

北印度洋季風與季風低壓－（1）自然季節

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；中華民國九十五年一月十七日定稿）

摘要

雖然季節轉變的外力來自平滑、週期性及緯向對稱的季節性日照，季風區的季節轉換卻呈現突兀、如階梯般的跳躍，這樣的演變同時展現在大尺度環流及天氣系統上。相較於以熱帶氣旋生成前數日的合成來代表大尺度的環境，本研究以季節平均環流為背景，詮釋大尺度環流型態及條件對北印度洋季風低壓（monsoon depression，為北印度洋氣旋擾動的通稱）生成的影響。使用1959年至1998年的ERA-40資料氣候平均場及北印度洋（包括孟加拉灣及阿拉伯海）季風低壓觀測，根據環流結構的轉變及季風低壓的生成頻率分佈，北印度洋季風區的年旋環可以劃分成暑（第24至32候）、夏（第33至50候）、秋（第51至60候）及初冬（第61至71候）四個自然季節。本研究考量季風環境中影響季風低壓生成最重要的四個條件，包括海面溫度、200hPa及925hPa間之垂直風切、500hPa的相對溼度及925hPa相對渦度，探討隨著季節的不同，以上諸條件如何調節季風低壓生成在時間及空間上的分佈。結果顯示海面溫度、垂直風切及相對渦度為強勢制約條件，對暑、夏兩季的季風低壓生成尤其有決定性的影響。

關鍵詞：北印度洋、季風、季風低壓、自然季節。

一、前言

季風 monsoon 一詞源於阿拉伯文之季節，最早因葉門帆船藉助每年阿拉伯海風向倒轉來往亞非間而見諸航海誌。而印度洋不論海、氣環流都會呈現季節倒轉的特徵，因而搏得季風海洋 monsoon ocean 的盛名。

雖然海陸溫差破壞了天文季節的緯向對

稱性，然而季節在季風區的劃分以突兀、階梯式的進展著稱（Yoshino, 1965；Kato, 1985；Tao and Chen, 1987；Lau et al., 1988；Matsumoto, 1992），這並不能全然歸咎於海陸分佈的單純因素。之如此，最重要的理由有二。其一來自驅策季風環流最重要的能源是強對流潛熱釋放（Webster, 1983），水相轉變的過程會在極短期內強迫環流進行激烈的重力-地轉調

適。其二的理由是季風尤其是亞洲夏季季風系統內部的成員透過彼此線性正回饋機制自我加強，這熱力直接環流具超高效率，因此能維持如此龐大的系統歷經數週而與外力（季節性日照）維持近乎平衡狀態，然後經由季內震盪等因素快速跳躍至下一個平衡態。因此其自然季節與天文季節有顯著差異，不論大尺度、天氣尺度現象皆呈現結構性的階梯演變。

近年來大量優質的再分析與衛星資料提供我們時、空網格的精細觀測，在人煙荒涼的空海上俾益尤多，因此我們得以用候（pentad）解析度建立可可靠的季風天氣曆（monsoon weather calendar）。本文目標之一即是根據北印度洋及南亞季風區季節之研究（Yasunari, 1979；Yasunari, 1980；Sikka and Gadgil, 1980；He et al., 1987；Matsumoto, 1992；Lau and Yang, 1996；Krishnamurthy and Shukla, 2000；LinHo and Wang, 2002；Lim et al., 2002 等），將北印度洋季風低壓生成的自然季節劃分為以下四季，分別是暑季 24 – 32 候，夏季 33 – 50 候，秋季 51 – 60 候與初冬季 61 – 71 候。在第三章，我們將闡釋在不同季節大尺度環流與季風低壓截然分明的季節特徵。

「季風低壓」為南亞地區對北印度洋氣旋擾動（cyclonic disturbance）的通稱，是北印度洋與南亞季風系統之重要成員。典型的季風低壓水平空間尺度約 2000 公里，垂直方向上可延伸到 10 至 12 公里高，其地表徑向氣壓梯度為每 100 公里改變 2 – 5hPa，移動速度約 2-6m/s（Sikka, 1977；Mak, 1987）。盛夏時大半季風低壓生成於孟加拉灣北端，然後沿季風槽向西或西北進入印度半島並在陸地上降水，是印度夏季季風降水的重要來源。低層大氣受其組

織而輻合，透過垂直運動將熱和水氣向上傳遞，有效維持季風槽的位置及強度（Sikka, 1977；Pant and Rupa Kumar, 1997）。在北印度洋，盛夏前後的季節季風低壓生成反而較盛夏更加頻繁，自五月初趨於年底散佈於北印度洋，尤其在孟加拉灣異常活躍，惟強度、生成位置隨當地的自然季節截然不同。

本文中大尺度環流場皆以自然季節當作分隔單位，這和一般有關熱帶氣旋生成研究以生成前數日之背景大尺度場著手如 Briegal and Frank (1997) 及 Ritchie and Holland (1999) 更具長期預報的意義。我們視熱帶氣旋為劃分自然季節的靈敏指標，透過季風季統與熱帶氣旋的季節突變相互佐證，建立此季風天氣曆之可信度。本文致力於闡述季風與自然季節改變對於熱帶氣旋之生成分佈最重要的影響因素，希望經由此瞭解，能邁向季節熱帶氣旋預報。在此報告的續篇中，將展示季風天氣曆能夠對長期氣候變異如年代際變化提供一有效的工具架構。

二、資料

本文使用的研究資料包括季風低壓、衛星及大尺度環流場三大部分。

（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，包括(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) 衛星及大尺度環流場資料

近年來高時間、空間解析度衛星資料已累積達六、七年，其氣候平均已達一定統計穩定性。本研究使用了兩組海表面的衛星觀測，包

括由 QuickSCAT 衛星的散射儀(scatterometer)觀測和 NCEP reanalysis 資料綜合而得(Milliff et al., 2004)(以下簡稱為 QuickSCAT 資料)，以及由 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上的 Microwave Imager (TMI) 提供的觀測(http://www.ssmi.com/tmi/tmi_description.html)(以下簡稱為 TMI 資料)。前者測量海表面的風場。其原始資料之時間解析度為 6 小時，本研究使用的是由 20 筆資料平均所得之候解析度資料；空間解析度為 0.5 度×0.5 度，涵蓋區域自 88°S 至 88°N。由於 QuickSCAT 衛星自 1999 年 7 月 19 日開始提供觀測，本研究使用 1999 年 7 月至 2004 年 7 月之氣候平均來研究季節變化。另 TMI 原始資料為由 3 天衛星軌道觀測平均得之日解析度網格資料，研究時將 5 天資料平均得候解析度資料。其空間解析度為 0.25 度×0.25 度，涵蓋自 40°S 至 40°N 的區域。提供的變數包括雲水量(cloud liquid water)、降雨量、海溫、大氣水氣量(atmospheric water vapor)及 10 公尺高度的風場。TMI 資料起始日期為 1997 年 12 月，本研究使用的為 1998 年至 2003 年之候解析度氣候平均值。

大氣環流資料取自歐洲氣象中心 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>)，使用 1959-1998 年候(pentad)解析度的氣候平均值，其空間解析度為 2.5°×2.5°。

三、北印度洋氣旋生成的自然季節

有關南亞的旬解析度年循環已經有不少文獻(Lau and Yang, 1996; LinHo and Wang, 2002; Lim et al., 2002 等)，在此我們特別針

North Indian Ocean 1959–1998 TC Formation Rate Climatology(bar) Seasonal Mean(line)

