

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

建立以高解析天氣曆為基礎之氣候監測預報輔助工具

Establishing an Auxiliary Climate Monitoring and
Forecasting Tool Based on Fine-Resolution Weather
Calendar

計畫類別：☒ 國內 ☐ 國外

計畫編號： MOTC-CWB-97-2M-02

執行期間： 97 年 3 月 3 日至 97 年 12 月 31 日

計畫主持人：林和

執行單位： 台灣大學 大氣科學系

中華民國 97 年 12 月

交通部中央氣象局 97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：建立以高解析天氣曆為基礎之氣候監測預報輔助工具

Establishing an Auxiliary Climate Monitoring and Forecasting Tool
Based on Fine-Resolution Weather Calendar

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-02
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	台大大氣系
計畫主持人：	林和	聯絡人：	吳玉凡
電話號碼：	23640121	傳真號碼：	23640121
期程：	97 年 3 月 3 日至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	2179 仟元	經費(年度)	800 仟元

執行情形：

1. 執行進度：

	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2. 經費支用：

	預定	實際	支用率 (%)
當年	800 仟元	800 仟元	100
全程	2179 仟元	2179 仟元	100

3. 主要執行成果：

- (1). 夏、冬季節轉換第一次突變(51 候)—西北太平洋季風槽之突然結束
- (2). 南亞的殘夏與東亞的秋槽
- (3). 夏、冬季節轉換第二次突變(60 候)—蘇門達臘秋季季風與東亞的無季節狀態
- (4). 夏、冬季節轉換之第三次突變(68 候)
- (5). 秋槽之年際變化

4. 計畫變更說明：

無

5. 落後原因：

無

6. 主管機關之因應對策(檢討與建議)：

無

建言

本期為三年連續計劃的終結，總結三年與氣象局合作的經驗，深深感受到學術與實務結合的珍貴與困難，謹以所見，陳列未來共勉之處；

近代氣候學直接承襲氣象黃金時代(1950~1970)動力研究之衣鉢，延續 Rossby, Charney, Arakawa 等大師對中緯度天動力氣的突破，更往季節尺度、3~7 年尺度各現象向前沿鑽研。這條路和古典氣候學例如 Koppen 的氣候區分類或 Paleo-Climatology 所著重的 Milankovitch cycle 相關研究幾乎毫無交集。可憾的是目前國內一些重量級學者尚未覺察此波典範的檀遷，或誤以為氣候學還停留在大學所習自然地理的階段，哀哉！此一誤認馮京為馬涼，使大氣學門迄今未能更上層樓。

本局自九十年代推動數值預報自動化天氣分析已具備現代化氣象局的規模，很可惜未能體會二十一世紀這波鉅變的龐大性，以致於錯失全球變遷氣候改造所帶來的契機，因而相形落後。例如；短期氣候與天氣預報的無縫接軌，奠基於對熱帶或更進之熱帶海氣交互作用更深切的瞭解上，各先進國家對於溫帶氣旋與熱帶氣旋皆以不同專業單位及人馬進行預報，惟我國仍以全科醫生處理之。

面對大氣科學的全面更新，CWB 目前的組織結構絕不足以因應，劇烈天氣與氣候變化(兩者密切相關)是近代國家面臨的兩大挑戰，但在 CWB 七個中心中，都不見颱風或氣候的專職機構。唯有在預報中心下設置長期預報與劇烈天氣科。本人有榮幸和長期預報科一些極熱誠，俱天份的年輕人一起工作，一旦他們表現優異即”高昇”其它部門，使多年訓練毀于一旦，如此如何能培養呼應人民需要的科技官員？

前言

本年度工作的要點是剖析夏季季風轉換到冬季季風的流程,其重點包括八月 Bonin High 沿絲路遙相關在九州外海的建立,九月十日西北太平洋季風之驟然結束,最後一波之夏季型態的季內震盪從蘇門達臘北上孟加拉灣,促使秋槽在南中國海及菲律賓海形成,造成活躍的熱帶氣旋在槽上滋生,十月底蘇門達臘季風到位,這是全球惟一的赤道季風,也是惟一的秋季季風,正式宣告了南亞夏季季風的結束。東亞則經過更長期的拉鋸戰,從九月中開始,東亞沿岸冬季季風與夏季季風(以大尺度環流維持的低層西南氣流為表徵)同時存在,一直到十二月上旬 Local Hadley Cell 完成,西風噴流站穩副熱帶的位置,此時亞洲進入冬季環流的階段。

第一章 夏、冬季節轉換第一次突變(51 候)—西北太平洋季風槽之突然結束

夏季後半期的重頭戲當然是西北太平洋季風槽的建立, 對此已有不少的論述(Ueda et al 1995, LinHo and Wang 2002), 不贅。值得注意的是八月 Bonin High 的形成(Enomoto et al. 2003), 前中國學者誤認 Bonin High 為南亞高壓震盪的東極因子, 其實是源于沿南亞高壓北側, 噴流波導向東傳播的一系列遙相關波列。一旦出現, 會造成斜壓帶更偏往極區, 因此使溫帶氣旋在東亞沿海絕跡, Bonin High 雖然壓抑了鋒面生成, 反而對台灣提供了有利的高層輻散條件, 使得區域性的中小對流(午後雷陣雨)加倍活躍。這季節入侵台灣的天氣系統, 多由東南角向西北前進的颱風、東風波、冷心低壓或雙週波。

支持西北太平洋季風槽的底層西南氣流隨孟灣對流主體的次季節頻率之乾相而衰退, 51 候貿易風大盛, 占據了原來季風槽的位置。不但西北太平洋季風在極短時間內完全消失, 高緯的鋒面亦趁機南下, 使得臺灣經歷入夏後第一道鋒面, 天氣亦隨之涼爽起來。

雖然北方冬季季風的主要成員; 西伯利亞高壓、阿留申低壓隨季節日照海陸溫差逐漸成形, 南亞仍舊維持強固的夏季季風形態, 只是規模縮減了, 缺乏西北太平洋季風對流的支持, 以及 Bonin High 的存在, 南亞高壓回歸西藏高原上空, 東亞與南亞的環流發展, 從此分道揚鑣。

第二章 南亞的殘夏與東亞的秋槽

西北太平洋季風槽消失的另一後果,是促成前被抑制的蘇門達臘對流再次蓬勃發展,此時夏季季風的架構仍然主宰南亞,因之對流仍採取北上的路徑,九月下旬在孟灣肇始最後一次的季風暴衝(monsoon surge)。

這次的底層西南氣流只能到達140E左右,北風分量極為減弱,但已足夠造成呂宋島兩側的秋槽。九月中旬到十一月,臺灣處於貿易風與一波波南下的鋒面交替當中,但相距5~10緯度的秋槽乃足以帶來颱風的威脅,此時颱風形成的源地更貼近臺灣,因之預警時間也大為縮減。

相對而言,東亞沿岸的溫帶氣旋出現頻繁但強度有限,亞洲暴風路徑的特徵是春秋鋒面多,冬季反而相對減少(winter depression), Nakamura(1992)認為西風噴流在冬季過度強猛,造成垂直偶合困難,斜壓不穩定度因之降低。鋒面後的冷氣團要到十二月才會抵達寒潮的程度,但因南方的熱帶系統常常被鋒前等變壓風席捲而上,造成鋒面上對流旺盛,亦有人稱之秋霖。

第三章 夏、冬季節轉換第二次突變(60 侯)—蘇門達臘秋季 季風與東亞的無季節狀態

將近五十六侯至六十侯的秋槽活躍時間(十月十日至二十五日)後,東亞進入無明顯季節的狀態,十月十日前,台灣亦有三、四週乾涼的天氣,一般人視之秋高氣爽,除偶來冷鋒打擾外,這是全年最適意的季節。

此次季節從十月下旬延伸到十二月初,東亞未見大尺度環流的劇變,大部份要歸功于南亞蘇門達臘季風持續發展,此時南亞高壓已從季風區消退,熱帶區外的對流不再,反而沿赤道方向,因海洋大陸與東西兩側海域,受到太陽節令直射的衝擊,造成季風環流。

