

北印度洋季風與季風低壓— (2) 年代際突變之懸案

吳宜昭 林和

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十四年十一月四日收稿；中華民國九十五年二月十日定稿)

摘 要

1976/1977 地球海洋—大氣系統經歷過一次強烈的氣候突變，此事件最先由北太平洋上層海溫改變所揭露，其後北太平洋西風噴流、鮭魚產量以迄於青康藏高原積雪量皆受到該年代際突變的深遠影響。本研究亦據此受到啓發，以北印度洋與南亞季風環流的自然季節為分析架構，探討北印度洋（孟加拉灣與阿拉伯海）季風低壓生成於 1976/1977 氣候突變前後的改變。

1959 年至 1998 年的北印度洋季風低壓觀測顯示，1977 年後季風低壓年生成個數急遽地減少，自平均每年生成 14.9 ± 2.2 個減為每年 5.0 ± 2.4 個。進一步依據季風低壓的強度及生成季節分類後，各季節無論是強度較強的氣旋風暴或較弱的低壓均呈現減少趨勢，夏、秋兩季尤其明顯：1977 年之前，夏季的氣旋風暴平均每季生成 0.7 ± 0.8 個，1977 年後減為 0.4 ± 0.8 個；低壓平均每季生成 4.2 ± 1.4 個，1977 年後不再出現。而秋季的氣旋風暴於 1977 年後自平均每季生成 1.8 ± 1.0 個減為 1.0 ± 0.8 個，低壓則由每季生成 2.3 ± 1.4 個減為 0.2 ± 0.6 個。文中並描述了季風低壓生成突變的時、空間特徵，包括生成頻率季節分佈之顯著改變，及生成區域的變化。

當然，熱帶氣旋長期資料之品質在全球皆有不同程度的可靠性。本文僅針對 1976/1977 氣候突變前後，北印度洋季風低壓生成記錄是否受到觀測儀器、資料處理等人為因素影響，從事進一步探討。經過我們僅可能的對原始觀測來源、觀測系統軟、硬體變動進行查證，以及向印度相關學者確認，初步認定，並無任何具體證據否定本文的結果。本文亦列舉數種可能被人為介入、目前超乎我們查證能力外之因素，提供讀者參考。

在探討環流的相關變化時，除了舉出已知的全球各地氣候系統在同時期發生突變的間接證據，另以較嚴謹的統計方法進行變化點分析（change point analysis），檢驗局地大氣環流之逐年變化，發現若干物理量在 1976/1977 前後確實產生顯著的突變，中低層大氣尤其明顯。這些遠地與局地的環流突變，相當正面的支持了北印度洋季風低壓生成數量銳減的現象。

在資料可能具不確定性的前提下，本研究結果顯示北印度洋季風低壓反映 1976/1977 之氣候劇變，並發現特定季節之低壓在 1977 年後不再出現。雖此變化由何物理機制引起還不清楚，本研究的發現可能隱含有趣的含義，即天氣尺度系統亦可能對氣候突變極為敏感，並如水圈或冰雪圈一般具有對氣候突變的長遠記憶。

關鍵詞：北印度洋、季風、季風低壓、年代際、氣候突變。

一、前言

證據顯示，地球大氣的多年平均呈現極度不穩定的狀態，因而使氣候之定義存有疑義。數十年迄於數十萬年的大氣平均態，常見劇烈的跳躍。發生在一萬二千年前的「新仙女木」(Younger Dryas)(Dansgaard et al., 1989; Alley et al., 1993; Severinghaus et al., 1998)事件，彰顯地球在短短如人類生命週期內，進入小冰河期。類似的氣候災難在地球過去屢見不鮮，以氣候改朝換代(Climate Regime Shift)(Niebauer, 1998; Anderson and Piatt, 1999; Minobe, 1999)或氣候劇變(Abrupt Climate Change)(Crowley and North, 1988; Keigwin et al., 1991; Zachos et al., 1993; Severinghaus et al., 1998; Alley et al., 2003)名之，其中包含著強烈的文法錯亂(Oxymoron)意味。

二次世界大戰之後，全球大氣觀測資料，逐漸覆蓋完整的時、空間網格，海洋、冰雪及化學成份等變數，亦按步到位。氣候研究隨著聖嬰現象的突破，進入全新領域。其中一特異現象，展現於1976/1977之氣候劇變。此事件以太平洋海氣系統遽變為主體(Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990)，最顯著的改變為1977年後北太平洋高緯海水突然冷卻(圖1(a))及東赤道太平洋增暖。此事件引起太平洋氣候系統的連鎖變化，包括阿留申低壓加強及高空風暴路徑(storm track)南移(Trenberth, 1990; Graham 1994; Trenberth and Hurrell, 1994; Deser et al., 1996)等，這些改變造成白令海海冰的消融(Trenberth and Hurrell, 1994)，及阿拉斯加鮭魚產量的激增(圖1(b), Mantua et al., 1997)，也導致ENSO於1970年代末期後發生頻率、強度及型態的巨大

轉變(Wang, 1995; Wallace et al., 1998)。而ENSO的改變透過調整副熱帶高壓、渥克環流或區域性哈德雷環流，造成東亞季風或南亞季風的年代際變異(Chang et al., 2000; Krishnamurthy and Goswami, 2000)。圖1(c)所示的西藏高原1977年後春季積雪迅速加深，即為亞洲季風系統對此氣候劇變的反應之一。本文將展示北印度洋的季風低壓數量於1977年後急遽減少如圖1(d)，天氣系統發生這樣涇渭分明的年代際突變是很少見的。

活躍於北印度洋及印度半島的季風低壓是北印度洋及南亞季風降水的重要來源。夏季季風鼎盛時，孟加拉灣北端集中生成許多季風低壓，這些季風低壓沿季風槽向西或西北進入印度半島，透過旺盛對流而組織、輻合低層大氣，將熱和水氣向上傳遞，不僅對南亞季風降水貢獻良多，也維持了季風槽的位置及強度(Sikka 1977; Pant and Rupa Kumar, 1997)。季風全盛期之前、後，北印度洋季風低壓生成反而更加頻繁，尤其在孟加拉灣特別活躍，惟強度、生成位置隨當地的自然季節截然不同(吳和林, 2006)。因而季風低壓的生成頻率及路徑會影響北印度洋及南亞季風降水的空間及時間變異，也和大尺度季風環流的變化息息相關。

北印度洋季風低壓生成的趨勢或年代際變化，已有部分南亞當地的學者投入研究。Srivastava et al. (2000)分析過去一百餘年來孟加拉灣及阿拉伯海的季風低壓生成頻率，發現較強的季風低壓(強度相當於西太平洋的熱帶風暴或更強)生成頻率有顯著降低的趨勢，而不論強或弱的季風低壓於1961年後的減少速率均相當快。若根據生成月份細分，過去百餘年來，在夏季季風期之前(五月)和之後(十

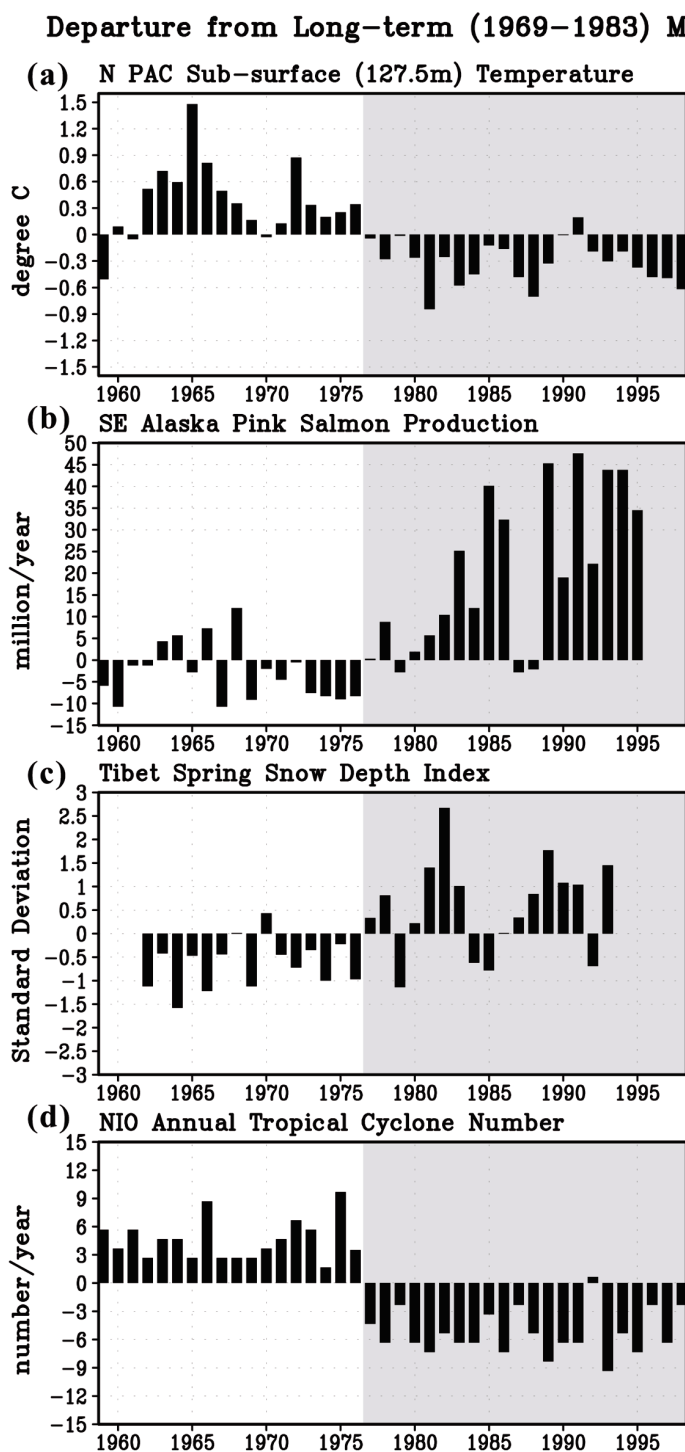


圖 1 海洋、生態、冰雪及大氣四個系統的變數，不約而同於 1976 至 1977 年間出現一跨年代的突變。自上至下分別為北太平洋 (35°-40°N, 160°-150°W) 127.5 公尺深的海水溫度 (°C) (使用資料為 Simple Ocean Data Assimilation analysis, Carton et al., 2000a,b)、阿拉斯加東南部鮭魚年捕獲量 (百萬條) (Mantua et al., 1997)、西藏高原三、四月積雪厚度指數 (Zhang et al., 2004) 及北印度洋全年季風低壓生成個數 (個/年)。所有時間序列均已減去長期 (1969 年至 1983 年) 平均值。