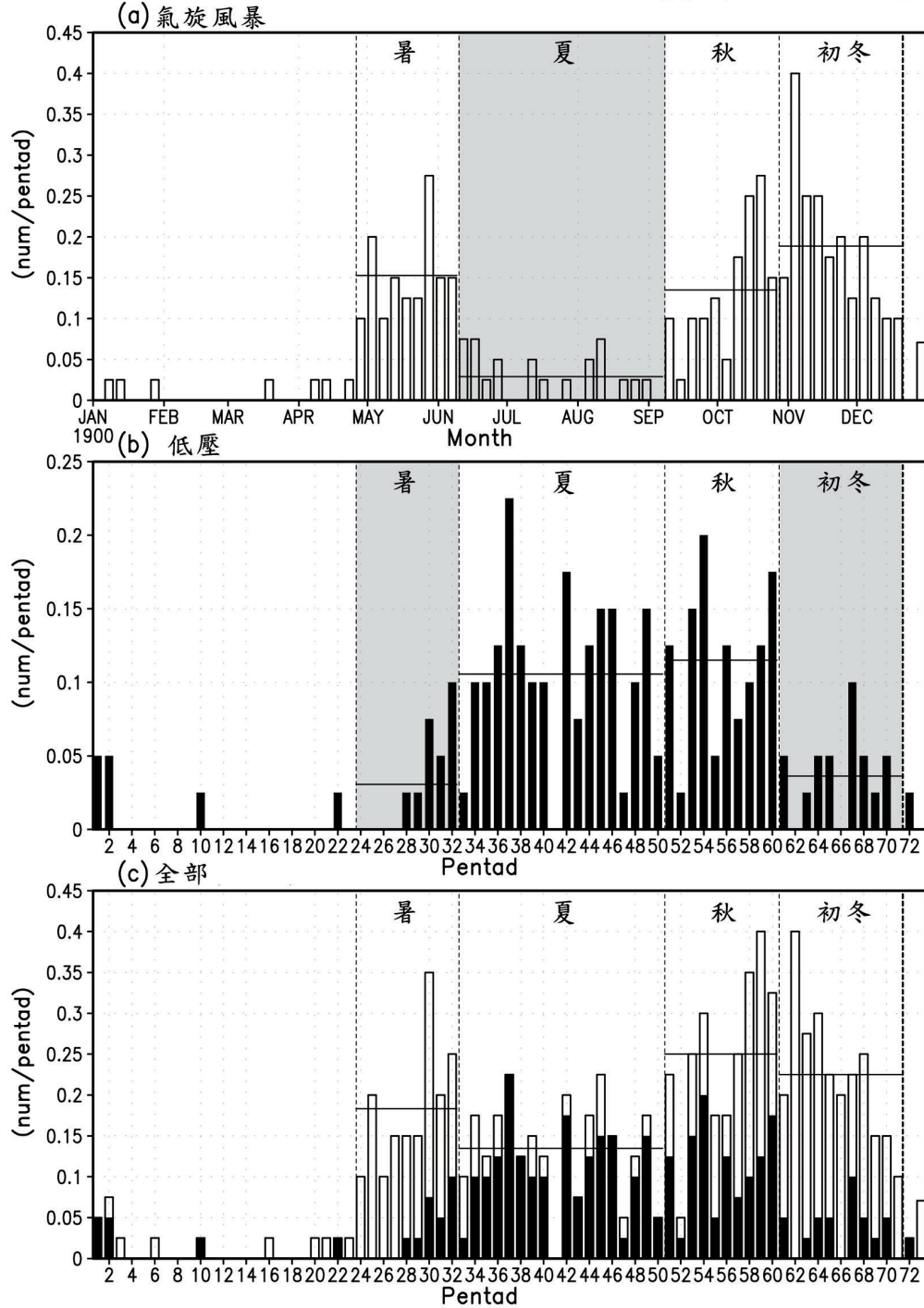


圖 1 北印度洋的季風低壓生成頻率(個/候)之候(pentad)解析度季節分佈,由1959至1998年的觀測資料平均而得。各圖中的五條直線標示出四個季節的起始時間:暑(第24至32候,4月26日至6月9日)、夏(第33至50候,6月10日至9月7日)、秋(第51至60候,9月8日至10月27日)及初冬(第61至71候,10月28日至12月21日),水平實線為各季節生成頻率之平均。圖(a)為氣旋風暴,圖(b)為低壓,圖(c)為氣旋風暴(空心柱)與低壓(實心柱)之和。注意各圖的縱座標比例均經過調整,以突顯四季的變化。

九十五年三月

吳宜昭 林和

51

對季風低壓在自然季節平均之大尺度海氣環境中有利因素進行探討。

圖 1 顯示北印度洋自 1959 至 1998 四十年季風低壓生成在候解析年循環之頻率分佈。最上圖是氣旋風暴，中圖低壓，最下圖為總和。由這三張圖及表一我們得知北印度洋 96% 的季風低壓皆於 24 候至 71 候生成。氣旋風暴頻率（上圖）於 24 候後急劇增多，一直維持到印度季風肇始 32 候後，突然減少。整個盛夏季風期 33~50 候持續減少，相對而言，低壓（中圖）反而在盛夏期間維持了一定的生成率。當九月中旬，亞洲夏季季風在 50 候時戛然中止，氣旋風暴反而從 51 候快速增生。再下一個階段，由秋季轉向東北季風之初冬時，低壓於 61 候之後明顯削減，而在 72 候盛冬降臨時北印度洋季風低壓正式宣告終結。以上特徵皆完美符合亞洲季風區的自然季節劃分。在候解析度的四十年季風低壓氣候分佈圖，季節的突變（abrupt change）涇渭分明的出現在 24、33、51、61 與 72 候。我們在此強調，惟有透過季風低壓強度之區分，才能清楚偵測到季節的突變。從最下圖全部季風低壓分佈可知，若不作強度的區分，自然季節的切割光從季風低壓總數予以區分則相對模糊很多。

表一進一步將這四季的季風低壓生成絕對個數與候生成頻率陳列數據。我們可以看到，北印度洋氣旋風暴個數出現最多的季節，意外的落在初冬（37%）；其次，暑季（25%）與秋季（24%）幾乎不分軒輊，反而在長達三個月的夏季，氣旋風暴出現的個數不及 9%。在這段期間，低壓出現的個數倒是居全年之冠（49%）。因各季節長度不一，我們再以候平均生成頻率比較：在夏與初冬季，氣旋風暴與低壓生成頻率之比例，夏為 3 比 11，冬為 19 比

4，比例相差懸殊。

北印度洋季風低壓在這四十年的生成直接在圖 2 與圖 3 呈現。圖 2 繪出候平均氣候 Quick-scat 海表面風向量，圖 3 則顯示候平均氣候 TMI 海表面溫度的色層。這四個季風低壓季節分別反映出亞洲季風區自然季節的演變，在此分述之。

（1）圖 2 最上圖之暑季亦有稱之前夏季（pre-summer season），前梅雨季（pre-meiyu season）或第一次季風轉變（the first transition）。我們稱之為暑季以昭顯在該期間內，大部分北印度洋與南亞季風區，不論海洋、陸地，皆出現全年最高溫（見圖 3 上）。此季的季風態勢是五月初在蘇門答臘西側之對流群沿馬來西亞、緬甸北上，開啓（約第 25 候）孟加拉灣雨季的肇始，溫暖潮濕的西南氣流攜帶充沛的水氣繼續東進，造成隨後五月中下旬中南半島季風、南海季風的雨季肇始；之後北太平洋西側的副高脊退出南海，重新在西北太平洋結集，因此，低層的西南氣流與東亞冷鋒匯合成長達三週對流不穩定的滯流鋒。在此同時，源自南印度洋的低層氣流沿非洲東岸跨越赤道後，吹向南亞的阿拉伯海、印度半島。暑季時季風低壓以隨機方式生成於阿拉伯海東側，以及均勻散佈於孟加拉灣 7°N 以北海面，此時北印度洋籠罩在全球最高海溫區，提供了氣旋風暴的生成條件。