這有趣的現象我們已撰文¹在此不敘,蘇門達臘季風對東亞最大的影響是季內震盪不再向北傳播,其往東的移動亦延緩了,造成東亞處於大區域的沈降帶,天氣隨之轉佳。

¹ 陳俐如,2006:亞洲季風區夏、冬系統轉換之環流特徵。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

第四章 夏、冬季節轉換之第三次突變(68 候)

當蘇門達臘季風在十一月底結束時,季內震盪已轉變為冬季型態,對流在新幾內亞外海出現,沿 SPCZ 取得旺盛的發展,這事件雖然發生在南半球,但對東亞及台灣的影響極為深刻。此因 68 候時 SPCZ 驟然強化的對流,觸動一系列遙相關波包,沿西太平洋北上,進入中高緯度時變成正壓模,逐漸往傳播方向呈九十度的兩側拉長,其影響力可遠達歐洲。

此遙相關激發對東亞最大的衝擊是在中緯度日本外海呈現反氣旋異常,使得高層西風噴流往南位移 7.5 至 10 度左右,一旦斜壓帶接近到副熱帶外緣,冬季型鋒面遂在此形成,伴隨鋒面的割離高壓更有能力攜帶西伯利亞冷氣團南下,入侵台灣領域,從此寒潮頻乃。

在 68 候突變事件後,Local Hadley Cell 發展成熟,冬季季風各成員亦穩固就位,從此至三月十五日華南春雨前,東亞皆進入冬季季風的天下。

第五章 秋槽之年際變化

秋槽的次季節並不容易捉摸,從初夏到十二月的次季節變化,雖然可說根據季風曆照表操課,但它們與天文曆的相位鎖結時鬆時緊,舉例言之,後夏季風槽的肇始與消失較能掌握,秋槽的建立則有相當大的年際跳動。秋槽所在位置,受到 ENSO 及印度洋偶極子的影響最大,在 Nino phase, 秋槽(以及槽上秋颱滋生)的形成,偏向換日線及東南方向,等到 Nina Phase, 則集中在南中國海與鄰近台灣的海域。其中年代紀的影響也頗大,詳情待另文報導。

第六章 綜論

秋季在天氣氣候的研究上常被忽略,其實這課題富饒趣味,以下三點更是我們專注的焦點;

(1)亞洲年際循環最大的特徵是冬夏季風的不對稱,這項特徵反映在秋季,可見南亞夏季季節維持其基本架構至十月底,然後被蘇門達臘季風主宰,蘇門達臘季風可謂是地球上唯一無二的(春)秋季季風,並且以赤道海陸溫差為機制。

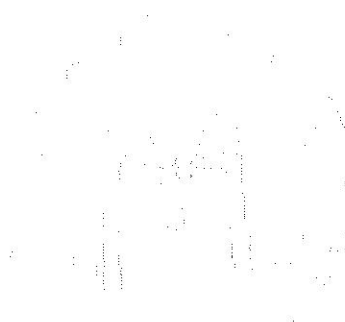
(2)冬季季風基本場與瞬變渦流在季節尺度大致呈非線性平衡狀態,夏季則以季風的潛熱釋放源之線性反映詮釋大部份的環流型態。雖然我們相信,如 68 候的季節突變,可以用線性模式模擬。

(3)秋季在氣候動力上扮演的角色特別突顯,這因為季風環流的主要貢獻主要在年循環尺度,秋季則結合了太平洋低頻效應(ENSO, PDO)與印度洋低頻效應(IOD),產生自主性的海氣交互作用,透過海洋熱容的變異,進而改變了跨季、跨年的環流。因之,秋季確實為季節診斷、預報的關鍵。

參考資料

- Enomoto T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003:
The formation mechanism of the Bonin high
in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**,
157–178.
- Lau N.-C., 1988: Variability of the observed
midlatitude storm tracks in relation to
low-frequency changes in the circulation
pattern. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718–2743.
- 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.
- Nakamura H., 1992: Midwinter suppression of
baroclinic wave activity in the Pacific. *J.*
Atmos. Sci., **49**, 1629–1642.
- Ueda, H., T. Yasunari, and R. Kawamura, 1995:
Abrupt seasonal change of large-scale

convection activity over the western Pacific
in northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**,
795-809.



ERA40 200hPa Geopotential high 2000 ptd43(7/30~8/3)

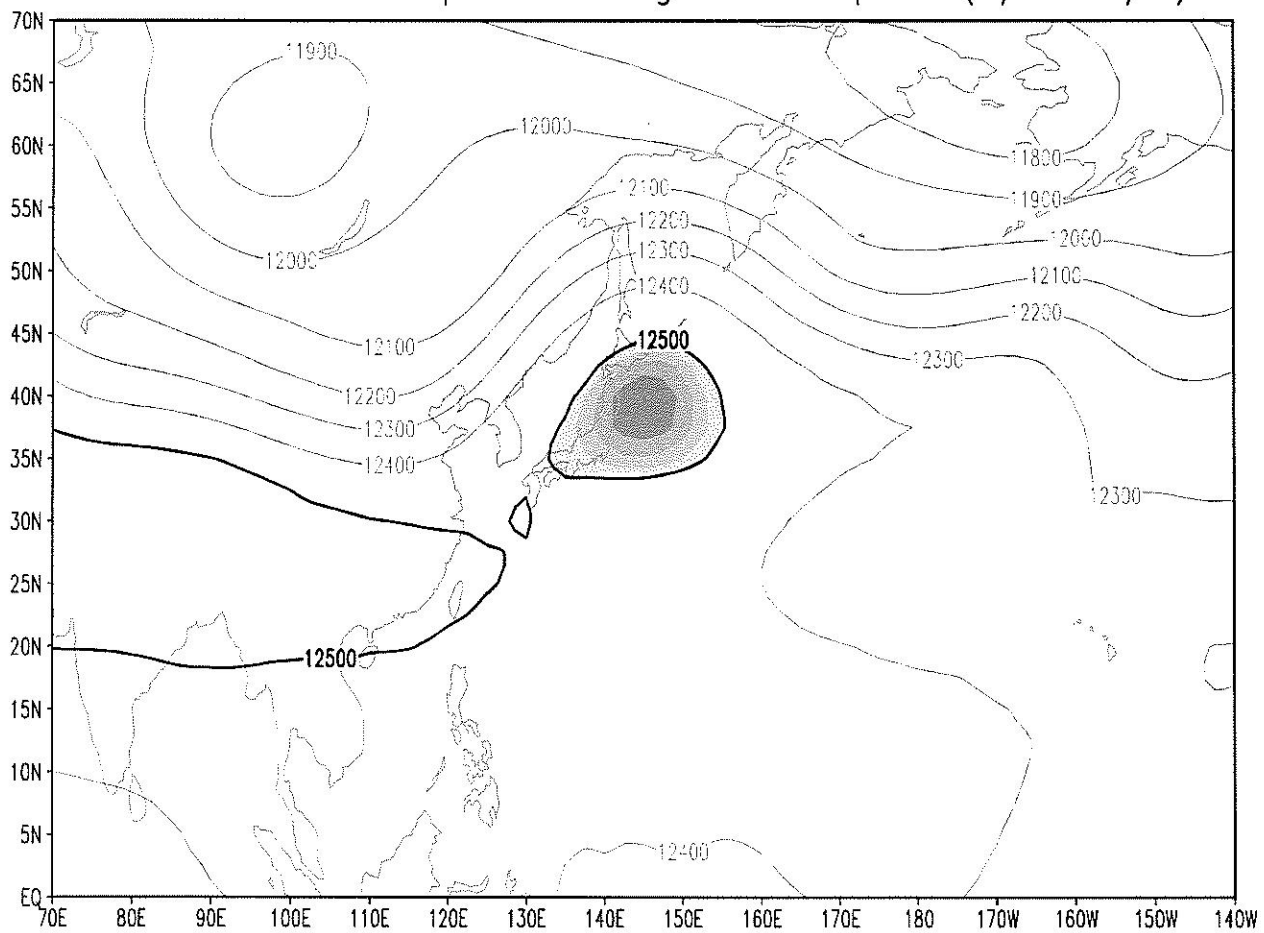


圖 1 初夏 Bonin High 的形成

年份	第一次驟變事件	第二次驟變事件	第三次驟變事件
1979	47	57	67
1980	53	61	68
1981	49	60	68
1982	51	60	
1983	48	59	64
1984	50	61	70
1985	52	60	68
1986	53	60	
1987	52	59	70
1988	46	61	68
1989	52	60	
1990	51	57	
1991	53	59	69
1992	53	60	70
1993	49	58	71
1994	54	59	69
1995	53	60	69
1996	55	64	70
1997	49	57	70
1998	53	60	
1999	53	64	70
2000	52	62	66
2001	50	61	67
2002	53	61	66
ave	51.29	60	68.42
Miss	0	0	5
Stdev	2.31	1.82	1.80