一月), 季風低壓生成頻率有上升的趨勢(Singh et al., 2000), 但六月至九月的趨勢則相反(Singh et al., 2000; Dash et al., 2004)。Rajeevan et al. (2000) 研究印度洋 1961 至 1998 年季風期(六至九月)的海溫和低雲量(low cloud cover)的年代際變化, 發現兩者的關係在赤道印度洋和在孟加拉灣北端有很大區別: 海溫和低雲量在赤道印度洋皆呈上升趨勢; 而在孟加拉灣北端, 自 1980 年代初期起, 海溫雖上升, 低雲量卻下降。另取近百年的季風低壓生成頻率和海溫比較, 兩者的關係也是在 1980 年代初期起才轉為反相位變化。對於引起季風低壓生成頻率下降的原因, Srivastava et al. (2000) 認為可能與高層大氣增暖(歸咎於全球暖化)、導致哈德雷環流減弱有關。

以上研究雖然對北印度洋的季風低壓氣候變異有所著墨, 但均未觸及 1976/1977 的氣候突變事件, 亦未針對大尺度環流對季風低壓處於不同季節截然不同的影響而予以詳細區分。本研究嘗試以季風環流的自然季節為分析架構, 再區分季風低壓的強度, 將 1976/1977 的氣候突變當作分水嶺, 探討北印度洋季風低壓於氣候突變前後的改變。在資料一致性有不確定性之前提下, 本文分析出北印度洋季風低壓靈敏反映 1976/1977 之氣候劇變。咸認大氣相對海水、冰雪而言熱容量微小, 內部動力不穩定度高, 因而對氣候變異的記憶遠遠小於冰圈、水圈。而本文結果卻顯示天氣尺度現象亦可能透過邊界條件及大尺度環流, 反應氣候突變。雖然目前尚不清楚此劇烈變化由何種機制引起, 然而我們認為此發現可能隱含有趣涵義, 值得未來進一步的研究。

二、資料與方法

本文使用的研究資料包括季風低壓及大尺度環流場兩大部分。另外, 進行分析時使用變化點分析(change point analysis)偵測時間序列中是否有劇烈變化之處, 此章也一併簡介。

1. 季風低壓資料

本研究使用的是 Revised NCDC (National Climatic Data Center, USA) Global Tropical Cyclone Position Data。此組資料包括了全球各大洋的熱帶氣旋資料, 其中北印度洋的季風低壓資料可回溯至 1877 年。因考慮到早期資料的品質不確定性較高, 並需配合其他環流場的資料進行分析, 所以選取 1959 年以後至 1998 年的資料進行研究。此資料組每六小時記錄一次季風低壓中心位置及最大風速(請見下一段說明第(2)項)。季風低壓生成位置定義為季風低壓出現的第一筆紀錄的位置。

分析時本研究根據季風低壓生命史中, 中心最大風速是否達到 34 節(約 17.5m/s)區分成兩類。以 34 節為區隔的原因如下:(1) 南亞諸國對季風低壓的分類及命名遠較其他海域複雜(IMD, 1999), 但 34 節是分類中的門檻之一。經查閱相關文獻, 以風速 34 節為區隔分成兩大類來描述、分析者相當普遍(Sikka, 1977; Pant and Rupa Kumar, 1997; Srivastava et al., 2000; Dash et al., 2004)。(2) 根據 NCDC 資料來源的說明, 1980 年之前的資料並無留下確實的風速, 觀測資料只紀錄個別氣旋擾動為三種分類群的哪一種, 而三分類群的區隔是風速是否達 34 節或達 48 節。1981 年後則有詳細的風速資料。因此分析期間跨越 1980/1981 年時, 以 34 節或 48 節為門檻分類是適當的選擇。

(3) 根據 WMO 定義, 34 節及 64 節原本即為西太平洋、大西洋等其他海域慣用區分強度不同的熱帶氣旋之門檻。考量熱帶氣旋研究社群慣用的分類及讀者溝通、討論上的便利性, 並方便將來將此研究結果與其他海域的變化作比較, 以 34 節與 64 節為區隔是較佳選擇。綜合上述原因, 最後以 34 節為區隔分成兩大類, 並使用南亞及北印度洋地區慣用的命名方式, 分別以「低壓」(depression) 及「氣旋風暴」(cyclonic storm) 稱呼強度較弱及較強的季風低壓。唯在談論到其他海域的熱帶氣旋擾動(不分強度) 或討論本文結果的應用時, 仍以「熱帶氣旋」通稱之。

2. 大尺度環流場資料

大氣環流資料使用 1959-1998 年候(pentad) 解析度的歐洲氣象中心 reanalysis (ERA-40) 資料(有關此資料的詳細內容請參考 ERA 的網站: <http://www.ecmwf.int/research/era>), 包括自 1000hPa 至 150 hPa 的高度場、水平及垂直風場、溫度、溼度, 其空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

3. 變化點分析

自 1990 年代以來, 1976/1977 以太平洋為主體的氣候突變及其引起的一連串其他氣候系統的劇烈反應引起氣候研究界的注意, 於是發展以統計方法檢驗時間序列是否有不連續點(discontinuity) (或是否有「regime shift」現象出現) 也成為新興研究項目之一。有些統計方法採用 Student's 或 Mann-Kendall tests 等標準統計方法或其變形來搜尋不連續點, Easterling and Petersen (1995) 對此有很好的回顧。另外亦有使用相對於平均值之偏差的累積和(cumulative sum of deviations, CUSUM) 曲線

來尋找不連續點, 如 Rebstock (2002)、Fealy and Sweeney (2005) 等。

一個好的變化點分析工具除了偵測變化點的位置, 並須同時計算信賴水準以供使用者判斷在該變化點發生的變化是否具統計顯著性。本研究採用 Taylor (2000) 來分析北印度洋的季風低壓及南亞局地大氣環流於四十年分析期間是否存在統計上顯著的不連續點(或突變點)。其原理同上述 CUSUM 方法, 即不斷從時間序列起點, 累加每一時刻的距平值, 視距平累加值的曲線斜率何處變換符號, 即為變化時間點。找出變化時間點後, 並提供信賴水準(confidence level), 以確認突變之顯著性。詳細的原理、計算及檢驗方法, 請見附錄二。

以下在描述 1976/1977 年前後的變化時, 將 1959 至 1976 年的時期稱為第一紀元, 之後的時期稱為第二紀元。

三、資料的可靠性與查証

1. 季風低壓資料之信度

在發現北印度洋季風低壓的生成頻率有如此突兀的變化時, 首先要考慮是否有人為因素引起的可能性, 例如原始季風低壓資料來源的變更或觀測系統軟、硬體的更新等非客觀因子介入。

(1) 原始季風低壓資料品質

本研究使用的 NCDC 資料長達百餘年, 此資料庫北印度洋海域 1979 年之前的原始資料均來自 NCDC 本身, 1980 年至 1982 年除了 NCDC 本身資料, 尚參酌 JTWC (Joint Typhoon

Warning Center) 的季風低壓記錄, 1983 年以後則全數取自 JTWC 的觀測。因此 1976/1977 年前後的原始資料來源是一樣的。另比較 NCDC 和 JTWC 的最佳路徑(best track) 在 1959 年至 1982 年間共 24 年的季風低壓年生成個數, 兩者差距不大, 除了 1967 年和 1971 年相差達 2 個, 其餘年相差至多一個。

關於資料品質的長期穩定性, 以下進一步說明。首先, 儘管我們無法保證 NCDC 的資料百分之百正確, 但這已是目前氣象研究界公開可得的最好的北印度洋季風低壓資料, 我們在遍尋文獻及詢問相關學者後, 就我們所知, 並未發現該資料的長期一致性遭到質疑。

事實上, 北印度洋季風低壓自 1970 年代後期數量銳減的現象, 有若干北美及南亞當地學者之文獻佐證。JTWC 的 best track 資料說明文件中的附錄四”北印度洋熱帶氣旋, 1945-2000”(Chu et al., 2002), 清楚地提到”注意 1976 年後的年總個數一般較 1977 年之前的年總個數少...筆者無充分的年度熱帶氣旋報告來挑戰 1977 年之前的資料(’Note that post-1976 yearly totals are generally less than pre-1977 totals... nor do the authors have sufficient ATCR documentation to challenge the pre-1977 data’)。Rajeevan et al. (2000) 的圖 3 呈現 1901 至 1998 年夏季季風季節之季風低壓生成個數距平的 11 年滑動平均變化, 可見自 1977 年後夏季季風季之季風低壓急遽減少。Landsea (2000) 在談到熱帶氣旋的年代際變化時, 寫道”根據自 1960 年代末期以來的資料, ... 北印度洋...顯著的下降趨勢, (’based upon data from the late 1960s onwards,..... the North

Indian a significant downward trend...’)。Dash (2004) 也以印度區域季風低壓頻率的減少(’On the decreasing frequency of monsoon depressions over the Indian region’)為題發表論文, 其圖 1 清楚顯示六至九月所有季風低壓的個數於 1970 年代末期以後持續遞減。

另外, 我們曾以電子郵件聯絡前述 Indian Inst. of Technology Delhi 之 Prof. Dash, 詢問北印度洋低壓及氣旋風暴的定義、觀測系統在 1959 至 1998 年之間是否一致? 亦或曾有變動? Prof. Dash 回覆時明確地表示, ”是的, 在整個研究的時期中, 根據風的強度來區分低壓及風暴的定義是一樣的。1970 年代末期沒有定義上的改變...因為定義是以風的強度為依據, 任何時候觀測的方式也無改變’(’Yes, the definitions for depressions and storms were identical for the entire period of study based on wind strengths. There was no change in definitions in late 70s.... Since definitions were based on wind strengths, there was no change in the observation method at any time.’)