（2）南亞夏季可見圖 2 第二圖，印度夏季季風於六月中旬達到巔峰後，阿拉伯海東側、印度半島北部、孟加拉以及孟加拉灣北部便籠罩在長達三月的雨季之中。在這季節內，巨大的季風槽自中亞地區向東南伸向菲律賓海，雖然季風槽內的強渦度構成季風低壓生成的有利因素，但實際情況卻是除了在孟加拉灣北端恆

河出口，低壓密集生成，氣旋風暴幾乎在夏季季風期完全消失！

圖 3 第二圖顯示，一旦西南氣流強盛，海溫迅速因水汽蒸發而冷卻。阿拉伯海西側受強勁的索馬利噴流影響，海溫很快就下降達 6 度之多，這是因為西阿拉伯海的混合層本來就較低 (Shott and McCreary, 2001)，潛熱通量因強風增加，迅速冷卻海面，再加上索馬利噴流同時引致 Kraus-Turner stirring、Ekman upwelling 與 coastal upwelling (Lee et al, 2000)，冷海水上翻的效果特別激烈。孟加拉灣亦有 1.5 到 2 度的冷卻，這勢必導致不利氣旋風暴生成的狀況。然而，季風興起的另一項後果，則是底層西南氣流與高層南亞高壓南緣的東風噴流形成巨大的垂直風切 (見下章圖 4)，在北印度洋有效地壓制了季風低壓之發展。

在印度半島西側，高聳的沿岸山脈提供側

邊界摩擦力，風應力趨弱，海溫隨之升高；山前的舉昇力亦有助於少數的季風低壓生成。至於孟加拉灣北端的恆河出口，低壓密集聚合則饒富興味。恆河匯合喜馬拉雅山溶雪及阿薩姆春夏大量降水，其淡水釋放量允為全球之冠。因此恆河口自暑季至夏季初期海表面覆蓋了一層極穩定的淡水阻隔層 (barrier layer, Anderson et al., 1996)，使海溫遠高於四周海域 (Han et al., 2001)，而該處地形亦有助於季風低壓發展，雖然其發展仍受風切限制，加上生成後常向西北移進印度半島，可能不易增強，以低壓居多。

(3) 當孟加拉灣長達三個月的雨季於九月中旬 (約 51 候) 快速結束，宣告了秋季的開始。此時東亞地區已轉變成冬季季風的型態，一波波由亞洲大陸向東移出海的冷鋒及其後方的割離高壓佔據了東亞地區，將盛夏勢力鼎盛

表一 1959 年至 1998 年長期平均之北印度洋各季及全年季風低壓生成個數、百分比

季節		暑	夏	秋	初冬	其他	全年
強度	季節長度(候)	9	18	10	11	25	73
氣旋風暴	四十年總個數(個)	55	21	54	83	10	223
	平均單年個數(個)	1.38	0.53	1.35	2.08	0.25	5.58
	單季個數/全年個數	25%	9%	24%	37%	4%	100%
	平均生成頻率(個/候)	0.15	0.03	0.14	0.19	0.01	0.08
低壓	四十年總個數(個)	11	76	46	16	7	156
	平均單年個數(個)	0.28	1.90	1.15	0.40	0.18	3.90
	單季個數/全年個數	7%	49%	29%	10%	4%	100%
	平均生成頻率(個/候)	0.03	0.11	0.12	0.04	0.01	0.05
全部	四十年總個數(個)	66	97	100	99	17	379
	平均單年個數(個)	1.65	2.43	2.50	2.48	0.43	9.48
	單季個數/全年個數	17%	26%	26%	26%	4%	100%
	平均生成頻率(個/候)	0.18	0.13	0.25	0.23	0.02	0.13

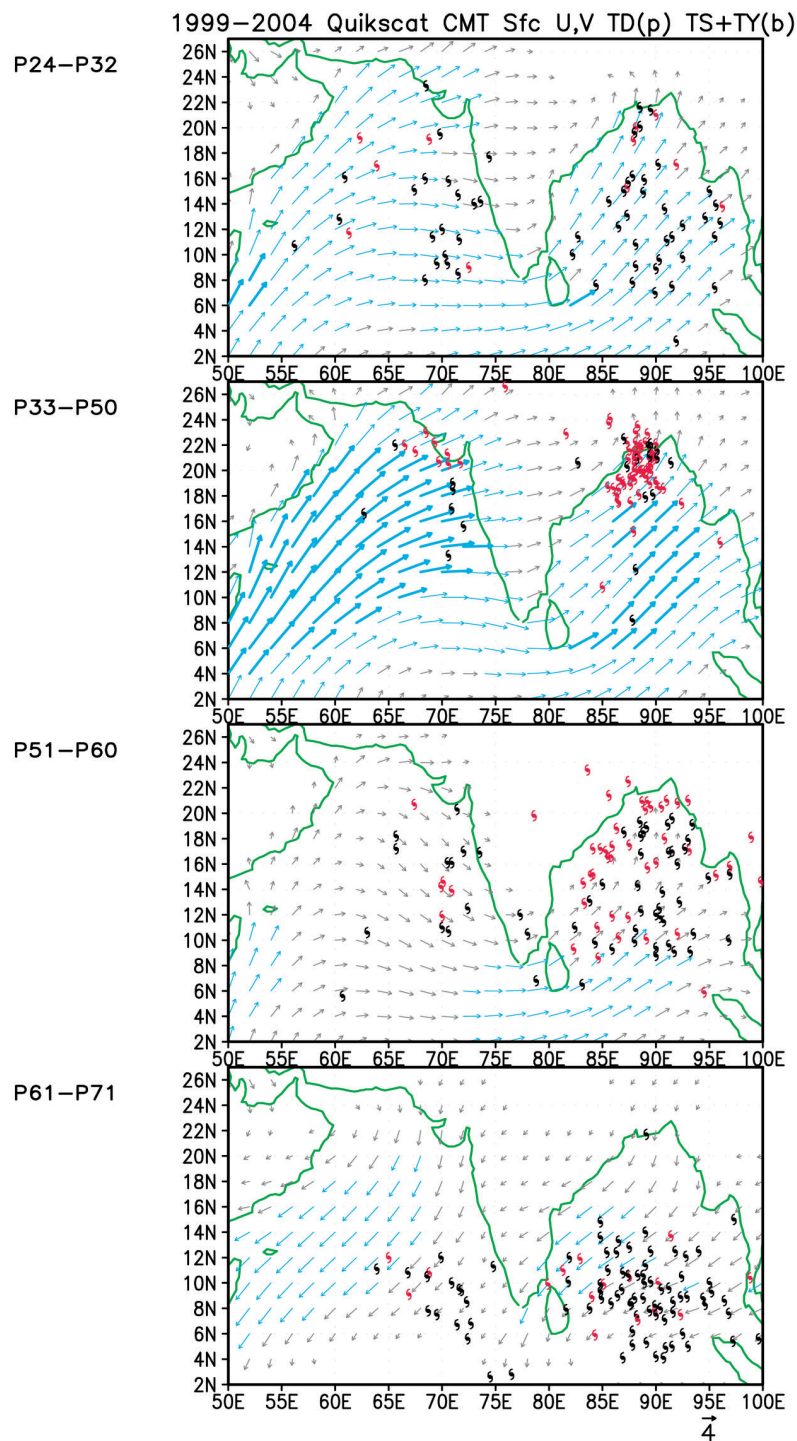


圖 2 將 1999 年至 2004 年的 QuickSCAT 資料平均得到的北印度洋季風區氣候平均場，自上至下分別為暑（第 24 至 32 候，4 月 26 日至 6 月 9 日）、夏（第 33 至 50 候，6 月 10 日至 9 月 7 日）、秋（第 51 至 60 候，9 月 8 日至 10 月 27 日）及初冬（第 61 至 71 候，10 月 28 日至 12 月 21 日）四季的平均，箭頭標示出海表面的風場（m/s）。風速小於 1.5m/s 者省略，介於 1.5m/s 及 5m/s 以灰色細箭頭標示，介於 5.1m/s 及 8.7m/s 以藍色細箭頭標示，大於 8.7m/s 者以藍色粗箭頭標示。疊加於上的是四十年間北印度洋的季風低壓生成位置，低壓（中心最大風速小於 34 節（約 17.5m/s））以紫紅色表示，其餘以黑色表示。

