發表一些研究結果，但往往受限於熱帶太平洋地區觀測資料不足，而不能一窺全貌，TOGA COARE計劃在西太平洋施行後，收集了豐富的觀測資料，讓我們有機會更進一步了解西風暴潮的特性。本研究利用TOGA COARE期間的密集觀測資料、NOAA長波輻射資料，及中央大學遙測中心接收之衛星IR資料，來分析西風暴潮之時空尺度及形成因素。

分析結果顯示分析期間(1992年11月~1993年2年)共有三次地面西風暴潮、及兩次

熱帶高空西風出現在西太平洋，它們有以下特性：

- (1)時空尺度方面，西風暴潮在不同時期，經向可寬達 20 個緯度，緯向可長達 80 個經度。某些區域(如 140°E，圖 8)之低層西風可持續 85 天以上，高層往下發展之西風持續時間較短。由低層往上發展之西風層可厚達 14.5km(150hPa)。
- (2)西風暴潮會跟隨超級雲簇由西往東移，東移速度 3.7m/s，週期約為 40 天。
- (3)在某一範圍(150°E ~ 170°E)，地面西風暴潮會以 0.25m/s 的速度往南移。
- (4)有些西風暴潮是由低層往上發展，有些是由高層(300hPa ~ 平流層底)往下伸展，時機若恰當，上下兩層西風可匯而為一。
- (5)高低層(150hPa 與 1000hPa)緯向風呈反相位關係。

由於資料充足，這裏所得到的西風暴潮時空尺度，明顯與 Keen(1987)的分析結果有所出入，此外，也可對其垂直尺度有所瞭解。與 Sui and Lau(1991)看法相同的是：超級雲簇在西太平洋引發西風暴潮，並帶之往東傳。比對兩者的先後關係，發現超級雲簇大約比西風早十天出現，這是因為超級雲簇需要一些時間來克服東風動能，才能使之逆轉為西風。雖然這裡可看出超級雲簇能帶動西風暴潮，但還是無法解決孰先孰後的老問題，因為可能是其它因素先造成西風，再激發超級雲簇之發展。較令人感到疑惑的是西風暴潮南傳現象，此現象可能會隨季節變化，這裏的個案發生在北半球冬季，也許夏季時，西風會北傳吧！西風暴潮之位置偏南，可能也是季節性的，分析期間，西風中心大約在 5°S ~ 10°S 之間，也許到了夏季，就會偏北。

早在 1971 年，Madden and Julian 就由熱帶太平洋島嶼的探空資料中，發現高低層緯向風之反相位關係，由 TOGA COARE 的資料中也發現此一關係，同時發現高層西風並非在熱帶生成，而是來自中緯的影響--某些時候，北(南)半球中緯高層會有西風往南(往北)傳遞(圖 15、16)，當其穿越熱帶高空時，熱帶低層西風近入停歇期，高層西風通過後，低層西風再度活躍。這裏只看到兩個個案，並不太能肯定每次西風停歇都是中緯高層之影響，若此影響存在，意味著中緯高低層及低緯熱帶高低層四者之間有某種循環或調節關係，而熱帶高低層西風則是此循環的現象，這似乎也顯示低頻振盪與中低緯交互作用有所關聯。

當然，要把西風暴潮當成是中低緯交互作用的一環，是有其可議性，也還必須釐清它與其他因素之關係，例如我們可以看到超級雲簇比西風暴潮早出現，並帶其往東移，那超級雲簇在中低緯交互作用中扮演了什麼角色？是否它能帶動此交互作用？還是它是被動的一個環節之一？只是能量調節之手段而已。或者兩者根本是兩回事，只在恰當時機產生共振，而使彼此相得益彰？

基本上，西風暴潮之生成因素及所扮演的角色仍舊無法釐清，它與超級雲簇、越赤道流、熱帶氣旋及澳洲低壓皆有直接關聯，甚至與寒潮暴發、副熱帶高壓位置及 ITCZ 都有關

聯，再加上中緯高層似乎也扮演了某一重要角色，各種因素錯縱複雜，糾纏不清。也許各個因素皆可促成西風暴潮，使其進入某一循環組織中，之後該因素就不再重要，甚至消失不見，讓人難以探其究竟。也許西風暴潮是與某一或更多因素組成一個穩定結構，而其他因素只是偶發性的影響該主要結構，使其增強或消滅。