最後, 在原資料的說明中, NCDC 說明產生此資料組的目的是為提供 WMO 分析全球熱帶氣旋氣候之用, 所有 WMO 建議的各地區性氣象單位均曾聯繫過, 以蒐集各地資料。關於資料品質方面, NCDC 說明當資料來源互有差異時, 資料處理單位根據專業判斷來解決(’These differences were subjectively resolved using meteorological judgement...’)。他們並提及熱帶氣旋的路徑不確定性可能較大, 尤其是南半球的氣旋資料, 熱帶氣旋的生成個數相對而言可信度較高。

(2) 觀測系統軟、硬體之更新或科學技術的進展之影響

輔助熱帶氣旋觀測的重要工具包括早期的飛機觀測及後來的衛星影像。Landsea (1993) 在分析大西洋強烈颶風 (intense hurricane) 的季內及年際變化時，強調飛機例行性觀測的開始與否造成了 1944 年北大西洋颶風觀測一致性的分野。另外，以澳洲附近的熱帶氣旋觀測為研究對象，Holland (1981) 首先指出衛星影像的出現對偵測強熱帶氣旋的影響；Nicholls et al. (1998) 認為衛星科技的進步使得氣象研究人員更加了解熱帶不同天氣系統的結構特徵，因而較易將強度較弱的熱帶氣旋和非熱帶氣旋的天氣系統區別開來，他們指出這些人為因素可能是 1985 年後弱熱帶氣旋生成頻率遽降的原因之一；過去近百年來，澳洲塔斯曼海 (Tasman Sea) 的熱帶氣旋個數時間序列出現兩個明顯的不連續點，Buckley et al. (2003) 將之均歸咎於觀測系統的變動。他們認為 1950 年代中期熱帶氣旋個數突然增多乃因 IGY (International Geophysical Year) 的推動造成海面觀測在時間及空間上頻率的增加，而 1977 年起熱帶氣旋個數突然減少則和 1977 年七月日本的地球同步衛星 GMS-1 發射有關，原因同 Nicholls et al. (1998) 所提。

反觀北印度洋，過去鮮少有論及氣象觀測系統的進展如何影響熱帶氣旋偵測的研究，我們只能盡力蒐集相關資訊。相較於北大西洋及西北太平洋早於 1940、1950 年代起便有例行飛機觀測供判定熱帶氣旋之用，包含北印度洋在內的其餘海域，早期並無定期的飛機觀測，須至 1960 年代中期衛星時代開始後，對這些海域的熱帶氣旋的偵測、估計才比較正確

(Landsea, 2000)。前述 1977 年 GMS-1 衛星的發射，和本研究發現的北印度洋低壓個數驟減的時間點很接近，但 GMS 的位置在赤道、140°E 上空，其影像西邊極限為 90°E。我們將生成經度 $\geq 90^\circ\text{E}$ 、在 GMS 影像覆蓋範圍內生成的季風低壓剔除，剩餘的低壓及氣旋風暴仍顯示出清楚的年代際變化 (圖省略)。故我們判斷 GMS 衛星的發射與否對本文結果之定量分析應無巨大影響。此外，筆者查證印度的作業用多目標通訊及氣象衛星 (operational multi-purpose communication and meteorology satellite) INSAT 系列的第一顆 INSAT-1A 於 1982 年四月發射 (資訊來自 Indian Space Research Organization 的網站，<http://www.isro.org>)，此時間點和 1976/1977 年相差甚多，因此季風低壓生成頻率的突變和印度氣象衛星的發射相關不大。

當然，不可否認的，觀測資料的增加或季風低壓偵測、辨識技術的進展... 等人為因素可能造成季風低壓資料品質一致性的不確定性，以下列出數項來討論。首先，1970 年代末期印度、孟加拉灣一帶進行了兩個大型觀測計畫，包括 1977 年的 Monsoon-1977 觀測計畫及 1979 年的 summer Monsoon Experiment MONEX (Fein and Kuettner, 1980)。Monsoon-1977 為 MONEX 的先期觀測計畫，規模不如 1979 年的 MONEX。Summer MONEX 的確提供大量 1979 年北印度洋及周邊陸地夏季季風期的觀測 (Fein and Kuettner, 1980)，但關於季風低壓的密集觀測，集中於 1979 年七、八月，之後利用 summer MONEX 觀測發表之季風低壓相關文獻，也以討論特殊觀測期 1979 年 7 月 5-8 日在孟加拉灣生成個案的動力或結構為主 (Nitta

and Masuda, 1981; Saha and Chang, 1983; Sanders, 1984)。事實上，此三文獻對同樣個案的分析並不一致，例如對季風低壓的熱力結構分析有出入（見 Mak 之回顧，1987）。我們判斷這樣時空不連續的結果，對個案研究有益，但對其後數十年季風低壓的全面偵測或判定，縱有影響也不致造成違逆本文結論。其次，1975 年 Dvorak (1975) 提出如何根據熱帶氣旋在衛星影像上顯示的特性來估計熱帶氣旋的強度，這是一個非常重要的問題。但與 GMS 衛星可能帶來之影響是同樣的考量。GMS 衛星影像已如前言，受到 90°E 西界的侷限，是否有其他繞極衛星提供印度資料則無法確認。再者，若全歸咎於人為對季風低壓強度估計方法的改變引起，其可能性有 (1) 季風低壓總數不變，但氣旋風暴和低壓之間的強度分野定義有變化，則應有一類個數增加，另一類減少，或 (2) 如文中 Nicholls et al. (1998) 或 Buckley et al. (2003) 所述，影響僅是使弱的低壓個數減少。但以上無法解釋本文所發現無論是較強的氣旋風暴或是較弱的低壓 1977 年後均同時減少的年代際變化一致性。另外，關於數值天氣預報的進展對季風低壓判斷的可能影響，印度氣象局早於 1960 年代初期即已從事 NWP 模式的研擬，我們手頭並無任何具體證據，顯示模式特別在 1976/1977 之際，對季風低壓生成帶來戲劇性的影響，若有，我們所接觸的當地學者，以及他們探討季風低壓年代際變化的文章，勢必激起熱烈討論方為合理。我們在此並非全然排除如 Nicholls et al. (1998) 或 Buckley et al. (2003) 所述類似對澳洲附近熱帶氣旋資料判斷的爭議會出現在北印度洋之可能性，但就如這些研究所示，這些爭議正需要透過如本文的

詳究，方得以公諸世人。

接下來，我們搜尋海洋、大氣系統於同時期是否亦發生突變。若有，可佐證季風低壓生成的突變，正反應了環流系統的改變。

2. 間接證據與當地環流改變的直接證據

1970 年代末期的氣候劇變，無論在北印度洋與南亞當地或其他區域都可見其蹤跡。首先就已知之諸多觀察談起，包括熱帶印度洋及熱帶東太平洋海溫 (Nitta and Yamada, 1989 中的圖 1、圖 3) 的升高，北太平洋換日線附近海溫的降低 (Deser et al., 1996 中的圖 8)，北半球冬半年阿留申低壓的加強 (Trenberth and Hurrell, 1994 中的圖 6、圖 7)。伴隨著海氣系統的變化，太平洋的生態系統隨之反應，因此阿拉斯加鮭魚產量激增 (Mantua et al., 1997 中的圖 6)。這個氣候突變影響的範圍從太平洋擴及全球，影響了印度夏季季風和 ENSO 的關係 (Webster et al., 1998 中的圖 23，以及 Krishnamurthy and Goswami, 2000 中的圖 5)。

林和吳 (2001) 研究西北太平洋熱帶氣旋之年代際變化，顯示 1976/1977 的氣候突變結合 ENSO 與季風系統，改變了西北太平洋的大氣環流及適合熱帶氣旋生成的區域，使得 1977 年後熱帶氣旋的生成區域明顯自西北太平洋的西北象限移向東南象限。西北太平洋熱帶氣旋與北印度洋季風低壓之年代際變化最大的不同之處，在於前者全年生成的總數並無巨大改變，惟其位置遷移，後者則是於某特定季節低壓不再出現。

至於北印度洋及南亞當地的氣候系統是否亦於 1970 年代後期出現明顯突變？針對當地

ERA (10–25N, 70–95E) Annual Mean Normalized
(Red & Blue: magnitude > 0.5 standard deviation)

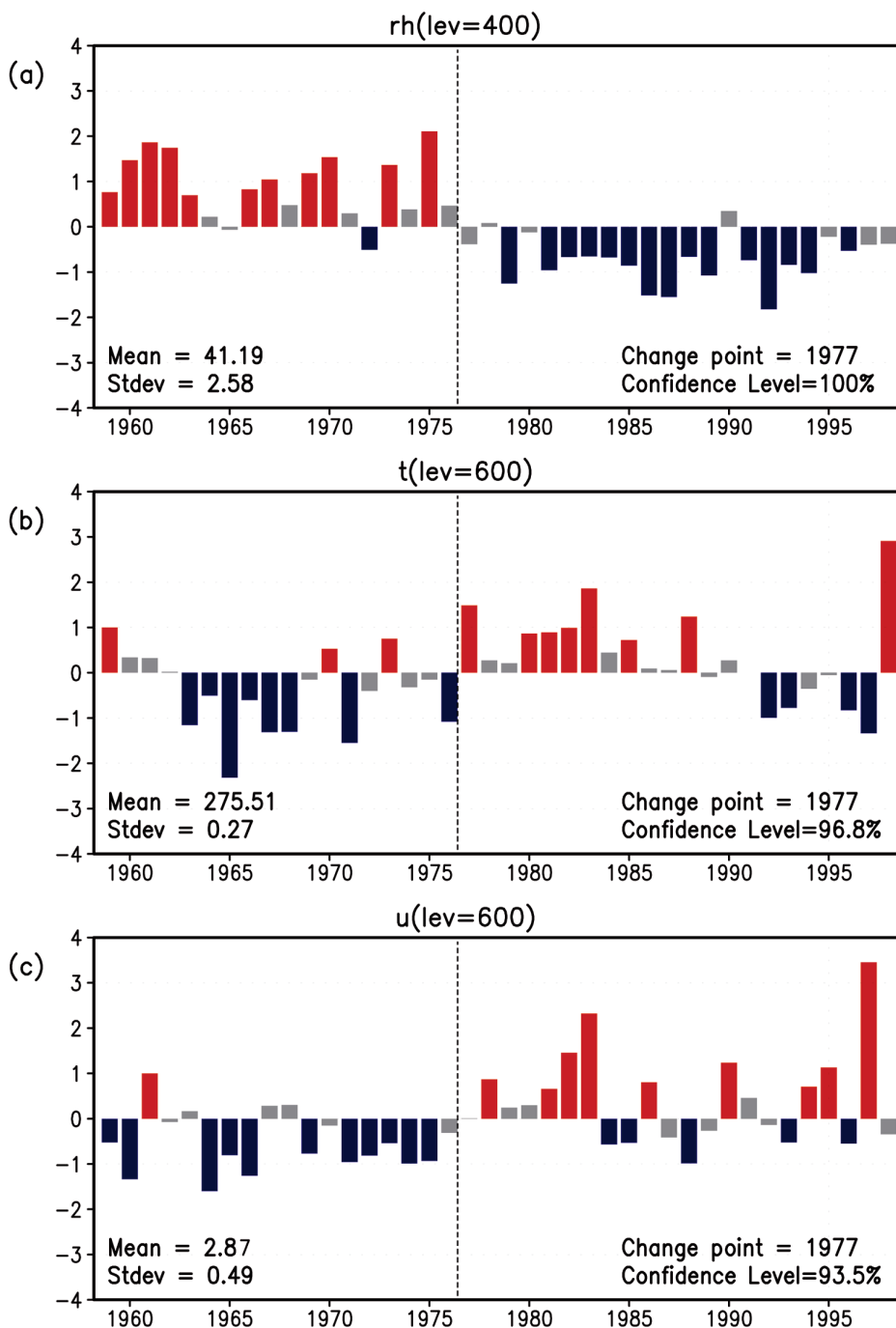


圖 2 自 1959 年至 1998 年北印度洋及印度半島附近 (10°-25°N, 70°-95°E) 大氣系統於 1976 至 1977 年間出現突變的三個例子，自上至下為 (a) 400hPa 相對溼度 (%)、(b) 600hPa 溫度 (°C) (c) 及 600hPa 經向風速 (m/s)。所有變數均經過正整化 (normalization)。紅、藍色柱表示距平絕對值大於 0.5 個標準差。經變化點分析所得之變化時間點均為 1977 年，且信賴水準均大於 90% (各圖右下角)，各物理量之平均值及標準差列於圖中左下角。