表 1 1979 年到 2002 年驟變事件發生之時間點。

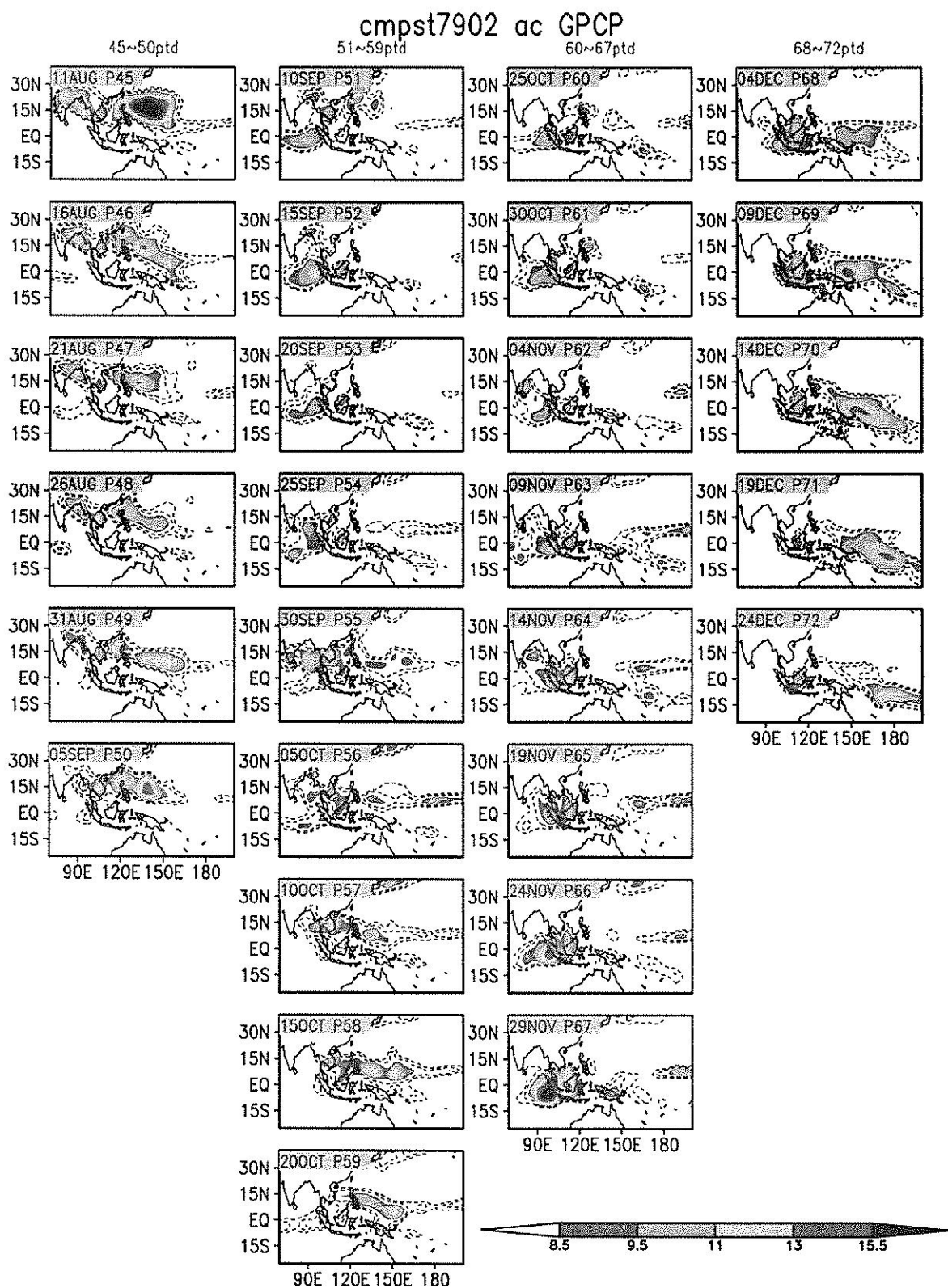


圖 2 夏末 45 候之隔年隆冬 3 候，合成之年循環 GPCP 降雨量。第一排為夏末之 45 到 50 候；第二排為早秋之 51 到 59 候；第三排為晚秋之 60 到 67 候；第四排為冬初之 68 到 72 候。