在水汽收支分析方面，我們可以發現熱帶太平洋之大環境水汽輻合較強時，有利於對流之產生而造成較大降雨，相對地，水汽輻散則不利於對流之發展。另一方面，由於可降水量之逐日變化最大不超過 15mm，但日降水量往往可超過 50 mm，因此可知降雨之雨水主要不是來自可降水量，而是來自週遭環境水汽輻合之供應，或別處移來之雲。雖然可降水量不是造成降雨之直接因素，但仍可作為預測降雨與否的指標。

誌 謝

本文承臺灣大學大氣科學所許晃雄教授，中央大學太空遙測中心劉振榮教授及林唐煌先生提供寶貴資料，大氣科學兩位審查者細心地提供意見，在此一併誌謝。本文在國科會研究計劃 NSC84-2111-M-008-004 AP3, NSC82-0202-M008-081, NSC85-2111-M008-021 AP3 的部份經費補助之下完成，特致謝意。

參考文獻

- Gill, A. E., 1982: Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press, 662pp.
- Hayashi, Y. -Y. and T. Nakazawa, 1989: Evidence of the existence and eastward motion of superclusters at the equator. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 236-243.
- Keen, R. A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pair in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1405-1416.
- , 1987: Equatorial westerlies and southern oscillation. Proc. of the US TOGA Western Pacific Air-Sea Interaction Workshop. R. Lukas and P. Webster, Eds., Honolulu, 121-140.
- Lau, K. M., P. Li, C. H. Sui, and T. Nakazawa, 1988: Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillations and ENSO: An unified view. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 205-219.
- Luther, D. S., D. E. Harrison, and R. Knox, 1983: Zonal winds in the central equatorial Pacific and the onset of El Niño. *Science*, **222**, 327-330.
- Madden, R., and P. R. Julian, 1971: Dofocion of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- McPhaden, M. J., H. P. Freitag, S. P. Hayes, B. A. Taft, Z. Chen and K. Wyrтки, 1988: The response of the equatorial Pacific Ocean to a westerly wind burst. *J. Geophys. Res.*, **93**, C9, 10589-10603.

- Murakami, T., and W. L. Sumathipala, 1989: Westerly bursts during the 1982/83 ENSO. *J. Climate*, 2, 71-85.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 823-839.
- Nitta, T., 1989: Development of a twin cyclone and westerly bursts during the initial phase of the 1986-87 El Nino. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 677-681.
- Sui, C. H., and K. M. Lau, 1991: Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the Western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 407-430.
- Wyrtki, K., 1975: Fluctuations in the dynamic topography in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 450-459.

Characteristic Analysis of Westerly Wind Burst and Tropical Convection during TOGA COARE

Pay-Liam Lin Young-An Yen

Department of Atmospheric Sciences, National Central University

ABSTRACT

The tropical area is a major heat source of global atmosphere, and the variation in tropical meteorology has significant effect on global climate change. In order to get thorough understanding on the Low Frequency Oscillation and ENSO (El Nino/ Southern Oscillation), many investigators devote to research the tropical air-sea interactions. Some researches indicated that the eastward moving of the warm pool in the Pacific Ocean is significantly related to westerly wind events. Since the data observed in ocean

are sparse, the previous studies can use only limited data to analyze the surface characteristics of Westerly Wind Burst (WWB), yet they can't investigate its spatial variation. During TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment), a more generous 3D spatial observation data had been collected. By using these data, we did further research on the spatial variation of WWB, the characteristics of tropical convection and the relations between Westerly Wind Burst and Low Frequency Oscillation.

From the wind data analysis, three WWBs had been clearly identified during November 1992 to February 1993. The spatial distribution of WWBs appeared in the tropical ocean between the equator and 15° S, Its center was located at the region between 5° S and 10° S. Some westerly events moved southward slowly. The lasting time of each WWB usually exceeded ten days. The life cycle of some westerly wind event in 140° E could reach up to 85 days. Except the upward propagation, the westerly wind could also propagate downward from the high level. The characteristics were concluded to the mid-latitude influence. Sometimes, the westerly wind in northern (southern) hemisphere could develop and migrate to another hemisphere. When these upper level westerly wind burst moved past over tropical ocean, surface westerly wind stopped. Such that, the zonal wind in upper level and low level showed opposite phase relationship.

Super-cloud cluster usually occurred 10 days prior to the onset of the WWB. The latter accompanied with the former moving from west to east with 3.7 m/s eastward velocity, and the period was 40 days. By analyzing rainfall data, we found that there was richer rainfall 5 days after the onset of Westerly Wind Burst. During the interruption, there was also some rainfall. We found out there were more moisture convergence or rainfall appeared 3 days after the disappearance of Westerly Wind.

Key words: Westerly Wind Burst, Tropical Convection, TOGA COARE.