表一 北印度洋及印度半島附近 ($10^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$) 1959 年至 1998 年 ERA-40 資料各層物理量年平均之四十年變化經變化點分析 (change point analysis) 求出變化點後, 該變化具統計顯著性 (信賴水準 $\geq 90\%$) 且變化時間點落在 1976 年至 1978 年三年中的物理量。

氣壓(hPa)	重力位高度	溫度	經向速度	緯向速度	垂直速度	相對濕度	比濕
150			1977				
200			1977				
250	1977		1977				
300	1977						
400	1977					1977	1976
500	1977		1978			1976	1976
600	1977	1977	1977			1976	1976
700	1977			1977			
775							
850							
925	1977			1978			
1000	1977			1978			

註: 紅色: 信賴水準 $\geq 99\%$

藍色: $99\% >$ 信賴水準 $\geq 95\%$

黑色: $95\% >$ 信賴水準 $\geq 90\%$

($10^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$) 大氣系統的逐年變化進行分析, 的確發現年代際突變之訊息。圖 2 所示為若干突變顯著之例子 (以變化點分析得之變化信賴水準均高於 90%), 包括 400hPa 之相對濕度、600hPa 之溫度及 600hPa 之經向風速。以 400hPa 相對濕度為例, 除了少數例外 (如 1972 年), 四十年的變化以 1976/1977 年為界, 前後兩個紀元呈現截然不同的變化。600hPa 之溫度及經向風速之突變雖不若 400hPa 相對濕度顯著, 仍呈現微弱年際變化, 但清楚可見為更強烈的年代際突變所調節, 於 1976/1977 年前後相位轉變。進一步用變化點分析檢驗

1959 年至 1998 年間各層大氣之逐年變化, 於 1970 年代末期出現顯著變化者列於表一, 其過程如下: 以 1000hPa 的重力位高度為例, 以 1959 年至 1998 年 ($10^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$) 區域平均的年平均時間序列為輸入值, 以變化點分析求得主要的變化點為 1977 年, 其信賴水準 $\geq 99\%$, 可視為統計上顯著的突變時間點, 在表一中以紅色列出。以同樣的程序一一分析 150hPa 至 1000hPa 各共十二層、七種物理量的四十年變化時間序列, 分別執行八十四次計算後, 每一個物理量均可求得主要變化時間點, 但其是否具統計顯著性必須由信賴水準決定。我們以

信賴水準達 90% 為判斷標準，並考慮各層大氣環流對 1976/1977 氣候突變的反應可能會延遲，所以取變化顯著且變化時間點落在 1976/1977/1978 三年中的物理量，列於表一。分析結果顯示，84 種物理量中，共有 23 種於 1970 年代後期有顯著突變之訊息，400hPa 至 700hPa 之中低層大氣尤其明顯，且大多數（15 種）突變發生於 1977 年。

總結以上討論，不論全球或北印度洋及南亞當地的氣候系統，或是太平洋海域的天氣系統，都在 1970 年代末期展現一定程度劇變，這相當程度支持了北印度洋季風低壓數量的銳減，也顯現天氣系統對大尺度環流結構性劇變的反應靈敏。

四、季風低壓生成年代際突變的時空特徵

本論文的前篇已就北印度洋與南亞季風區的自然季節與季風低壓生成之間的關係詳細討論（吳和林，2006），此處仍根據該研究所劃分的四個季節，即暑（第 24 至 32 候，4 月 26 日至 6 月 9 日）、夏（第 33 至 50 候，6 月 10 日至 9 月 7 日）、秋（第 51 至 60 候，9 月 8 日至 10 月 27 日）及初冬（第 61 至 71 候，10 月 28 日至 12 月 21 日），觀察季風低壓生成的低頻變化，這也是未來進一步探討對應的大尺度環流變化如何影響季風低壓活動的依據。

首先檢視 1959 年至 1998 年全年全部季風低壓生成個數的逐年變化（圖 3 最上圖），最明顯的特徵即為 1976 年至 1977 年間生成個數下降了一個數量級。1976 年之前，全部季風低壓的平均生成個數為 14.9 ± 2.2 個；1977 年之後，

除了 1992 年，均降為個位數（平均 5.0 ± 2.4 個）。這 1976/1977 的變化以低壓貢獻較多。若只注意圖中實心柱部分，可見低壓在 1977 年後幾乎消失，僅有 4 年（1979、1983、1990 及 1992 年）零星出現，因此低壓的年平均生成個數自第一紀元的 8.3 ± 2.3 個降為第二紀元的 0.3 ± 0.7 個。氣旋風暴的變化（空心柱部份）則較不顯著（ 6.6 ± 1.4 個降為 4.7 ± 2.2 個）。若將全年的生成個數依照季節區分開來，可看出各個單季變化劇烈的程度各不相同。夏季的變化最劇烈，1976 年之前，平均每季共生成 4.2 ± 1.4 個低壓，佔了全部季風低壓（每季 4.9 ± 1.7 個）的 86%；然而 1977 年後低壓不再出現，而氣旋風暴個數減少較不顯著，使得 1977 年後夏季平均季風低壓總個數降為 0.4 ± 0.8 個。秋季生成總個數較夏季略少，但低壓減少的幅度（由一季 2.3 ± 1.4 個降為 0.2 ± 0.6 個）和夏季一樣可觀；氣旋風暴的減少相對微弱。暑季及初冬季的年代際變化不若夏、秋季劇烈，但第二紀元的個數仍普遍較第一紀元減少。

各季節季風低壓生成個數於 1970 年代末期突變的時間點及其可信度由變化點分析亦可得知（表二）。全年及夏、秋兩季，低壓及全部季風低壓的突變均有 $\geq 99\%$ 的信賴水準，除了秋季的低壓突變點落在 1976 年，其餘均落在 1977 年。其餘季節或不同強度之季風低壓亦多於 1976 年至 1978 年間出現一突變點，惟信賴水準（仍大於 90%）略低。暑、夏與初冬的氣旋風暴的逐年變化則於四十年分析期間均無可信度夠高之突變點。

此年代際突變對北印度洋季風低壓生成的季節分佈有何影響？我們由圖 4 來呈現。圖 4 各圖中的長直線標示出氣候場上暑、夏、秋、

North Indian Ocean Tropical Cyclone Formation Weak(bar) Strong(outline)

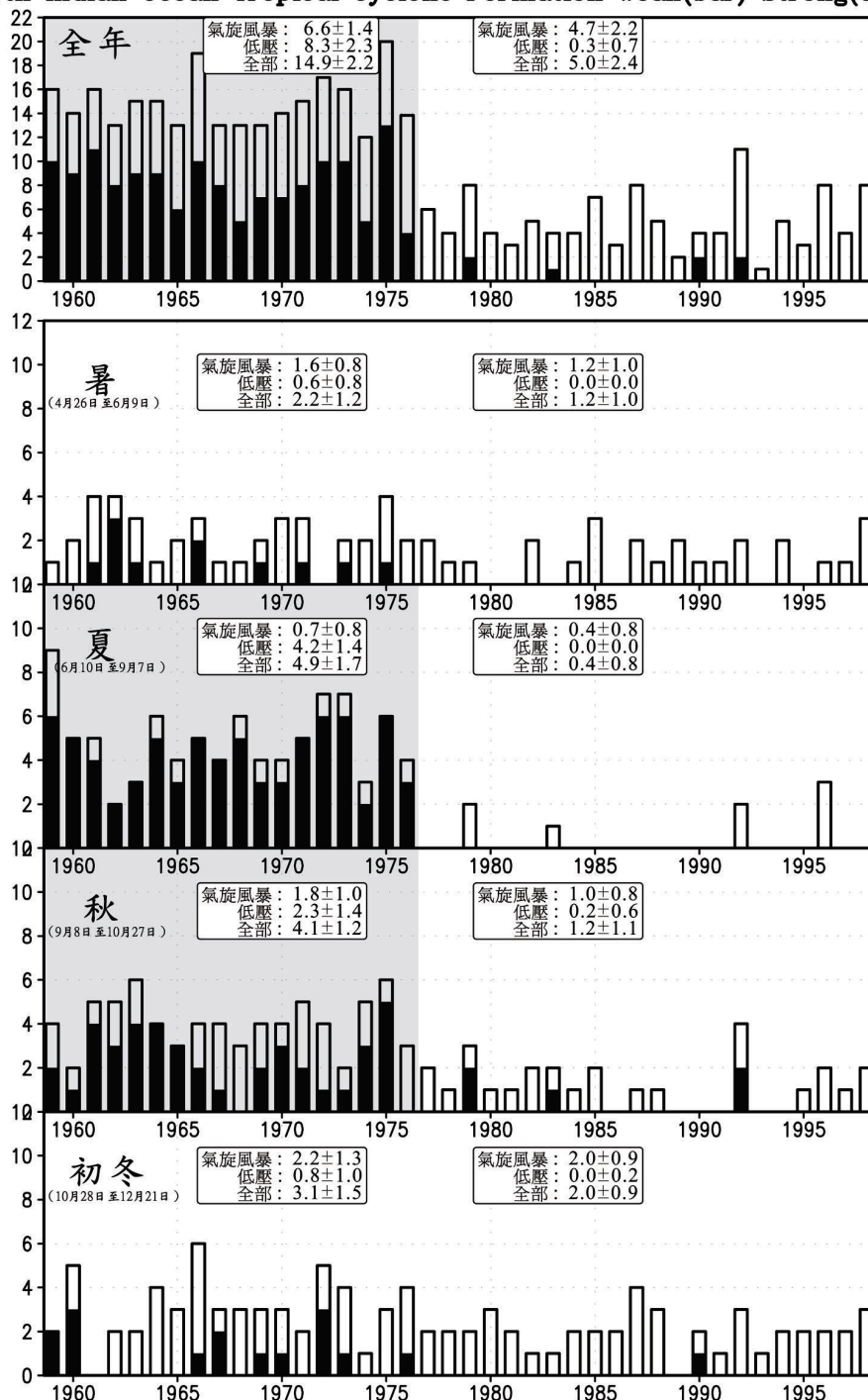


圖 3 自上至下分別為 1959 年至 1998 年北印度洋全年及暑、夏、秋、初冬四季的季風低壓生成個數之逐年變化。空、實心柱分別代表氣旋風暴及低壓（定義見內文），兩者相加為全部的季風低壓。方格中所示數字分別為第一紀元（1959-1976 年）及第二紀元（1977-1998 年）氣旋風暴、低壓及全部季風低壓個數之平均值。圖中加上黑色陰影的圖為低壓及全部季風低壓於 1970 年代末期出現顯著（變化點分析所得之信賴水準 > 99%）突變者。注意最上方（全年）之圖的縱座標和其他圖不同。

表二 1959 年至 1998 年全年及各季不同強度季風低壓個數之逐年變化經變化點分析後所得之突變年份(取信賴水準 $\geq 90\%$ 者)。

	強度	突變點年份
	氣旋風暴	1978
全年	低壓	1977
	全部	1977
	氣旋風暴	
暑	低壓	1976
	全部	1978
	氣旋風暴	
夏	低壓	1977
	全部	1977
	氣旋風暴	1978
秋	低壓	1976
	全部	1977
	氣旋風暴	
初冬	低壓	1974
	全部	1977