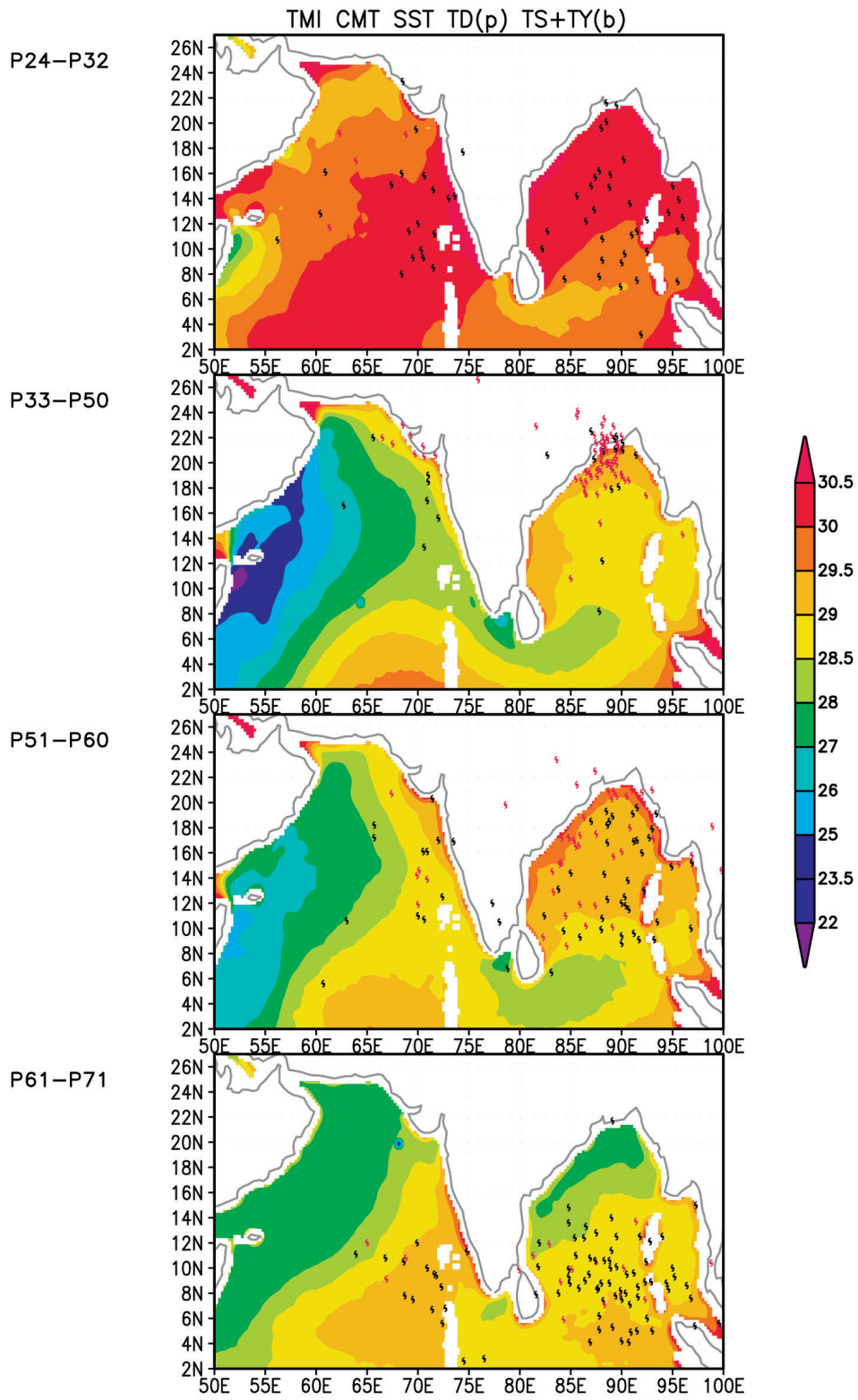


圖3 同圖2，但使用資料為1998年至2003年的TMI資料氣候平均場，陰影深淺為海面溫度(°C)。

的太平洋副熱帶高壓逼迫東退；東亞沿岸及台灣的盛行風由西南風轉為東北風。從西北太平洋，貿易東風長驅直入南海和中南半島；此時，北印度洋 10°N 以南的區域仍舊大致保存了夏季季風的基本架構長達約四十天，惟規模較小（圖 2 第三圖）。

西南季風的結束宣告風切減少（圖 4 第三圖）、海溫回昇（圖 3 第三圖），印度半島的地形再次扮演重要的熱力及機械效應。秋季時印度半島底層因可感熱通量形成強大的地形槽，孟加拉灣位於槽前，來自赤道豐沛的暖溼氣流激發季風低壓再次生成，遠較夏季活躍，其生成頻率增加了近一倍（見表一），氣旋風暴尤其再度旺盛起來。

（4）十月下旬（約 60 侯）又發生了一次季節跳動，北印度洋將正式進入冬季季風的領域。全區開始籠罩在東北氣流下（圖 2 最下圖）。原本勢力只達中南半島的貿易風進一步西侵至阿拉伯海。此寬廣東風帶占領 5°N 以北，和赤道印度洋的西風以 5°N 為中心形成強烈風切，低壓槽也因之較原來的東西風切線往南移了 5 至 10 度，使得孟加拉灣和阿拉伯海的季風低壓隨之向低緯移動。孟加拉灣 15°N 以北與阿拉伯海 12°N 以北皆受東北季風影響海溫下降，以致於季風低壓無法生成（圖 3 最下圖）。原本夏、秋季生成頻繁的低壓在冬季不再活躍（0.04 個/侯）（表一），反而是氣旋風暴生成則達到全年的高峰（0.19 個/侯），而且更密集的分佈於阿拉伯海及孟加拉灣之南側。

四、季風低壓受季風環境的影響

大尺度環境有利於熱帶氣旋發展的條件已有多件文獻（Riehl, 1948；Gray, 1968；

McBride and Zehr, 1981；Hennon and Hobgood, 2003），惟其著墨多侷限於熱帶氣旋形成一日或二日前之大尺度環流動力條件。本文則以季節平均環流當做背景場，因此排除短期條件如二十四小時氣壓變化或北印度洋可輕易達成的約束如對流不穩定等。我們採用以下季風區有利熱帶氣旋生成的考量：

海溫-圖 3

垂直風切-圖 4

中對流層潮溼的程度-圖 5

底層相對濕度-圖 6

這裡要釐清季風低壓在北印度洋生成的次數並不算密集，對於季節平均環流的貢獻所占比例有限，不致於產生互為因果的矛盾。這四項條件我們力求簡明，例如，Hennon and Hobgood（2003）乾脆以緯度當作條件，McBride and Zehr（1981）採取 900hPa 的渦度減掉 200hPa 的渦度量度垂直風切，這也許符合短期背景風場的條件，但並未在季節平均環流得出更良好的表現。本文認為 925hPa 之相對濕度較能彰顯自然季節之跳躍。

圖 3 我們在上一章已有討論，北印度洋以 28°C（更接近 28.5°C）為海溫提供季風低壓生成的必要條件，這數值較諸一般認為的海溫臨界值 26.5°C 較高，可能是因為印度洋熱容量（heat content）比起暖池要低的緣故，需要較高海溫。圖 4 為 200hPa 風向量減去 925hPa 風向量再取絕對值，用以量度垂直風切。本圖顯示，強垂直風切確實是季風低壓生成的最大殺手！夏季與秋季高層的跨越赤道東風流有效扼止了季風低壓生成。圖 4 第二圖低壓蝟集於恆河口，似乎是惟一例外，恆河下游匯集了另兩條大河 Brahmaputra 及 Maghna，在出海處形成全世界最大的三角洲。暑季的強烈加熱大量蒸