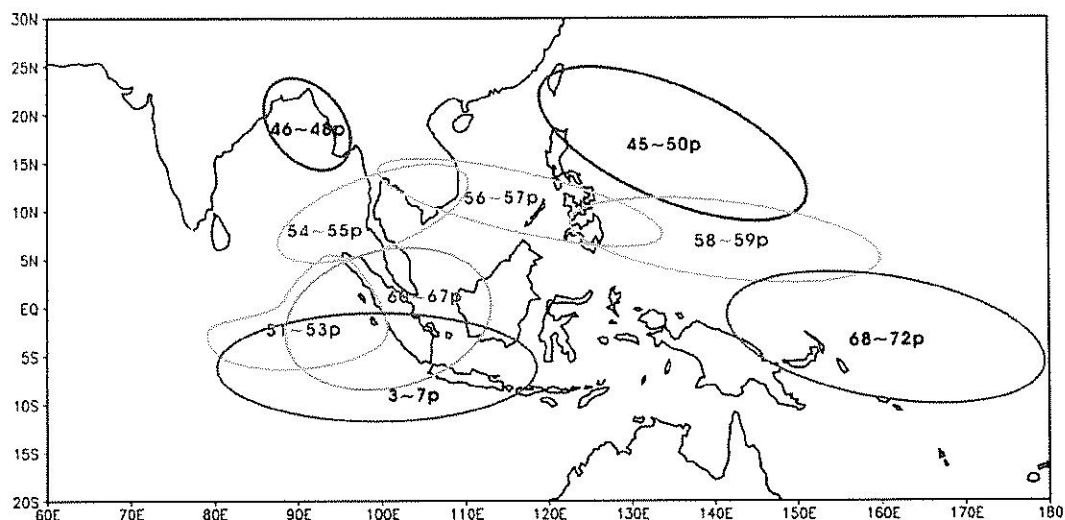


圖 3 夏末 45 候到隔年隆冬 7 候之對流跳動示意圖。

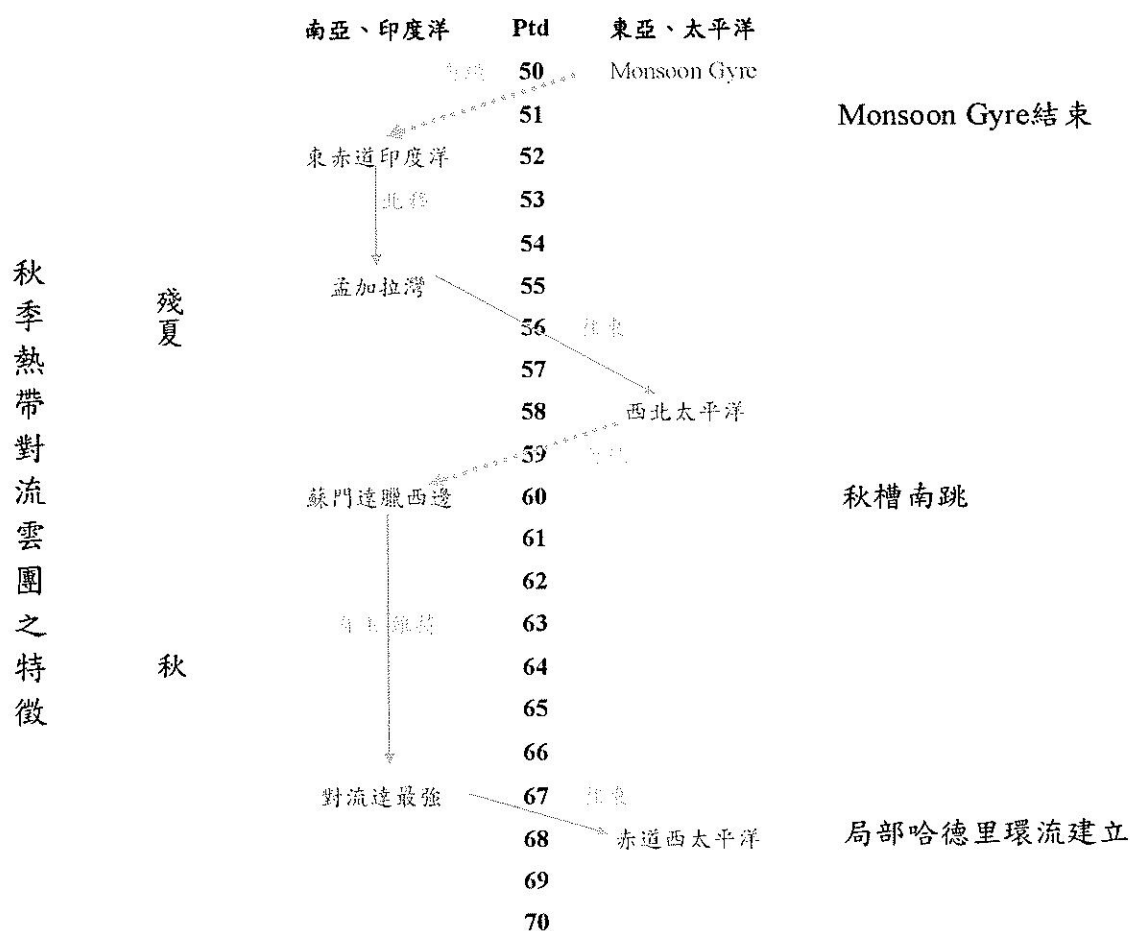
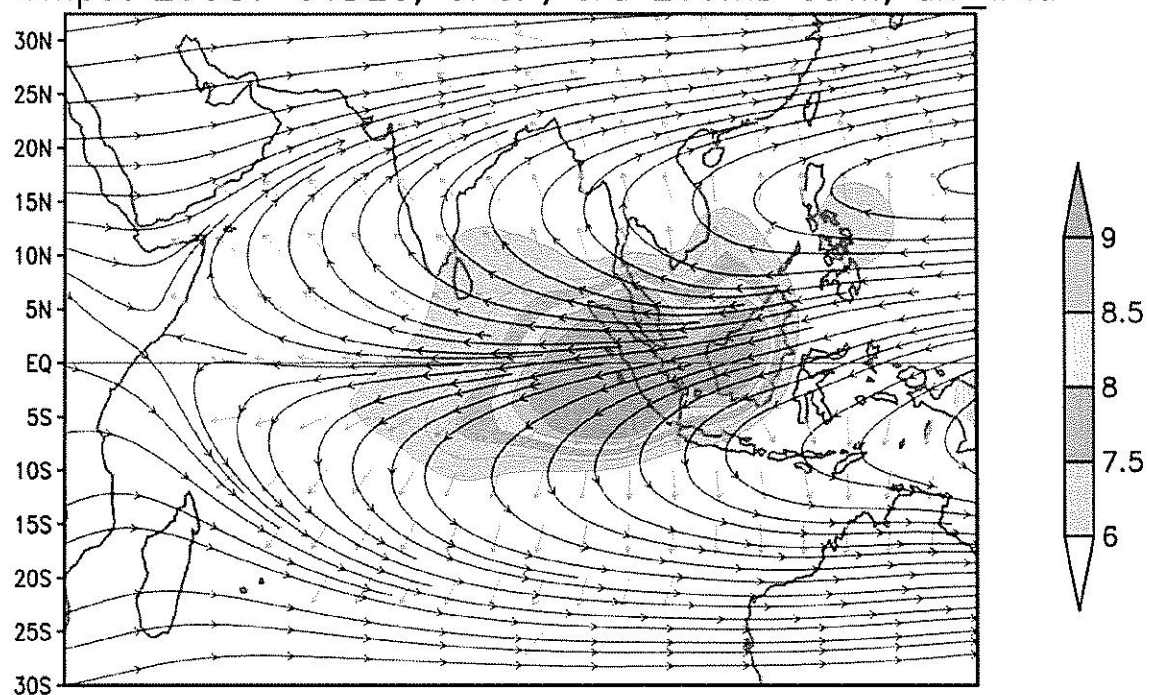


表 2 夏末 50 候到冬初 70 候對流跳動位置之特徵。

時間(候)	對流	底層西南風 40~60E 80~100E		東風噴流	南亞高壓
8/24~9/2 (48、49)	西北太平洋 10~20N, 110~160E	強		u=-23 80E, 10N	25N, 85E
9/13~9/22 (52、53)	東印度洋 10S~5N, 75~110E	槽加強 南風增強	減弱		往東南移動
9/23~10/2 (54、55)	北上 5S~15N, 80~110E			減弱 往東南移動	
10/3~10/12 (56、57)	東傳 5~15N, 90~120E	弱			17.5N, 95E
10/13~10/22 (58、59)	西北太平洋 5~10N, 100~160E	10N以南			往東擴展 17.5N, 120E
10/23~11/1 (60、61)	東印度洋 10S~10N, 80~110E	赤道以南	5N以南	u=-9 97.5E, 2.5N	17.5N, 130E