註: 季風低壓生命史中中心最大風速 < 34 節(約 17.5m/s)定義為低壓,其餘為氣旋風暴。全部為氣旋風暴及低壓之和。

紅色: 信賴水準 $\geq 99\%$

藍色: $99\% >$ 信賴水準 $\geq 95\%$

黑色: $95\% >$ 信賴水準 $\geq 90\%$

初冬四季的起始時間。根據圖 4 (a), 第一紀元時氣旋風暴自暑季開始(24 侯)活躍, 頻繁的氣旋風暴生成至夏季開始、印度季風肇始時(33 侯)忽然急遽降低, 直到夏季季風結束、秋季開始(51 侯)又再度活躍起來, 並且持續至初冬季結束(71 侯); 相對的, 低壓的生成較氣旋風暴稍晚, 於暑季中期開始, 但時序一進入夏季(33 侯), 低壓便快速增加, 較氣旋風暴活躍許多, 密集的低壓生成一直持續至秋季末; 然而初冬季一開始, 北印度洋的低層西

南季風為東北季風取代(61 侯), 低壓個數銳減; 若將兩者綜合起來, 季風低壓的活躍度隨季節轉變的改變便不若將季風低壓依強度區分開時那樣靈敏, 只見季風低壓從暑季初期一直活躍至初冬季末, 而秋季是季風低壓活動的高峰(圖 4 (c))。但自 1977 後, 夏季不再有低壓出現, 僅秋、初冬季偶有幾個零星生成(圖 4 (e)); 氣旋風暴生成頻率的季節分佈和第一紀元相似, 只是頻率略降(圖 4 (d)); 因此全部季風低壓生成頻率的季節變化(圖 4 (f))幾乎等同於氣旋風暴生成頻率的季節變化(圖 4 (d)), 以夏季季風鼎盛之前(暑)和之後(秋、初冬)季風低壓較活躍。將兩紀元季風低壓生成的季節分佈相減, 更明白顯示第一、二紀元的差異。和第一紀元相比, 無論哪一季節, 第二紀元氣旋風暴的生成頻率均略減(圖 4 (g)), 低壓的減少幅度更大(圖 4 (h)), 故低壓生成的紀元差異特徵主宰了全部季風低壓生成的紀元差異(圖 4 (i)), 即夏、秋季季風低壓減少最劇烈。和本論文前篇(吳和林, 2006)所述比較, 可發現 1959-1998 年季風低壓生成長期氣候平均場之特徵和第一紀元季風低壓生成之季節分佈較近似。

季風低壓的生成頻率呈現明顯的年代際突變, 其生成位置是否也有明顯的轉變? 如圖 5 所示, 第一紀元時, 夏、秋兩季阿拉伯海東側和孟加拉灣北端均有為數不少的季風低壓生成, 尤其孟加拉灣的個數居多; 在第二紀元時, 兩海域的季風低壓均大量減少。值得注意的是, 孟加拉灣北端(17°N 以北)為恒河出口處, 西有印度半島陸塊, 東有緬甸沿岸高山帶, 特殊地形加上季風環流, 原是第一紀元夏季季風低壓集中生成之處。然在第二紀元暑、夏、

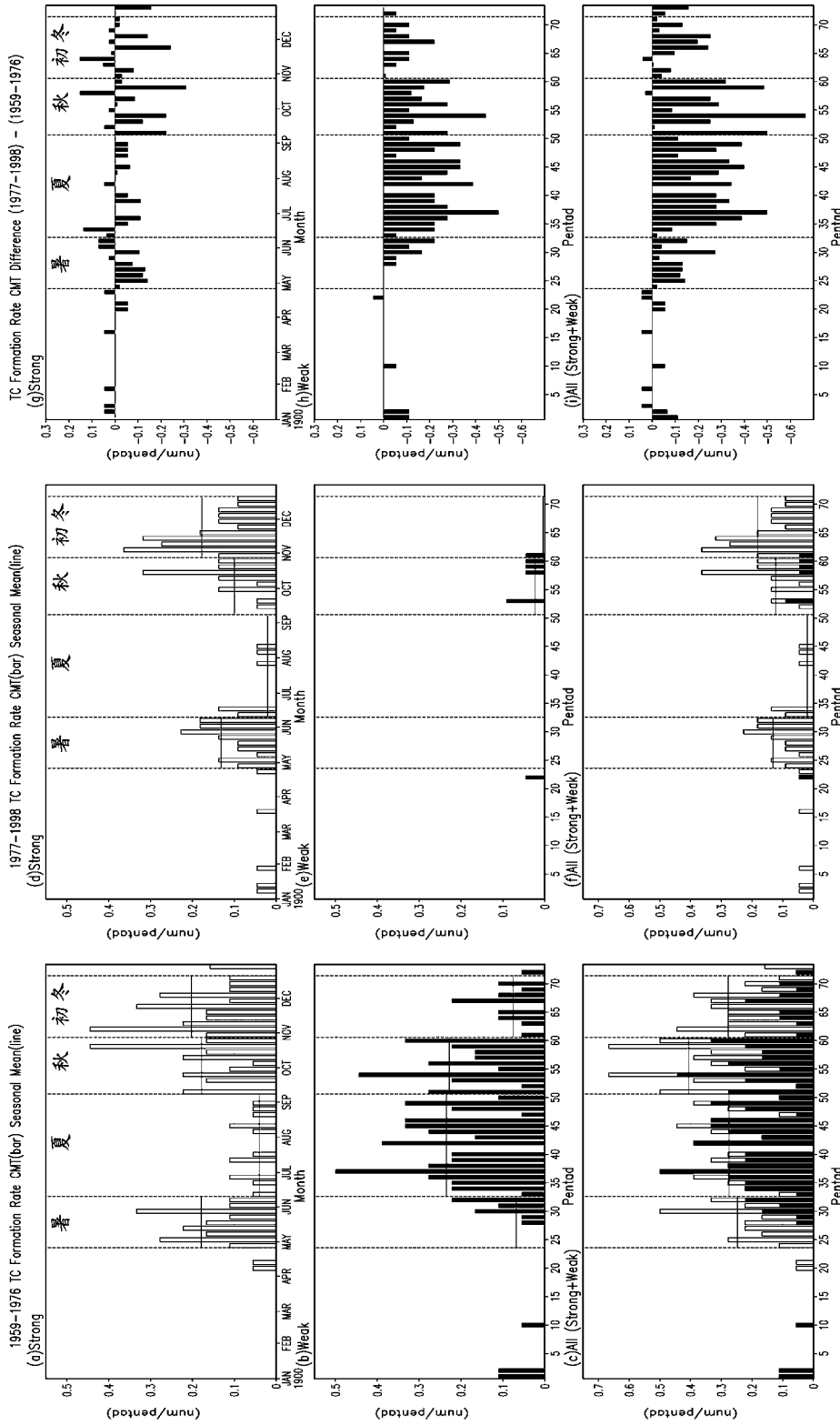


圖 4 圖 (a) 至 (c) 為北印度洋第一紀元 (1959-1976 年) 的候解析度季風低壓生成頻率 (個/候) 之季節變化氣候平均值。各圖中的五條直線標示出四個季節的起始時間：暑 (4 月 26 日至 6 月 9 日)、夏 (6 月 10 日至 9 月 7 日)、秋 (9 月 8 日至 10 月 27 日) 及初冬 (10 月 28 日至 12 月 21 日)，水平實線為各季節生成頻率之平均。圖 (a) 為氣旋風暴，圖 (b) 為低壓 (氣旋風暴及低壓之定義見內文)，圖 (c) 為氣旋風暴 (空心柱) 與低壓 (實心柱) 之和。圖 (d) 至 (f) 同圖 (a) 至 (c)，但為第二紀元 (1977-1998 年)。圖 (g) 至 (i) 為第二紀元和第一紀元季風低壓生成頻率季節變化之差，即 (d) 至 (f) 圖減去相對應的 (a) 至 (c) 圖。注意圖 (g) 至 (i) 中不分強度均以實心柱表示。