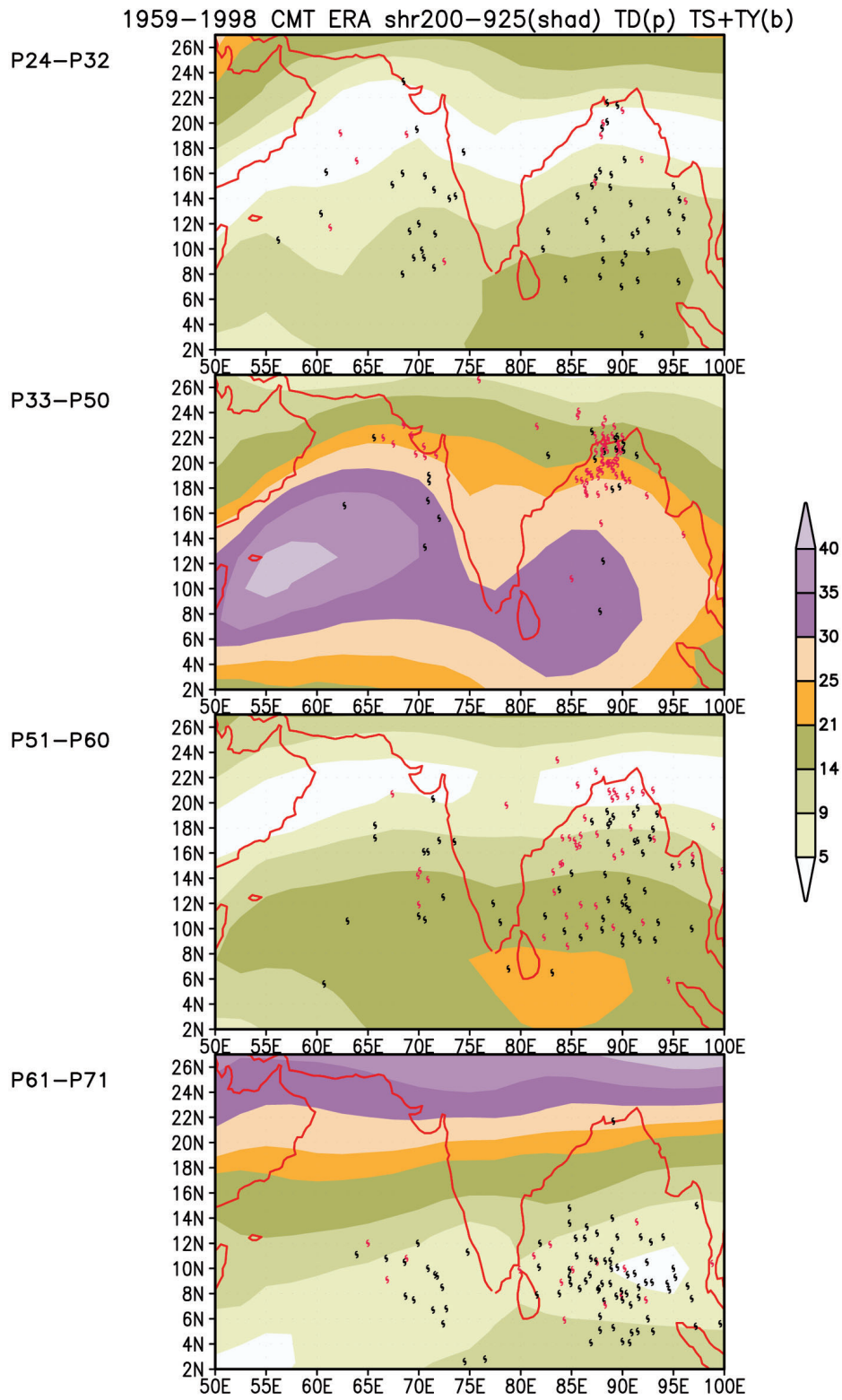


圖 4 同圖 2，但使用資料為 1959 年至 1998 年的 ERA-40 資料氣候平均，陰影深淺為 200hPa 及 925hPa 之間的垂直風切 (m/s)。

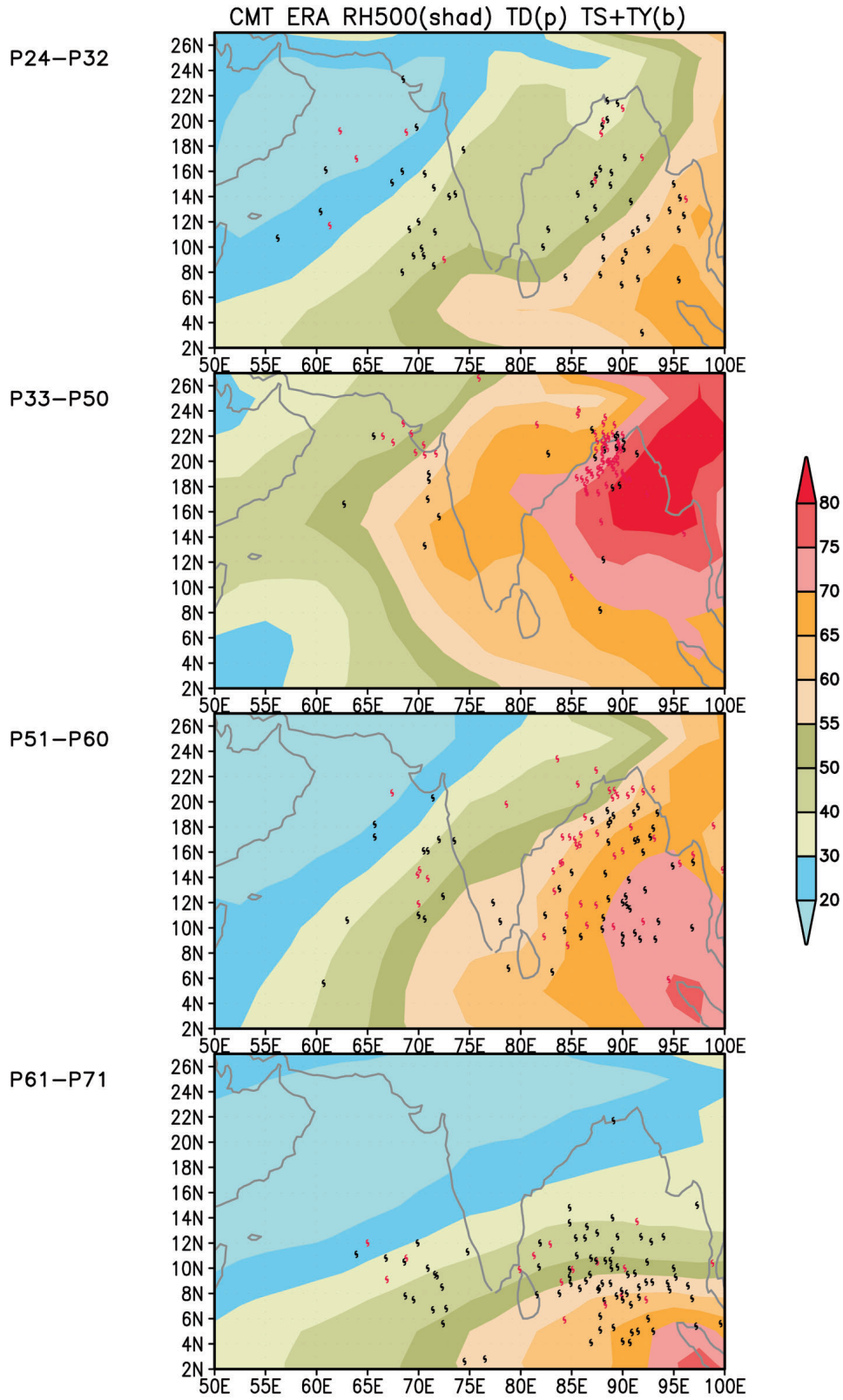


圖 5 同圖 4，但陰影深淺為 500hPa 的相對溼度 (%)。

發河水及三角洲土壤表面的水氣，自六月至八月底，該處的底層大氣（925hPa）是同緯度50°E至180°E間比溼最高的區域。又恆河大量排放淡水，形成局部高海溫區，加上因喜馬拉雅山阿薩姆區袋狀地形強迫出底層大氣背景場之區域性強氣旋（見圖6第二圖之區域性強渦度區），使得季風低壓生成可承受較大的垂直氣切。此外，該處約有20%的季風低壓生成於恆河口附近陸地上，也為夏季特別之處。