表 3 殘夏環流系統成員隨時間之強度、位置表。

(a) Cmpst 23OCT~01DEC; GPCP; era 200mb strm, div_wnd



(b) Cmpst ptd=60~67; era 400mb w, 925mb strm

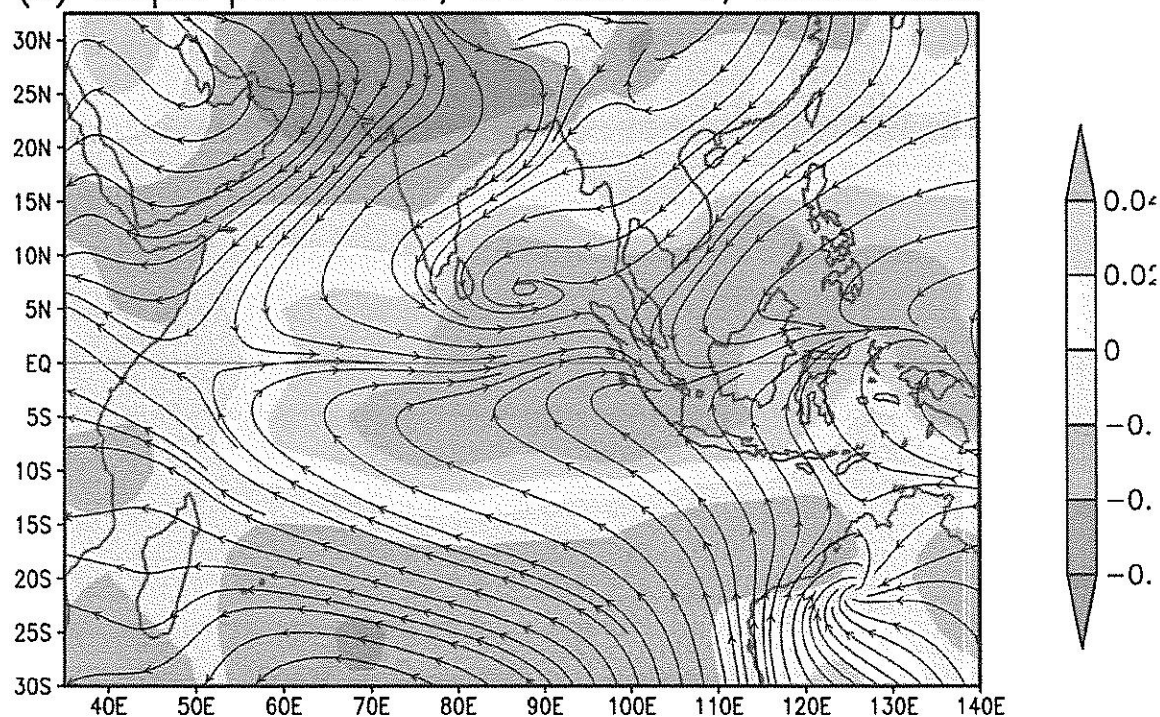
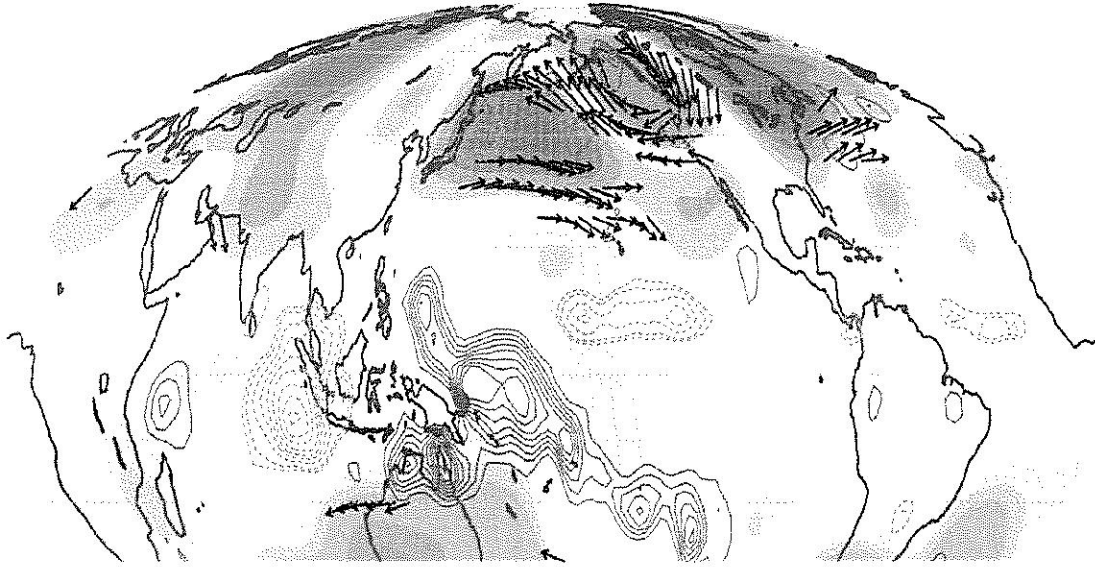


圖 4 晚秋 60~67 侯之平均環流圖。上圖為高層平均環流，下圖為低層平均環流。(a)色階為 GPCP 降雨量；氣流線為 ERA40 200mb 氣流場；綠色箭頭為 200mb 之輻散風場。(b)色階為 ERA40 400mb 垂直速度；氣流線為 ERA40 925mb 氣流場,此為蘇門答臘季風發展圖。

Cmpst_ac h20 wnd20 GPCP ptd70-67



Cmpst_ac Sfc Prs GPCP ptd70-67

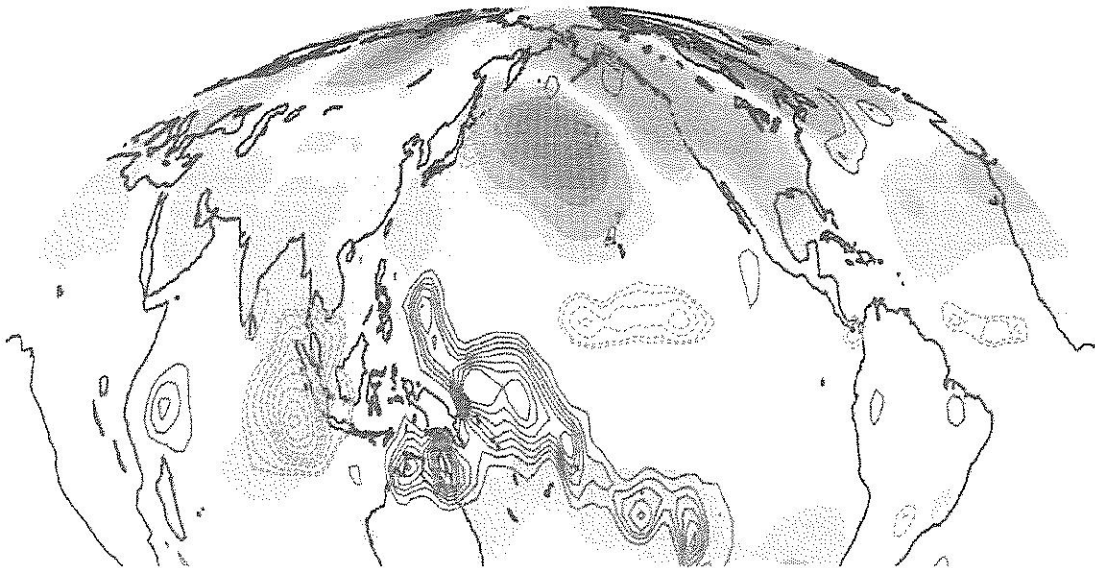


圖 5 冬初 68 候驟變事件之環流變化圖(70 候減去 67 候)。上圖為高層 200mb 變異，下圖為底層之變異。色階為高度場、及壓力場變異，橘色是正相位、藍色為負相位；等值線為雨量之變異，紫色為雨量增加、綠色為雨量減少；上圖中之箭頭為風場變異，只劃東西分變異大之風場。