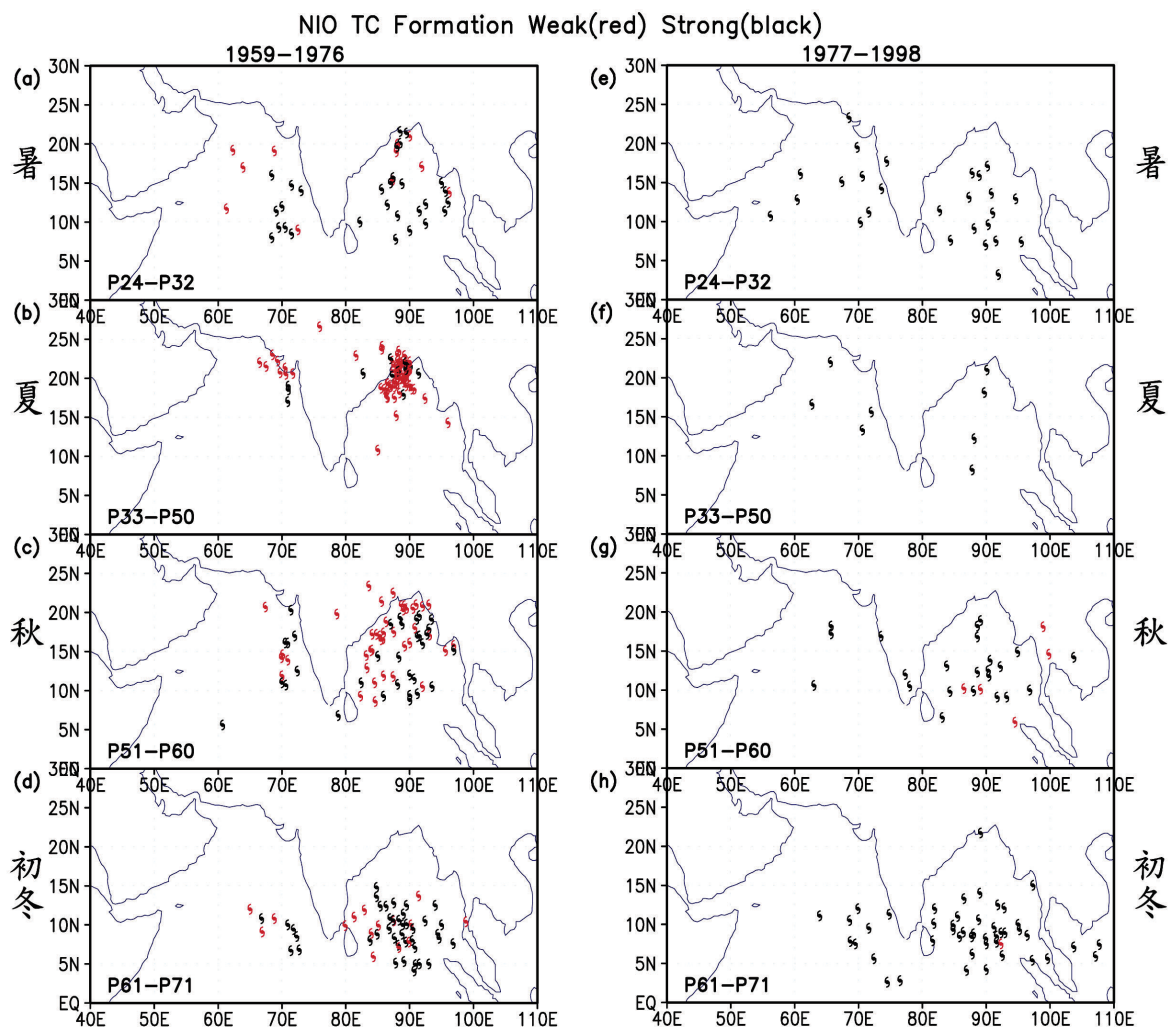


圖 5 圖 (a) 至 (d) 為第一紀元 (1959-1976 年) 北印度洋 (a) 暑 (4 月 26 日至 6 月 9 日)、夏 (6 月 10 日至 9 月 7 日)、秋 (9 月 8 日至 10 月 27 日) 及初冬 (10 月 28 日至 12 月 21 日) 季風低壓生成的位置。圖 (e) 至 (h) 同圖 (a) 至 (d)，但為第二紀元 (1977-1998 年)。氣旋風暴、低壓分別以黑色及紅色標示。季風低壓生命史中中心最大風速 < 34 節 (約 17.5m/s) 定義為低壓，其餘為氣旋風暴。

秋三季此處季風低壓個數減少尤其明顯，值得後續研究特別注意。冬季時，季風低壓生成位置差異不大，均集中在 15°N 以南。

由以上分析，1977 年後夏季和秋季兩季，阿拉伯海及孟加拉灣低壓生成數量的減少，是造成北印度洋之低壓與全部季風低壓不論單季

或是年生成個數在 1977 年後減少的主因。而兩紀元季風低壓生成區域的變化不大，隱含了年代際氣候突變可能直接或間接改變了北印度洋及南亞的大尺度環流場，並減弱了當地有利於季風低壓生成的環流特徵。孟加拉灣及阿拉伯海季風低壓個數減少可能均源自同樣的大尺度環流變化。

五、討論與結語

北印度洋的季風低壓，是北印度洋與南亞季風降水的重要來源之一。每當季風系統的季節跳動造成大氣環流型態的季節性突變，季風低壓的生成區域及生成機制也隨之改變（吳和林，2006）。由於熱帶氣旋或季風低壓和季風環流結構的密切相關，氣候系統的低頻變異如 ENSO，透過改變季風環流的結構及強度，也造成熱帶氣旋或季風低壓生成的低頻變異（Chen et al., 1998; Chan, 2000; Singh et al., 2000; Wang and Chan, 2002）。本研究以北印度洋與南亞季風系統的自然季節為基礎，分析北印度洋（包括孟加拉灣及阿拉伯海）季風低壓的低頻變化，並將焦點放在 1970 年代末期的氣候突變帶來的影響。

自 1959 年至 1998 年的季風低壓觀測資料顯示，北印度洋的季風低壓個數於 1976 至 1977 年間急遽減少，自平均每年生成 14.9 ± 2.2 個減為每年 5.0 ± 2.4 個。此現象和年代際氣候突變之關聯，就我們所知，尚未經文獻報導。本文中探討了原始觀測來源以及觀測系統軟、硬體變動的各種可能性或發生時間點，初步認定，並無任何具體證據否定本文的結果。文中並列舉數項可能因人為因素引起之資料長期穩定度的不確定性，包括（1）GMS 衛星的發射、（2）大型觀測計畫 MONSOON-1977、MONEX 1979 提供的密集觀測、（3）Dvorak（1975）方法提供應用衛星影像判斷季風低壓強度及（4）數值天氣預報進展...等各項可能帶來對季風低壓判定的影響，供讀者參考。接下來檢視同時期各地大氣、海洋的年代際突變之訊息。1970 年代末期發生、以太平洋為主體的氣候突變，

已有許多研究論述（Nitta and Yamada, 1989; Trenberth 1990; Graham 1994; Trenberth and Hurrell, 1994; Deser et al., 1996; Mantua et al., 1997）。本研究另針對北印度洋及南亞區域，以變化點分析檢驗了局地大氣環流之逐年變化，發現若干物理量在 1976/1977 前後亦產生顯著的突變，中低層大氣尤其明顯。這些遠地與局地大氣、海洋環流系統的突變，相當正面的支持了季風低壓減少的現象。

根據季風低壓的強度及生成季節分類後，發現第二紀元（1977-1998）夏、秋兩季的低壓生成頻率減少較顯著。此突變改變了季風低壓生成的季節分佈特性：在第一紀元（1959-1976），北印度洋的季風低壓自暑季初期（五月初）便一直活躍到冬季，秋季是生成最頻繁之季節；第二紀元時（1977-1998），自六月中旬起長達三個月的夏季幾成季風低壓的空窗期。只有夏季季風興盛前之暑季（約五月初至六月上旬）和之後的秋、初冬季（約九月中旬至十二月中旬）季風低壓較為活躍，然生成頻率遠不及第一紀元。相對於生成頻率的顯著變化，兩紀元間季風低壓生成區域的變化有限。

在資料存在人為介入之不確定性前提下，本研究報導此有趣的發現，並展示天氣系統對年代際氣候突變亦可能相當敏感，並可能對氣候突變有長遠的記憶。1976/1977 的氣候突變無論在表層海水（sub-surface）、溫度（Deser et al. 1996）、鹽度（Berger et al., 2003）、冰雪圈（Mysak, 1999）、鮭魚產量（Mantua et al., 1997）或者其他氣候系統如 ENSO（Wang, 1995; Wallace et al., 1998）與亞洲季風（Chang et al.,

2000; Krishnamurthy and Goswami, 2000), 都顯示出相當清楚、可靠的證據。此氣候突變引起西北太平洋熱帶氣旋的年代際變化, 以往有研究探討 (Chu and Clark, 1999; 林和吳, 2001); 但天氣系統靈敏反應氣候突變, 並持續維持該變化, 就我們的了解, 還未在文獻上發現過。

此研究僅為一開端, 接下來還有數個問題尚待探討。首先, 表一呈現的數據顯示局地大氣有年代際突變之訊息, 我們初步的分析顯示 (圖省略), 1977 年之後, 印度半島及孟加拉灣一帶的背景環流距平特徵, 包括大範圍沉降、中層水氣偏少及低層反氣旋, 都不利季風低壓的生成。唯 1976/1977 的年代際氣候突變透過何機制將影響擴及南亞與北印度洋, 及不同環流變化對壓抑季風低壓生成貢獻的比例大小, 目前還不清楚, 許多細節尚待進一步工作釐清。另根據前述分析, 年代際突變對季風低壓的壓抑隨季節不同而有差異, 顯示在年代際氣候突變的背景下, 亞洲季風系統對環流的調節不容忽視。再者, 南亞季風的降水也有明顯的年代際變異 (Krishnamurthy and Goswami, 2000), 但在年代際的變化影響之下, 其年際變化 (Webster et al., 1998 及其中引用的文獻) 仍相當明顯, 並不像季風低壓對氣候突變的反應一般絕對與全面性。當然, 亞洲夏季季風是一結構完整的強大氣候系統, 維持其發展的自主回饋機制可能較不易為低頻環流變異完全摧毀; 季風低壓的生成、發展受大尺度環流影響甚鉅, 若大尺度環流變化的幅度過大, 改變了季風低壓生成的之必要條件, 可能對季風低壓造成絕對性的影響, 強度較弱的低壓反應尤其劇烈。這臆測需要進一步的研究來證實。

附錄一

附表一為自 1959 至 1998 年北印度洋每年季風低壓的生成個數, 除依照季風低壓的強度分類, 定其生命史中中心最大風速 < 34 節 (約 17.5m/s) 者為低壓, 其餘為氣旋風暴, 並分別列出全年以及暑 (第 24 至 32 侯)、夏 (第 33 至 50 侯)、秋 (第 51 至 60 侯)、初冬 (第 61 至 71 侯) 各季的生成個數。

附錄二 變化點分析(change point analysis) 簡介

Taylor (2000) 的變化點分析利用累積和 (cumulative sum, 簡稱 CUSUM) 曲線的變化來偵測時間序列的不連續點, 用 bootstrapping 來計算可信度。我們以附圖 1 的時間序列為例說明此過程。首先, 附圖 1 的時間序列顯示 1988 年的值大多數較 1987 年低, 而從 1987 年 10 月至 1988 年初之間似乎有個變化的轉折點。

要確定是否有個變化點, 以及變化點的位置在何處, 可由累積和 (Cumulative Sum, 簡稱 CUSUM) 曲線來判定。若以 $X_1, X_2, X_3, \dots, X_{24}$ 代表上述分析時間序列, 定義累積和的時間序列 ($S_0, S_1, S_2, S_3, \dots, S_{24}$) 如下:

1. 計算 X 的平均值, $\bar{X} = (X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_{24}) / 24$
2. 定累積和的第一個值 $S_0 = 0$
3. 計算 $X_1, X_2, X_3, \dots, X_{24}$ 的距平, 再從第 1 點至第 24 點將距平值陸續累加起來, 即

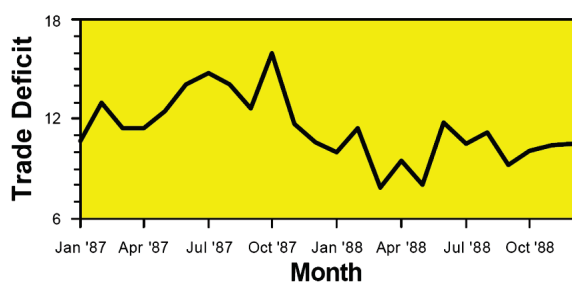
$$S_i = S_{i-1} + (X_i - \bar{X}), i=1, 2, 3, \dots, 24.$$

附圖 2 為累積和 S_i 的變化曲線, 可看出於 1987 年 11 月曲線的斜率由正轉負, 這是因為

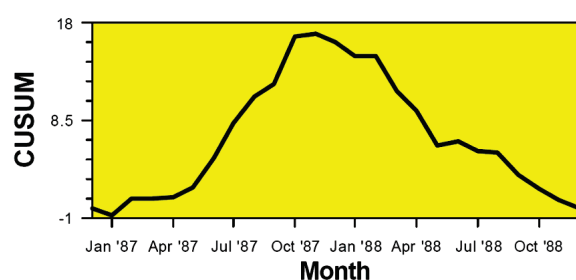
附表一 1959年至1998年北印度洋每年全年及單季(暑、夏、秋、初冬)季風低壓生成個數及相關統計數字(平均單年個數及標準差,另加上平均生成頻率)。