中層水氣供應量以圖5之500hPa相對溼度代表。本項應視為弱制約條件，尤其在暑季，幾乎對季風低壓生成毫無影響，暑季的超高海溫與較弱垂直風切，似有效的克服了阿拉伯海西側極乾的中對流層，產生了一定數量的季風低壓。在其他季節，30%以上的500hPa相對溼度則是最低條件。

相反的，圖6中925hPa的相對渦度場則為強勢制約條件。暑季時，因超高海溫以致於基本場的相對渦度影響力較遜色；反之，夏季則特別凸顯背景相對渦度場極重要。另外在秋、初冬季，縱使底層風向由南轉北，但背景之相對渦度維持一定的強度，季風低壓生成亦保持活躍。

以上所述各項有利或壓抑季風低壓生成的大尺度環境條件，依自然季節的不同，其重要性各有增減。圖7為各季節、各條件的直方圖，並將季節平均背景場（藍色）與季風低壓生成位置之值（紅色）的分佈同時呈現，可清楚顯現各季的差別，並總結前述的觀察。請注意圖7中之直方圖即統計自圖3至圖6中區域四個季節平均場之分佈及其位於季風低壓生成位置的量值。除了圖3至圖6中的各項物理量，並另外計算了低層大氣不穩定度（以700hPa及925hPa的相當位溫之差代表）、底層

（925hPa）的輻散場及中層（500hPa）之垂直速度。後三者之圖因意義不顯此處省略，僅就特定季節較具明顯特性者敘述。圖7顯示，各季季風低壓生成位置之海溫幾乎均大於28°C（除零星特例），絕大多數（93%）高於28.5°C。相較於其它季節，暑季的優勢為特別高的海溫，提供了遠大於其他季節的低層不穩定度，因此季風低壓能忍受阿拉伯海西側中層水氣極乾的區域而生成。到了夏季，發展成熟的西南季風不但大幅降低了暑季的高海溫，並和高層東風形成強烈垂直風切，有效的壓制了全區季風低壓生成。但遠較其他季節高的中層水氣及底層相對渦度，加上特別大的底層輻合及中層上升運動，造就全年低壓生成最頻繁、個數最多的季節，惟強垂直風切的不利因素阻礙了低壓進一步發展成氣旋風暴。秋季並無單一強勢的條件，各項條件的分佈大致呈現四季季風低壓生成環境的平均狀態。初冬仍存有高於28°C門檻的海溫，相對渦度並未削減，雖中層溼度部份低於30%，但其特別低的垂直風切是最具優勢的條件，不僅容許低壓的生成，更適宜低壓繼續發展成氣旋風暴，因而初冬季氣旋風暴的生成頻率及個數均居全年之冠。值得注意的是，初冬季的季風低壓聚集生成於低緯的低壓槽，此由冬季季風引致的貿易風入侵與赤道殘餘西風之風切線，提供熱帶擾動不穩定的環境，但其他尺度的貢獻可能參與其中。Saha et al. (1981)、Chen and Weng (1999)等研究指出，北印度洋季風低壓的來源，除了當地（in situ）生成，有些由自西太平洋、南海或中南半島向西行進的熱帶擾動（包括颱風減弱留下的殘餘低壓（residual low）或數天至週尺度的赤道波動）重新增強、生成。針對此可能性，本研究以低層（700hPa及850hPa）經向風為指標，進行初步的分析。結果顯示（圖省