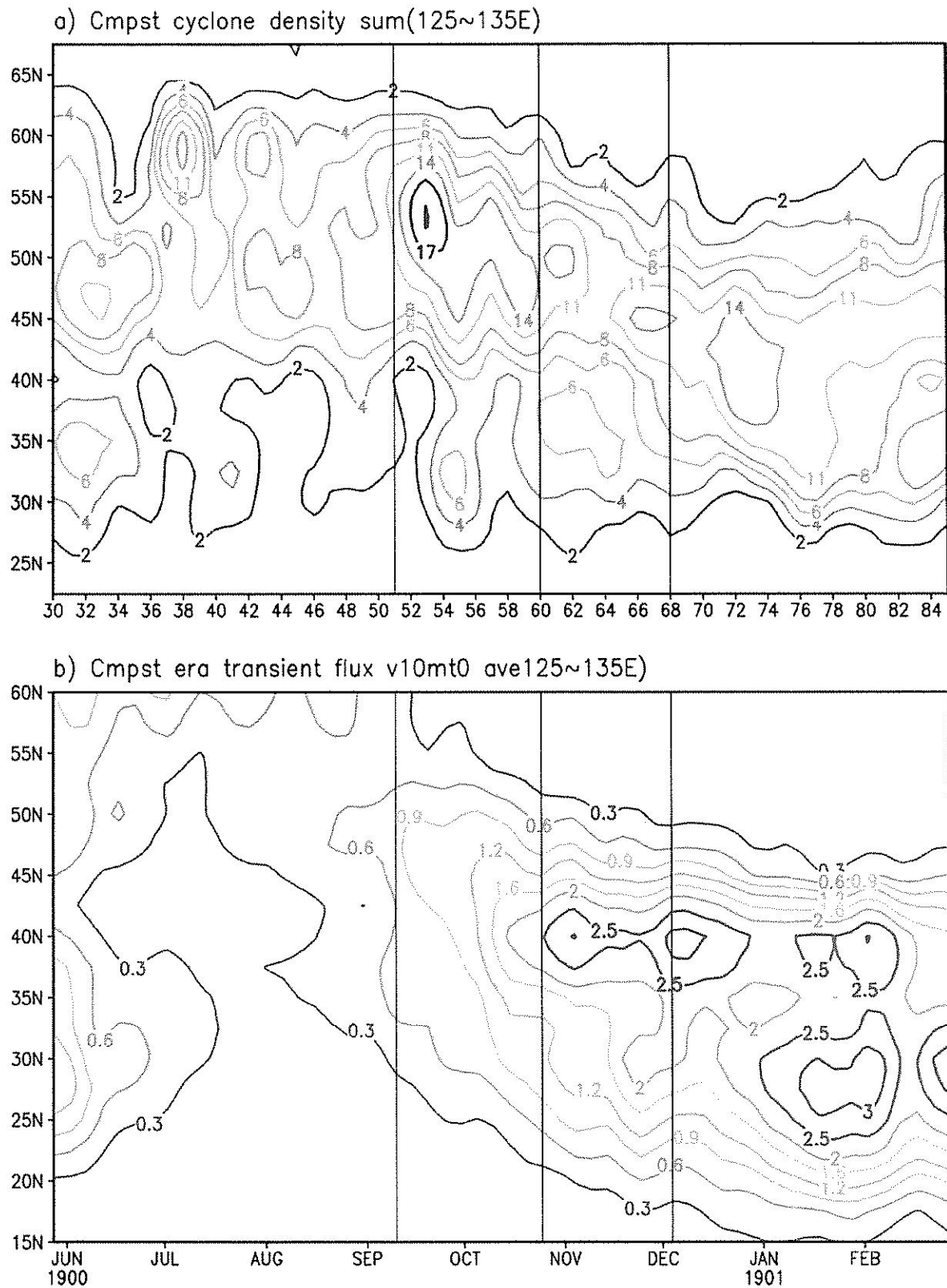
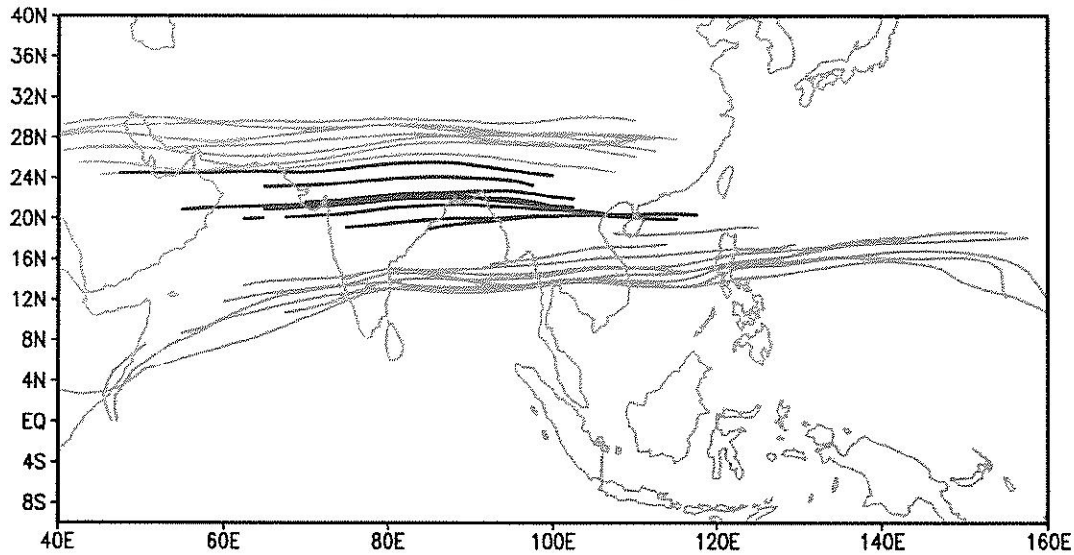


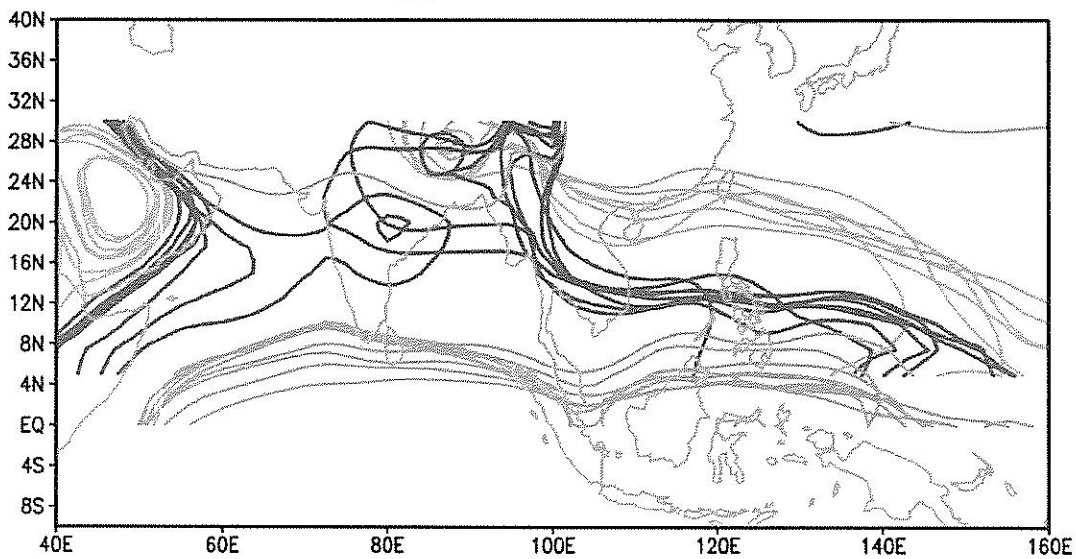
圖 6 冬季斜壓波擾動場隨時間變化之合成緯度-時間 Hovmuller 圖。(a)東經 125 度到 135 度氣旋總數之密度變化；(b)東經 125 度到 135 度瞬變渦流之地表熱通量傳送。

COMP 7901 era 11AUG~04DEC 45 68ptd

(a) 200mb contour: $u=0$, $\text{strm_function} > 0$



(b) 925mb contour: $u=0$



Green: 45~51ptd

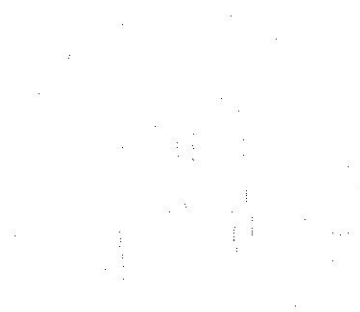
Red: 52~59ptd

Blue: 60~68ptd

圖 7 夏末 46 候至冬初 70 候，合成年循環之環流特徵圖。(a) ERA40 925mb 東西風交界線 ($u=0$)，顏色表不同時期：綠色為 46~50 候、紅色為 51~59 候、藍色為 60~68 候；(b) 200mb 高層南亞高壓脊 ($u=0$, 流函數 $> 0.5e07$)。

附錄:

由季風自然季節的研究延伸,下一步就是季風季節的年際變化,隨著雙年震盪、亞澳季風與 ENSO 和季節(風)的互動,我們在此附錄中提供一些最近的進展,作為 CWB 未來執行氣候預報的參考。



亞澳季風關連性之年代際變異

Decadal variation of the Asian-Australian monsoon linkage

一、前言

亞洲季風與澳洲季風雖然盛行時間相隔六個月，相距萬里，然雙方卻顯示出密切關係。Meehl(1987)根據陸地測站，發現強對流的年際變異一旦從亞洲夏季季風區出現，會隨同年循環(annual cycle)沿大陸橋往東南方向移動，在北半球冬天抵達澳洲季風區，亞-澳季風僅具有單方向的正相關聯性。Hung et al.(2004)認為亞澳季風之所以單向正相關，是受到 ENSO 的季節特徵造成。