年	全年			暑 (P24-P32)			夏 (P33-P50)			秋(P51-P60)			初冬 (P61-P71)			
	強度	全部	低壓	氣旋 風暴	全部	低壓	氣旋 風暴	全部	低壓	氣旋 風暴	全部	低壓	氣旋 風暴	全部	低壓	氣旋 風暴
1959		16	10	6	1	0	1	9	6	3	4	2	2	2	2	0
1960		14	9	5	2	0	2	5	5	0	2	1	1	5	3	2
1961		16	11	5	4	1	3	5	4	1	5	4	1	0	0	0
1962		13	8	5	4	3	1	2	2	0	5	3	2	2	0	2
1963		15	9	6	3	1	2	3	3	0	6	4	2	2	0	2
1964		15	9	6	1	0	1	6	5	1	4	4	0	4	0	4
1965		13	6	7	2	0	2	4	3	1	3	3	0	3	0	3
1966		19	10	9	3	2	1	5	5	0	4	2	2	6	1	5
1967		13	8	5	1	0	1	4	4	0	4	1	3	3	2	1
1968		13	5	8	1	0	1	6	5	1	3	0	3	3	0	3
1969		13	7	6	2	1	1	4	3	1	4	2	2	3	1	2
1970		14	7	7	3	0	3	4	3	1	4	3	1	3	1	2
1971		15	8	7	3	1	2	5	5	0	5	2	3	2	0	2
1972		17	10	7	0	0	0	7	6	1	4	1	3	5	3	2
1973		16	10	6	2	1	1	7	6	1	2	1	1	4	1	3
1974		12	5	7	2	0	2	3	2	1	5	3	2	1	0	1
1975		20	13	7	4	1	3	6	6	0	6	5	1	3	0	3
1976		14	4	10	2	0	2	4	3	1	3	0	3	4	1	3
1977		6	0	6	2	0	2	0	0	0	2	0	2	2	0	2
1978		4	0	4	1	0	1	0	0	0	1	0	1	2	0	2
1979		8	2	6	1	0	1	2	0	2	3	2	1	2	0	2
1980		4	0	4	0	0	0	0	0	0	1	0	1	3	0	3
1981		3	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	1	2	0	2
1982		5	0	5	2	0	2	0	0	0	2	0	2	1	0	1
1983		4	1	3	0	0	0	1	0	1	2	1	1	1	0	1
1984		4	0	4	1	0	1	0	0	0	1	0	1	2	0	2
1985		7	0	7	3	0	3	0	0	0	2	0	2	2	0	2
1986		3	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
1987		8	0	8	2	0	2	0	0	0	1	0	1	4	0	4
1988		5	0	5	1	0	1	0	0	0	1	0	1	3	0	3
1989		2	0	2	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1990		4	2	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1991		4	0	4	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1
1992		11	2	9	2	0	2	2	0	2	4	2	2	3	0	3
1993		1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1
1994		5	0	5	2	0	2	0	0	0	0	0	0	2	0	2
1995		3	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	1	2	0	2
1996		8	0	8	1	0	1	3	0	3	2	0	2	2	0	2
1997		4	0	4	1	0	1	0	0	0	1	0	1	2	0	2
1998		8	0	8	3	0	3	0	0	0	2	0	2	3	0	3
平均單年個數(個)		9.5	3.9	5.6	1.7	0.3	1.4	2.4	1.9	0.5	2.5	1.2	1.4	2.5	0.4	2.1
平均單年個數標準差(個)		5.5	4.3	2.1	1.2	0.6	0.9	2.6	2.3	0.8	1.8	1.5	0.9	1.3	0.8	1.1
平均生成頻率(個/侯)		0.13	0.05	0.08	0.18	0.03	0.15	0.13	0.11	0.03	0.25	0.12	0.14	0.23	0.04	0.19

註: 季風低壓生命史中中心最大風速 < 34節 (約17.5m/s) 定義為低壓, 其餘為氣旋風暴。全部為氣旋風暴及低壓之和。



附圖 1 美國 1987 至 1988 年貿易逆差（單位：十億美元）月變化圖。



附圖 2 附圖 1 中時間序列的累積和 (CUSUM) 圖。

1987 年 11 月前的 X_i 多數大於平均值，因此距平的累積和 S_i 值持續增大，至 1987 年 11 月後， X_i 多小於平均值， S_i 值便持續減小。故 S_i 曲線斜率符號改變之處即定為變化點。

定出變化點之後，必須定一參數來量度變化的大小，再據以判定變化是否具統計顯著性。現以累積和 (CUSUM) 時間序列中最大值和最小值之差 S_{diff} 為量度變化大小的標準，即

$$S_{diff} = S_{max} - S_{min}, \text{ 其中}$$

$$S_{max} = \text{maximum}(S_i), i=0, \dots, 24$$

$$S_{min} = \text{minimum}(S_i), i=0, \dots, 24$$

就原分析資料的累積和曲線 (附圖 2) 而言，其 $S_{max}=17.04583$ ， $S_{min}=-0.69583$ ，因此 $S_{diff}=17.74167$ 。

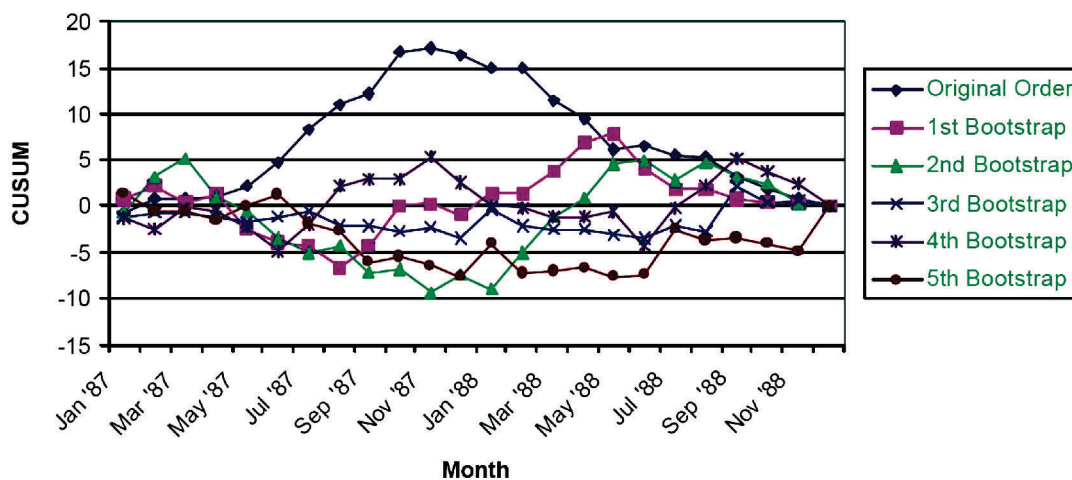
接下來隨機排列原分析資料的順序，計算新的 S_{diff} 與原本的 S_{diff} 比較，最後計算變化的信賴水準，這一連串過程稱為 bootstrap analysis。步驟如下：

1. 隨機排列原分析資料順序，得到一組新的 24 點時間序列 $X_1^0, X_2^0, X_3^0, \dots, X_{24}^0$ ，稱為一個 bootstrap 樣本。
2. 根據步驟 1 產生的 bootstrap 樣本，計算新的累積和 $S_1^0, S_2^0, S_3^0, \dots, S_{24}^0$ ，稱為 bootstrap CUSUM。
3. 計算 bootstrap CUSUM 的極大值、極小值及極大、極小值之差，標示為 S_{max}^0 、 S_{min}^0 、 S_{diff}^0 。
4. 比較 S_{diff}^0 是否小於 S_{diff} 。

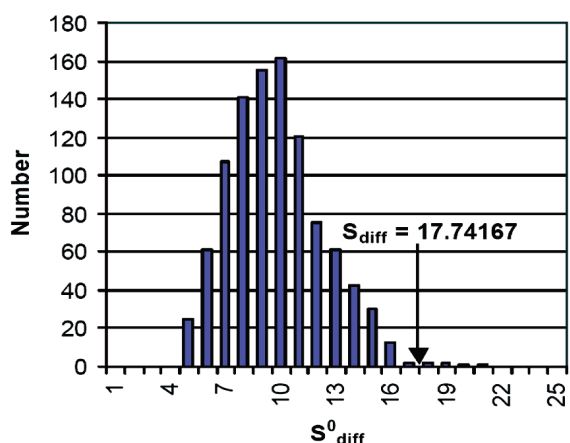
這些步驟的用意在於重新隨機排列資料的順序，來模擬各種可能的 CUSUM 分佈。藉著大量重複上述步驟，可估計若原分析資料無明顯的變化時， S_{diff} 的變化量可能有多大。以本附錄所使用原分析資料為例，附圖 3 為原分析資料的累積和 (CUSUM) 曲線疊加上五個不同 bootstrap 樣本的累積和 (CUSUM) 曲線。圖中 5 個 bootstrap CUSUM 曲線大致以 0 為中心變化，時有起伏，和原分析資料 CUSUM 曲線持續遞增至最高點後持續遞減的變化型態相異，顯示原分析資料時間序列中某處可能發生顯著的變化。

接下來估計變化的統計顯著性。大量重複上述分析步驟後，計算有多少 bootstrap 樣本中 S_{diff}^0 小於 S_{diff} 。令 N 為總 bootstrap 樣本數，其中有 X 樣本其 S_{diff}^0 小於 S_{diff} ，則確實發生變化的信賴水準可由下式推估：

$$\text{信賴水準} = 100 \times X / N \%$$



附圖 3 原分析資料的累積和 (CUSUM) 曲線 (最上方的曲線) 及另五個 bootstrap 樣本的累積和 (CUSUM) 曲線。



附圖 4 S^0_{diff} 的直方圖 (共 1000 個 bootstrap 樣本)。

回到上述例子，執行 bootstrapping 1000 次後，1000 個 bootstrap 樣本的 S^0_{diff} 之直方圖呈現於附圖 4，其中共 995 個 bootstrap 樣本的 S^0_{diff} 小於 S_{diff} ，因此原分析資料在 1987 年 11 月發生顯著變化的信賴水準為 99.5%，超越一般認定具統計顯著性的 90% 或 95% 信賴水準的門檻，故可認定當時確實有顯著的變化發生。

理論上，可以考慮所有可能排序的方式來決定 S^0_{diff} 的分佈，但實際可行性很低。就上例

而言，24 點資料的排序有高達 $24! = 6 \times 10^{23}$ 種的可能性。當然，增加 bootstrap 樣本可以得到對 S^0_{diff} 更好的估計。以上例而言，重複執行前述的 bootstrap analysis 十次，得到的十個信賴水準分別為 99.6%、99.2%、99.3%、99.2%、99.4%、99.7%、99.2%、99.7%、99.5%、99.2%。因此，在一般情況下，1000 個 bootstrap 樣本的統計穩定性已可滿足大多數需求。

(以上介紹摘錄自 Taylor (2000))