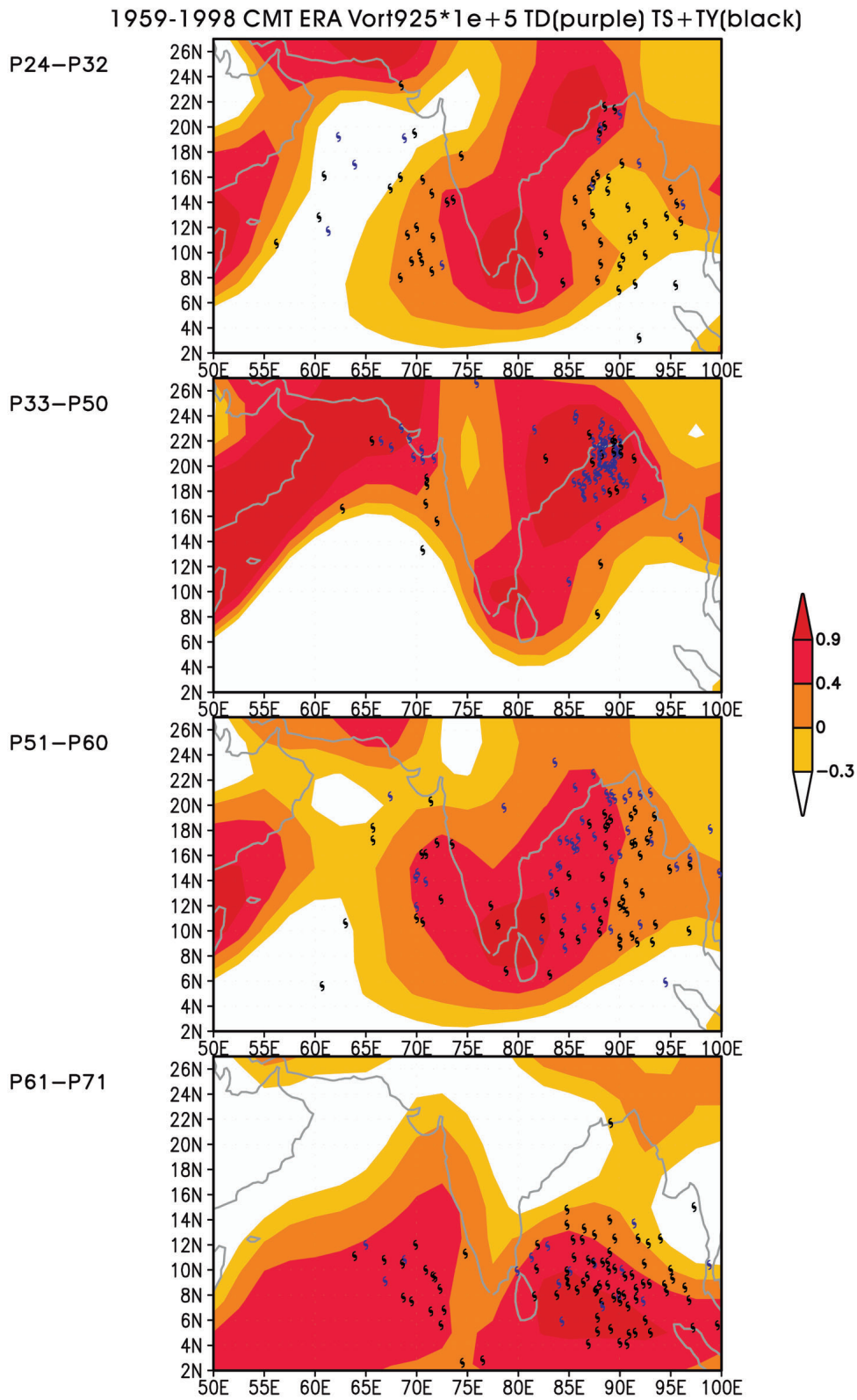


圖 6 同圖 4，但陰影深淺為 925hPa 的相對渦度 ($10^{-5}s^{-1}$)。

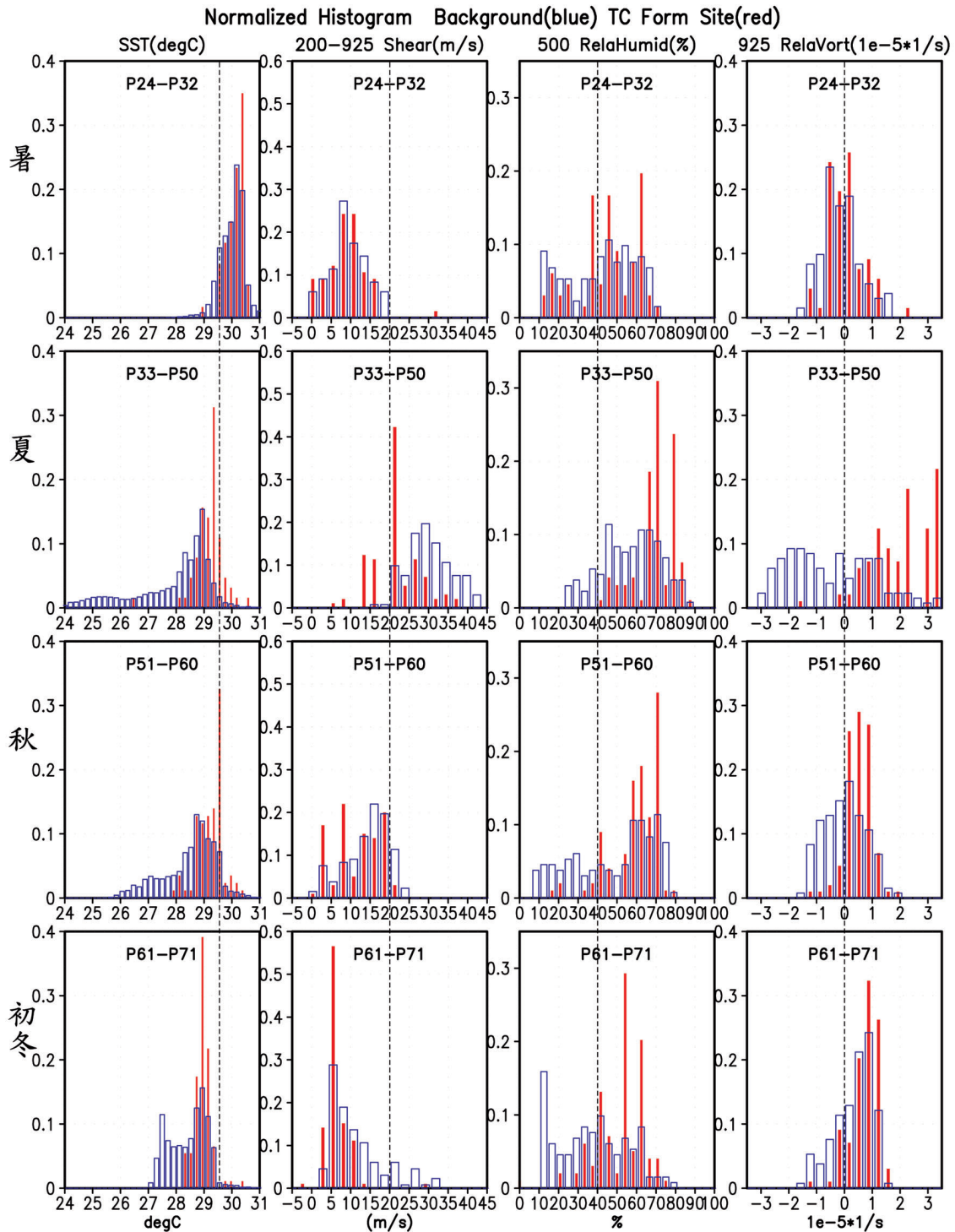


圖 7 不同季節、不同物理量的直方圖，自上至下分別為暑、夏、秋、初冬四季，自左至右分別為海面溫度 (°C)、200hPa 及 925hPa 之間的垂直風切 (m/s)、500hPa 的相對溼度 (%) 及 925hPa 之相對渦度 ($10^{-5}s^{-1}$)。圖中藍(紅)色柱為背景場(季風低壓生成位置值)分佈，即圖 3 至圖 6 中區域(不包括陸地)的多年季節平均場(於各季風低壓生成位置)之值。各圖中之直虛線為方便比較各季節差別之參考線。所有直方圖均經過相對於樣本個數的正整化處理。

九十五年三月

吳宜昭 林和

61

略)，在初冬季，時有頻率約 6 – 15 天、波長約 2000km 至 3000km 之波動，沿低壓槽自西太平洋、南海向西行進，部份波動行經中南半島進入北印度洋後振幅再度加強，和隨後孟加拉灣季風低壓生成時間、位置一致。在西北太平洋夏季，類似的西行季內尺度波動常透過尺度壓縮 (scale contraction) 及能量累積 (energy accumulation) 機制，助益熱帶氣旋生成 (Holland, 1995; Sobel and Bretherton, 1999; Kuo et al., 2001; Dickinson and Molinari, 2002 等)。當然，北印度洋初冬和西北太平洋夏季的底層大氣季節平均環流並不相同，同樣的論點是否適用北印度洋有待進一步研究釐清。

以上討論視海面溫度、垂直風切、中層大氣的相對溼度及底層相對渦度為北印度洋季風區中影響季風低壓生成最重要的四項大尺度環境因子。然而，如果問這四項條件是否彼此獨立？答案當然是否定的。以底層相對渦度與底層輻合為例，熱帶往往透過風－蒸發回饋 (wind-evaporation feedback) 藉助渦管拉昇項將這兩者密切結合在一起。而 500hPa 的水汽與大尺度垂直運動相關，也因此與底層的輻合往往殊途同歸。本文延伸的研究，將依照文獻，進一步施行多變數迴歸分析。

五、討論與結語

北印度洋的季風低壓，是南亞季風降水的重要來源之一。季風低壓幫助維持季風環流，而它們的生成也受大尺度環流控制甚鉅。每當南亞季風呈現階梯式的季節跳動，南亞的大氣環流型態便隨之突變，季風低壓的生成區域及生成機制也隨之改變。本文嘗試以自然季節平均之北印度洋與南亞季風環流為基礎，詮釋大

尺度環流型態及條件對孟加拉灣及阿拉伯海季風低壓生成的影響。首先根據環流結構的轉變及季風低壓的生成頻率分佈，將北印度洋季風區的年旋環劃分成暑 (第 24 至 32 候)、夏 (第 33 至 50 候)、秋 (第 51 至 60 候) 及初冬 (第 61 至 71 候) 四個自然季節。接著考量海面溫度、200hPa 及 925hPa 間之垂直風切、500hPa 的相對溼度及 925hPa 相對渦度四個季風環境中影響季風低壓生成最重要的條件，探討以上因素如何隨著季節的差異影響季風低壓生成在時間及空間上的分佈。結果顯示海面溫度、垂直風切及相對渦度為強勢制約條件，對暑、夏兩季的季風低壓生成尤其有決定性的影響。