然而，ENSO 雖然為影響亞澳季風年際變異的主因，但亞洲季風與澳洲季風對於 ENSO 的反應卻是截然不同。ENSO 影響澳洲季風的機制相對單純，在赤道東太平洋的海溫距平透過渥克環流(walker circulation)掌控了澳洲季風強弱。亞洲季風對 ENSO 的反應卻複雜多多，不僅各子系統的年際變異截然不同(Wang and Fan 1999)，甚至也還有年代際的變化(Webster et al.,1998; Kumar et al.,1999 等)。

亞澳季風內更呈現準雙年週期(Tropospheric biennial oscillation, TBO)的訊號，雖然 ENSO 記錄中不乏 TBO 的個案(Ropelewski et al. 1992),但 Meehl(1997)以及 Chang and Li(2000)等人認為影響季風的機制不僅止於 ENSO 之遠場作用，其本身即足以透過亞澳季風聯結形成 TBO 的內在變異。Li et al.(2006)認為在印度洋-太平洋的暖海與季風交互作用是 TBO 循環的主因，並且以西北太平洋季風以及東南印度洋為海氣交互作用的主軸，經由大氣橋(atmospheric bridges)反饋到 ENSO 造成準雙年週期震盪。

近年來，除了 ENSO 外，印度洋本身的氣候變異也受到相當關注。Behera et al.(1999)提出 Indian ocean dipole (IOD)可能是造成印度季風年際變異的另一機制，甚至比 ENSO 的影響更為顯著。Ashok et al.(2001)指出 IOD 與 ENSO 相互爭奪對印度季風的支配性，在不同年代紀各占上風或抵消。過去研究指出 1976/77 年的氣候突變，不僅改變了 ENSO 的形貌(Wang,1995 等)，更影響了 ENSO 與亞洲季風的關係(Kinter et al., 2002)。印度洋在近幾十年來持續增暖(Bottomley et al., 1990, Xue et al., 2003)，IOD 也存在著年代際變異，其訊號在 7、80 年代變得比較微弱(Ashok et al., 2004 等)。

因此，處在一個氣候基態有著年代際變動的狀態之下，熱帶海洋的調整、ENSO 與印度洋行為的改變，都讓亞洲季風與澳洲季風之間的關聯性不斷的轉變。本研究就是在年代際的架構下，探討熱帶海洋與季風的交互作用，如何影響亞澳季風之間的關連性。

二、季風指數

如何定義一個準確描述季風特性的指數，是研究季風變異的首要工作。

在本研究中選定最直觀的參數：降水，來當作測量季風強度的指標。一般使用降水計算季風指數時，都會以季節平均來找出季風盛行的區域。這個方法雖然可以看到主要降水的地帶，但在赤道地區一些全年有雨的地方也會顯示出來(圖1左半部)。季風應為乾濕季分明的地帶，若多了全年降水地區的訊號，必然使人疑惑。因此，我們將氣候場的降水，以季節平均(JJA以及DJF)減去全年平均。如此一來不僅能找出季風主要降水地區，還能突顯季節的變異，確保在夏季才出現的降水，除去一年四季都有雨的地方，找出季風盛行的區域。

結果如圖1右半部，在JJA時主要降水落在亞洲季風區，包含印度季風以及部分的西北太平洋季風區，我們定義 $10^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 為亞洲季風盛行的區域。在此東亞季風區的反應過於微弱，因此不列入季風範圍內。DJF時主要降水落在澳洲北部，我們定義 $5^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{S}$ 、 $100^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 為澳洲季風盛行之區域。將JJA季風盛行範圍的季節降水區域平均定義為亞洲季風指數，DJF季風盛行範圍的季節降水區域平均定義為澳洲季風指數。圖2為個別標準化後的結果。藍色實心直條為亞洲季風指數，綠色空心直條為澳洲指數。

從1979~2003年這25年來看，其統計的關係相當差，相關係數只有0.07，亞澳季風可以說完全無關，與過去研究結果差距甚大。但是若以1990/91年為分界點，可以發現90年代之前亞澳季風幾乎都是同相位，相關係數為0.74，但是到了90年代卻突然變了模樣，從正相關轉為負相關，甚至在1991~1998年之間的相關還可以高達-0.74。所以亞澳季風並不是沒有關連，反倒是因為在90年代前後兩者關係由正相關轉成負相關，在25年間的關係才會這麼差。

在80年代末期，北極震盪(arctic oscillation, AO)指數由負轉為正相位，阿留申低壓減弱，Hare and Mantua(2000)以100種環境時間序列，囊括大氣、海洋、地表與生物指數，指出北太平洋在1989年有氣候突變的事件發生，正巧與亞澳季風關聯性轉變的時間點接近，不過這些中高緯度的變遷事件都沒有提及亞澳夏季季風的轉變，因此，究竟是什麼原因造成亞澳季風關聯性在90年代有如此大的轉變，就是本文主要探討的課題。

從圖2也可以看出亞澳季風關係在98年之後似乎又轉為正相關，然而，現在許多研究指出1998/99年在太平洋也有氣候變遷發生(McPhaden and Zhang, 2004; Rodionov and Overland, 2005等)。由於在1976/77年以太平洋為主體的氣候變遷事件中，ENSO的型態大為改變(Wang, 1995等)，對亞洲季風的影響也不同以往。因此為了避免98年後氣候基態發生改變而影響資料分析，我們在接下來只探討1979~1998年這20年之間亞澳季風關聯性的年代際變異。

三、亞澳季風關聯性與不對稱性

經驗正交函數分析-亞澳季風

由於在季風指數看到 90 年代前後亞澳季風關係有著劇烈轉變，為了檢視結果是否為真，我們利用 OLR 作 EOF 分析，驗證亞澳季風關聯性是否真的有年代際變異存在。

使用 OLR 以大尺度範圍作 EOF 分析，涵蓋的範圍從 30°S ~ 40°N 、 60°E ~ 180°E 。為了確認亞洲季風與澳洲季風之關的相關性，我們將兩個季風盛行的時間，夏季與冬季的 OLR 場放在一起作 EOF，但是應用 EOF 的時間點分成 1979~1990 年以及 1991~1998 年兩個時期。如此比對在此二時期所找出影響亞澳季風的主要變異是否相同，確認 90 年代前後亞澳季風關聯性是否生變。

圖3為分析結果。圖3左半部為1979~1990年的EOF1，而右半部為1991~1998年EOF1。黑框代表選取的亞洲與澳洲季風範圍。在90年代之前，亞洲季風盛行區域大體上為正值的反應，與澳洲季風同相，兩者為正相關；但是到了90年代，亞洲季風卻轉為負值，所以亞澳季風變為負相關。以澳洲季風指數與主成分(principle component, PC)作相關分析(EOF是以澳洲季風區的反應為主)，結果顯示在90年代之前兩者的關係為-0.88，90年代時更是高達-0.96。因此兩個分析相當一致，亞澳季風在90年代前後關係轉變是確立的。

從 EOF 可以看到兩個階段主要變異都是展現在赤道上，尤其以冬天最為明顯。依主成分來看，1979~1990 年的時間序列與冬天的 nino3.4 相關高達 0.9，90 年代更是有 0.98 的相關，因此這兩階段的變異主要是受到赤道東太平洋的海溫變異所造成的，EOF 場顯示著 ENSO 暖態的訊號。ENSO 對澳洲季風的影響在兩個時期幾乎沒有改變，是相當穩定的。反觀亞洲季風對 ENSO 的反應卻有著極大的差異，在 90 年代後突然轉為反相位。因此，若 ENSO 是影響亞澳季風關係的主因，則可以看出亞洲季風對 ENSO 的反應在 90 年代前後的轉變就是亞澳季風關係改變的線索之一。

除了確立亞澳季風關係轉變以外，EOF 分析還為亞澳季風關係為何改變指出了最重要的關鍵：蘇門答臘西方海面的變異突然在 90 年代增強了。蘇門答臘西方海面特別之處，在於此為 Indian ocean dipole (IOD) 發源之地 (Vinayachandran et al., 1999; Behera et al., 1999; Saji et al., 1999)。因此我們推測 IOD 在 90 年代之後突然增強，改變了 ENSO 對亞洲季風的影響，造成亞澳季風關係在 90 年代之後轉變。