致 謝

本文作者感謝傅七寶先生在製圖方面的協助，並感謝兩位審查者對本論文提供寶貴的建議，使論文更臻完善。本研究是在國科會計畫 NSC96-2111-M-002-003 支持下完成。

參考文獻

林和、吳宜昭，2001：1975/76 年氣候突變對西北太平洋熱帶氣旋生成的影響。大氣科學，29，257-272。

- 吳宜昭、林和，2006：北印度洋季風與季風低壓—(1)自然季節。大氣科學，34, 47-66。
- Alley, R. B., D. A. Meese, C. A. Shuman, A. J. Gow, K. C. Taylor, P. M. Grootes, J. W. C. White, M. Ram, E. D. Waddington, P. A. Mayewski, and G. A. Zielinski, 1993: Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362, 527-529.
- Alley, R. B., J. Marotzke, W. D. Nordhaus, J. T. Overpeck, D. M. Peteet, R. A. Pielke, R. T. Pierrehumbert, P. B. Rhines, T. F. Stocker, L. D. Talley, and J. M. Wallace, 2003: Abrupt climate change. *Science*, 299, 2005-2010.
- Anderson, P.J., and J. F. Piatt, 1999: Community reorganization in the Gulf of Alaska following ocean climate regime shift. *Marine Ecology-progress series*, 189, 117-123.
- Berger, V., A. Naumov, N. Usov, M. Zubaha, I. Smolyar, R. Tatusko, and S. Levitus, 2003: 36-year time series (1963-1998) of zooplankton, temperature, and salinity in the White Sea. *International ocean atlas and information series*, Vol. 7, National Oceanographic Data Center.
- Buckley, B. W., L. M. Leslie, and M. S. Speer, 2003: The impact of observational technology on climate database quality: tropical cyclones in the Tasman Sea. *J. Climate*, 16, 2640-2645.
- Carton, J. A., G. Chepurin, and X. Cao, 2000a: A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part I: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 294-309.
- Carton, J. A., G. Chepurin, and X. Cao, 2000b: A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part II: Results. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 311-326.
- Chan, J. C.L., 2000: Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Nino and La Nina events. *J. Climate*, 13, 2960-2972.
- Chang, C.-P., Y. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, 13, 4310-4325.
- Chen, T.-C., S.-P. Weng, N. Yamazaki, and S. Kiehne, 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1080-1090.
- Chu, P. S., and J. D. Clark, 1999: Decadal variations of tropical cyclone activity over the central North Pacific. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, 1875-1881.
- Chu, J. H., C. R. Sampson, A. S. Levine, and E. Fukada, 2002: The Joint Typhoon Warning Center Tropical Cyclone Best-Tracks, 1945-2000. NRL Reference Number: NRL/MR/7540-02-16 (Available from http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/best_tracks/TC_bt_report.html).
- Crowley, T. J., and G. R. North, 1988: Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science*, 240, 996-1002.
- Dansgaard, W., J. W. C. White, and S. J. Johnson, 1989: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.
- Dash, S. K., J. R. Kumar, and M. S. Shekhar, 2004: On the decreasing frequency of monsoon depressions over the Indian region. *Curr. Science*, 86, 1404-1411.
- Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin, 1996: Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991. *J. Climate*, 9, 1840-1855.
- Dvorak, V., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- Easterling, D. R., and T. C. Petersen, 1995: A new method for detecting undocumented

- discontinuities in climatological time series. *Int. J. Climatol.*, 15, 369-377.
- Fealy, R., and J. Sweeney, 2005: Detection of a possible change point in atmospheric variability in the north Atlantic and its effect on Scandinavian glacier mass balance. *Inter. J. Climatol.*, 25, 1819-1833.
- Fein, J. S., and J. P. Kuettner, 1980: Report on the Summer MONEX Field Phase. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 61(5), 461-474.
- Graham, N. E., 1994: Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. *Climate Dynamics*, 10, 135-162.
- Holland, G. J., 1981: On the quality of the Australian tropical cyclone database. *Aust. Meteorol. Mag.*, 29, 169-181.
- IMD, 1999: Report on cyclonic disturbances over north Indian Ocean during 1998. Regional Specialised Meteorological Centre for Tropical Cyclones (RSMC), 71pp. [Available from India Meteorological Department, New Delhi 110003, India].
- Keigwin, L. D., G. A. Jones, S. J. Lehman, and E. A. Boyle, 1991: Deglacial meltwater discharge, North-Atlantic deep circulation, and abrupt climate change. *J. Geophys. Res.*, 96, 16811-16826.
- Krishnamurthy, V., and B. N. Goswami, 2000: Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale. *J. Climate.*, 13, 579-595.
- Landsea, C. W., 1993: A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1704-1713.
- Landsea, C. W., 2000: Climate variability of tropical cyclones: past, present, and future. *Storms*, edited by R. A. Pielke, Sr. and R. A. Pielke, Jr, Routledge, New York, 220-241.
- Mak, M., 1987: Synoptic-scale disturbances in the summer monsoon. In Chang C.-P., Krishnamurti T. N. (eds), *Monsoon Meteorology*, pp. 435-460.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079.
- Mysak, L. A., 1999: Interdecadal variability at northern high latitudes. *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*, A. Navarra, Ed., Springer-Verlag, 374 pp.
- Niebauer, H. J., 1998: Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947-1996. *J. Geophys. Res.*, 103, 27717-27737.
- Minobe, S., 1999: Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geo. Res. Let.*, 26, 855-858.
- Nicholls, N., C. Landsea, and J. Gill, 1998: Recent trends in Australian region tropical cyclone activity. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 65, 197-205.
- Nitta, T., and K. Masuda, 1981: Observational study of monsoon depression developed the Bay of Bengal during summer MONEX. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 672-682.
- Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the northern hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-383.
- Pant, G. B., and K. Rupa Kumar, 1997: *Climates of South Asia*. John Wiley and Sons, 320 pp.
- Rajeevan, M., U. S. De, and R. K. Prasad, 2000: Decadal variation of sea surface temperatures, cloudiness, and monsoon depressions in the north Indian Ocean. *Curr. Science*, 79, 283-285.

- Rebstock, G. A., 2002: Climatic regime shifts and decadal-scale variability in calanoid copepod populations off southern California. *Global Change Biology*, 8(1), 71-89.
- Saha, K., and C. P. Chang, 1983: The baroclinic processes of monsoon depressions. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1506-1514.
- Sanders, F., 1984: Quasi-geostrophic diagnosis of the monsoon depression of 5-8 July 1979. *J. Atmos. Sci.*, 41, 538-552.
- Severinghaus, J. P., T. Sowers, E. J. Brook, R. B. Alley, and M. L. Bender, 1998: Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391, 141-146.
- Sikka, D. R., 1977: Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions. *Pageoph*, 115, 1501-1529.
- Singh, O. P., T. M. Ali Khan, and Md. S. Rahman, 2000: Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 75, 11-20.
- Srivastava, A. K., K. C. Sinha Ray, and U. S. De, 2000: Trends in the frequency of cyclonic disturbances and their intensification over Indian seas. *Mausam*, 51, 113-118.
- Taylor, W., 2000: Change-Point Analysis: A powerful new tool for detecting changes. Available from http://www.variation.com/cpa/tech/change_point.html.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 988-993.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim Dyn.*, 9, 303-319.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, 103, 14241-14259.
- Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El-Nino onset in the last four decades. *J. Climate*, 8, 267-285.
- Wang, B., and J. C.-L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, 15, 1643-1658.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7), 14451-14510.
- Zachos, J. C., K. C. Lohmann, J. C. G. Walker, and S. W. Wise, 1993: Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene - a marine perspective. *J. Geology*, 101, 191-213.
- Zhang, Y., T. Li, and B. Wang, 2004: Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: the associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, 17, 2780-2793.

North Indian Ocean Monsoon and Monsoon Depressions Part II: Paradox of Interdecadal Abrupt Change

Yi-Chao Wu LinHo

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 4 November 2005; in final form 10 February 2006)

ABSTRACT

During years of 1976/1977, the global atmosphere-ocean system undergoes a strong abrupt climate change, which starts with the change in the upper-layer temperature of North Pacific Ocean. The North Pacific westerly jets, salmon production, and even Tibetan Plateau snow cover are all subject to profound impacts of this interdecadal abrupt climate change. Motivated by these changes, the current study, using the natural seasons of North Indian Ocean (NIO) and South Asian monsoon as a framework, aims to examine the changes in North Indian Ocean monsoon depression (a generic term for NIO cyclonic disturbances) formation before and after year 1976/1977.

The annual NIO monsoon depression formation number as observed from year 1959 to 1998 has dropped abruptly since 1977. It drops from 14.9 ± 2.2 per year to 5.0 ± 2.4 per year. The characteristics of the abrupt change in monsoon depression formation are further manifested when monsoon depressions are classified according to their intensity and formation season. Both stronger 'cyclonic storms' or weaker 'depressions' show decreasing trends. The decreases are particularly significant in summer and autumn. While in average 0.7 ± 0.8 cyclonic storms form each summer before 1977, only 0.4 ± 0.8 form after 1977. Before 1977, in average 4.2 ± 1.4 depressions form each summer, but they no longer appear after 1977. While the average autumn cyclonic storm formation numbers have dropped from 1.8 ± 1.0 (per season) to 1.0 ± 0.8 (per season) since 1977, those of autumn depressions have dropped from 2.3 ± 1.4 (per season) to 0.2 ± 0.6 (per season). The temporal and spatial features of the interdecadal abrupt change of monsoon depression formation are also described, including the significant changes in seasonal variations of formation frequency and formation regions.

Of course, the reliability of long-term consistency of tropical cyclone data sets differs in different basins. Focusing on the period right before and after 1976/1977, this study investigates if any artificial influences such as changes in observation platform or data processing have been introduced into NIO monsoon depression observations. As many as possible efforts have been made to examine the monsoon depression data quality, including tracing the raw data source, examining when and how the observational network or observation availability might have changed during that period, and consulting relevant Indian scientists. These preliminary examinations show no specific evidences to deny the results of the current study. Several artificial factors that might have led to data uncertainties but cannot be easily confirmed by authors are also listed and briefly discussed for readers' understanding.

Changes in both remote and local circulations are investigated. Known abrupt changes in global climate systems during the 1976/1977 period are illustrated. In addition, several local atmospheric variables are shown to indeed exhibit significant abrupt changes during the same period based on the results from a statistical approach 'change point analysis'. The signals in lower to middle atmosphere are particularly strong. These abrupt changes in either remote or local circulations to a certain degree support the decline of monsoon depression formation in 1976/1977.

Though there might be uncertainties existing in NIO monsoon depression data sets, this study manifests the responses of NIO monsoon depressions to 1976/1977 abrupt climate change and, in particular, that the weaker 'depressions' in specific seasons no longer appear after 1977. It is not clear yet through what mechanism the interdecadal abrupt climate change results in this abrupt change. This study could imply that synoptic activities might also respond to abrupt climate change sensitively, and that they possess long climate memories just as ocean or ice does.

Key words: North Indian Ocean, Monsoon, Monsoon depression, Interdecadal, Abrupt climate change.