本文最重要的論點之一，是熱帶氣旋學者如 Gray 等人所累積有關熱帶氣旋生成大尺度環境條件之豐富成果，不僅適用於熱帶氣旋生成環流的天氣動力條件，經過適當詮釋，亦可延伸為季風區季節平均環流影響熱帶氣旋生成的氣候條件。從熱帶氣旋氣候研究的觀點而言，這也是不容忽略之切入方向。本文結果可佐證這些制約參數反映了大尺度環流對熱帶氣旋生成的動力條件與氣候條件確實有相當程度的重合，尤其是透過對季風環流適當的自然季節劃分。換言之，熱帶氣旋生成的動力的約束條件和季風環流自然季節的改變是一致的。

本文以自然季節平均之北印度洋與南亞季風環流為架構，詮釋北印度洋季風低壓的季節變化，得出兩者良好的配合。我們希望以此為基礎，推廣至其他自然季節分明、熱帶氣旋又活躍的區域。另一推廣則以季風、自然季節的年際變化，解釋與預測熱帶氣旋在聖嬰及年代際尺度的變化。北印度洋季風、聖嬰、年代際...等尺度間的交互作用，遠自 Walker 以來，就被視為極關鍵又複雜的題目。例如，我們已

知印度洋海溫呈現強烈的年代際變化 (Allan et al., 1995), 新近研究更進一步指出, 印度洋海溫對 5 年長聖嬰與 2 年短聖嬰在不同季節有迥然不同的反應 (Li et al., 2006)。然而, 這些海溫的年際變化振幅, 並不足以直接影響到季風低壓生成, 而是透過對夏季季風環流與季內震盪的巨大改變, 主導了季風低壓生成的數量、強度與位置。本研究僅為一開端, 還有許多未解決的問題待未來進一步研究。

參考文獻

- Allan, R. J., J. A. Lindesay, and C. J. C. Reason, 1995: Multidecadal variability in the climate system over the Indian Ocean region during the austral summer. *J. Climate*, **8**(7), 1853-1873.
- Anderson, S. P., R. A. Weller, and R. B. Lukas, 1996: Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the western Pacific warm pool: observations and 1D model results. *J. Climate*, **9**, 3056-3085.
- Briegleb, L. M., and W. M. Frank, 1997: large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1397-1413.
- Chen, T.-C., and S.-P. Weng, 1999: Interannual and intraseasonal variations in monsoon depressions and their westward-propagating predecessors. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1005-1020.
- Dash, S. K., R. K. Jenamani, and M. S. Shekhar, 2004: On the decreasing frequency of monsoon depressions over the Indian region. *Curr. Sci.*, **86**(10), 1404-1411.
- Dickinson, M., and J. Molinari, 2002: Mixed Rossby-gravity waves and western Pacific Tropical cyclogenesis. Part I: synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183-2196.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- Han, W., J. P. McCreary, and K. E. Kohler, 2001: Influence of precipitation minus evaporation and Bay of Bengal rivers on dynamics, thermodynamics, and mixed layer physics in the upper Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, 6895-6916.
- He, H., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.
- Hennon, C. C., and J. S. Hobgood, 2003: Forecasting tropical cyclogenesis over the Atlantic Basin using large-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2927-2940.
- Holland, G. J., 1995: Scale interaction in the western Pacific monsoon. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56**, 57-79.
- 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].
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 737-750.
- Krishnamurthy, V and J. Shukla, 2000: Intraseasonal and Interannual Variability of Rainfall over India. *J. Climate*, **13**, 4366-4377.
- Kuo, H.-C., J.-H. Chen, R. T. Williams, and C.-P. Chang, 2001: Rossby waves in zonally op-

- posing mean flow: behavior in northwest Pacific summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1035-1050.
- Lau, K.-M., G. J. Yang and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 18-37.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1996: Seasonal Variation, Abrupt Transition, and Intraseasonal Variability Associated with the Asian Summer Monsoon in the GLA GCM. *J. Climate*, **9**, 965-985.
- Lee, C.M., B. H. Jones, K. H. Brink, and A. S. Fischer, 2000: The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep-Sea Res.*, **47**, 1177-1226.
- Li, T., P. Liu, X. Fu, B. Wang, and G. A. Meehl, 2006: Tempo-spatial structures and mechanisms of the tropospheric biennial oscillation in the Indo-Pacific warm ocean regions. *J. Climate*, in press.
- LinHo, and B. Wang, 2002: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon: A fast annual cycle view. *J. Climate*, **15**, 2001-2019.
- Mak, M., 1987: Synoptic-scale disturbances in the summer monsoon. In Chang C.-P., Krishnamurti T. N. (eds), *Monsoon Meteorology*, pp. 435-460.
- Matsumoto, J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. *J Meteorol Soc Japan*, **70**, 257-273.
- McBride, J. L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132-1151.
- Milliff, R. F., J. Morzel, D. B. Chelton, and M. H. Freilich, 2004: Wind stress curl and wind stress divergence biases from rain effects on QSCAT surface wind retrievals. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **21(8)**, 1216-1231.
- Pant, G. B., and K. Rupa Kumar, 1997: *Climates of South Asia*. John Wiley and Sons, 320 pp.
- Riehl, H., 1948: On the formation of typhoons. *J. Meteor.*, **5**, 247-264.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Saha, K. F. Sanders, and J. Shukla, 1981: Westward propagating predecessors of monsoon depressions. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 330-343.
- Schott, F. A., and J. P. McCreary, 2001: The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, Vol. 51, Pergamon, 1-123.
- Sikka, D. R., 1977: Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions. *Pageoph*, **115**, 1501-1529.
- Sikka, D.R., and S. Gadgil, 1980: On the Maximum Cloud Zone and the ITCZ over Indian, Longitudes during the Southwest Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840-1853.
- Sobel, A. H., and C. S. Bretherton, 1999: Development of synoptic-scale disturbances over the summertime tropical northwest Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3106-3127.
- 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(2)**, 113-118. 227-242.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C-P, Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Webster, P. J., 1983: Mechanisms of monsoon low-frequency variability - surface hydrological effects. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2110-2124.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.
- , 1980: A quasi-stationary appearance of the 30--40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225-229.
- Yoshino, M. M., 1965: Four stages of the rainy season in early summer over East Asia (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 231-245.

North Indian Ocean Monsoon and Monsoon Depressions Part I: Natural Seasons

Yi-Chao Wu LinHo

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 04 November 2005; in final form 17 January 2006)

ABSTRACT

Though forced by smooth, periodic, and meridionally symmetric seasonal insolation, the season transitions in monsoon regions exhibit abrupt, stepwise jumps. Such abrupt changes display in both large-scale and synoptic scale. In contrast to the studies that adopt the composite of circulation fields several days before tropical cyclones form, this study examines the influences that large-scale patterns and conditions have on the formation of monsoon depression (a generic term for all cyclonic disturbances in North Indian Ocean) based on the seasonal mean flow. The climatology derived from 1959–1998 ERA-40 data and monsoon depressions of the North Indian Ocean (including Arabian Sea and Bay of Bengal) in the same 40-year-long period are analyzed. According to the changes in large-scale circulation structure and monsoon depression formation frequency, the annual cycle of North Indian Ocean monsoon region can be divided into four natural seasons, pre-summer (pentad 24–32), summer (pentad 33–50), autumn (pentad 51–60), and early winter (pentad 61–71). Sea surface temperature, vertical wind shear between 200hPa and 925hPa, 500hPa relative humidity, and 925hPa relative vorticity are considered four dominant factors that influence monsoon depression formation in monsoon regions. The current study investigates how these four factors, varying with seasons, regulate the temporal and spatial distribution of monsoon depression formation. Sea surface temperature, vertical wind shear, and relative vorticity are regarded stronger constraints. They exert essential impacts on regulating the monsoon depression formation in pre-summer and summer seasons.

Key words: North Indian Ocean, Monsoon, Monsoon depression, Natural seasons.