經驗正交函數分析-澳亞季風

在 EOF 分析中，EOF1 的解釋變異率在 90 年代之前只有 27.74%，比起 90 年代時近乎一半的變異相距很大，又亞洲季風的變異並非是整區均勻地反應，因此，為

了確定亞澳季風在90年代之前是否有其他的變因來影響兩者的關連性，我們查看90年代之前EOF2(圖4左半部)的反應。在此亞澳季風仍是呈現正相關的型態，而且亞洲季風的反應比EOF1還明顯，並偏在西北太平洋季風區上。EOF2的解釋變異度與EOF1相距不大，因此如果想研究亞澳季風的關係，單看EOF1是不夠的，我們必須考慮EOF2的結果。而EOF2的主成分雖與當年冬天的nino3.4指數無關，但是與前一年冬天的nino3.4有0.52的相關，想見ENSO對於隔年的亞澳季風相關有著相當大的影響，特別是亞洲季風。換句話說，由於將西北太平洋季風區納入我們定義的亞洲季風區中，所以在ENSO隔年(ENSO衰落年，ENSO decay year)，澳洲季風到亞洲季風此方向對ENSO的響應，也深深影響著亞澳季風的關係。

由於原本EOF分析強迫亞澳季風一定要同時反應，因此為了更準確描述ENSO對於澳亞季風的影響，我們將原本作EOF的方法稍作修改，將季節排放的順序改變，把作EOF的時間往前移至前一年的冬天以及當年的夏天，表示澳洲季風到亞洲季風的關聯性，再作EOF分析。

圖4右半部為1979~1990年經由修改後所得到的EOF1，在此後我們將之稱為revised EOF，簡稱RE-EOF，代表澳亞季風。結果顯示在前一年冬天因為聖嬰而造成海洋大陸(Maritime Continent)有明顯的沉降，與之前用夏冬來作EOF冬天的反應相當類似，而主成分與前一年ENSO的相關係數可以高達0.87，在聖嬰隔年亞洲季風區的降水會減少，特別是在西北太平洋地區。

亞澳季風與澳亞季風的不對稱性

透過EOF的分析，亞澳季風關聯性與ENSO發展年相關密切，澳亞季風主要展現在ENSO衰落年。然而，在1979~1990年期間，影響亞澳季風關聯性必須藉由亞澳季風以及澳亞季風這兩個方向才能完全解釋，而且亞洲季風在這兩個方向上對ENSO的響應不同，甚至在衰落年的反應比發展年明顯，因此亞洲季風與澳洲季風在90年代之前於方向上是不對稱的。對照90年代，不對稱性卻改變了。亞洲季風無論在哪個方向反應都相似，只是符號相反，表示90年代的時候，亞澳季風與澳亞季風其實是反對稱的，擁有準雙年週期的結構。從另一個角度來看，影響90年代亞澳季風關聯性的變異其實只要以亞澳季風這個方向的EOF結果就可以解釋，在這個時刻，亞洲季風的反應侷限在ENSO發展年，並且與IOD息息相關。然而，90年代IOD的出現是如何改變亞澳季風的不對稱性以及相關性，將由下段利用相關分析來診斷。

四、氣候系統年代際變異分析

根據EOF的結果，我們以1979~1990年EOF1(代表亞澳季風關聯性)、RE-EOF1(代表澳亞季風關聯性)以及1991~1998年的EOF1(代表亞澳季風關聯性)當作影響亞澳季風關聯性的主要變異。確定了主要變異之後，此段將逐一利用

EOF 的主成分來與海溫、風場等變數作相關分析，判斷 90 年代前後造成亞澳季風關係改變的內部結構。

1979~1990 年亞洲季風年際變異

圖5為利用1979~1990年以夏冬作EOF分析(代表亞澳季風關聯性)的主成分所相關而得的結果。海平面溫度在赤道東太平洋上從夏天逐漸增暖，一直到冬天整個赤道東太平洋呈現暖態，為聖嬰發展的反應。相關的結果也顯示前一年的冬天以及當年的春天印度洋整片海溫是偏冷的。春天時印度洋的海溫距平藉由跨季的影響，控制夏天時印度季風的降水，當海溫較冷時，可提供的水氣會變少，降水因而減少(Lau and Yang, 1996, Yang et al., 2007等)，所以聖嬰發展年時亞洲季風會減弱。而到了冬天時，聖嬰發展到最強，藉由反向的渥克環流沉降至海洋大陸，抑制澳洲季風的降水，所以亞澳季風降水都減少，以正相關聯繫。

我們將整區印度洋變冷的狀態量化，以印度洋basin mode(印度洋海溫區域平均：30°E~110°E，24°S~30°N)表示。相關分析顯示印度季風降水與春天的印度洋basin mode有高達0.54的相關，然而與當時赤道東太平洋的海溫距平相關僅為-0.01，表示ENSO發展時並沒有直接對印度季風造成影響，反而是藉由印度洋來改變印度季風的降水，由此可看出印度洋海溫對印度季風的重要性。然而，印度洋的basin mode與ENSO的關係相當好，前一年冬天nino3.4與春天的basin mode指數可以高達0.83(1979~1990年)，過去研究認為basin mode是ENSO透過大氣橋影響印度洋熱量通量而造成的現象(Klein et al, 1999)，是赤道東太平洋海溫控制印度洋最基礎的機制。因此印度季風可能是受到前一年ENSO的影響，只是透過印度洋的海溫來表現其反應，所以才會在ENSO發展年表現出亞澳季風為同相位的關係。

在1979~1990年的第二個變異(代表澳亞季風關聯性)，其相關結果為圖6，海平面溫度相關場顯示從前一年的冬天赤道東太平洋異常溫暖，但隨著時間逐漸減弱，指出此變異為聖嬰衰落的表現。Wang et al.(2000)指出，當聖嬰成熟時，西北太平洋區上會有一異常反氣旋環流(anomalous anticyclonic circulation)隨之成長，並且從冬天一直持續到隔年夏天。在衰落年時，這個異常環流會抑制季風槽的形成，造成西北太平洋季風降水減少。從相關圖的風場(在此以風應力表示)變化也可以看出西北太平洋區上有一反氣旋環流，在聖嬰發展至最強時出現，並且從冬天一直停留到隔年夏天，所以在OLR的相關場呈現正距平的狀態。

因此，在90年代之前，亞澳季風關係會受到ENSO發展年以及ENSO衰落年兩個變因的影響，兩者為同相位。

1991~1998 年亞洲季風年際變異

到了90年代，亞洲季風對ENSO的反應突然轉變。從1991~1998年EOF所相關的結果可以發現(圖7)，雖然是聖嬰發展年的訊號，但是印度洋自主性卻增強，夏

天時蘇門達臘左側海面變得很冷，秋天有西暖東冷的正相IOD出現。在夏天時蘇門達臘西側海面冷海溫發展至一定的規模，造成其上方低層大氣變得又乾又冷，反而提供在北方的亞洲季風一個絕佳的沉降之處，兩者形成一個逆向的區域哈德里環流，彼此增強。所以第二階段即使夏天跟冬天都是受到聖嬰影響，夏天的亞洲季風卻因IOD的出現而彼此增強，冬天的澳洲季風減弱，導致亞澳季風的關係變成負相關。在這裡最特別的就是可以看到整個亞洲季風區連成一氣，並且以西北太平洋(菲律賓海)與蘇門達臘這個方向為主軸持續加強(JJA高層輻散風與OLR相關圖)，我們將之稱為菲律賓-蘇門答臘結構(Philippine Sumatra pattern, PS pattern)。因此透過亞洲季風與IOD交互作用的PS pattern，使得亞洲季風對ENSO的反應集中在ENSO發展年。

然而，IOD與ENSO的耦合容易使ENSO轉相(參見下一段)，因此，亞洲季風在亞澳季風與澳亞季風這兩個方向上不僅以ENSO發展年的響應為主，而且帶有準雙年週期的訊號，使得亞洲季風與澳洲季風在方向上呈現反對稱的關係。

ENSO 之轉變

在作 EOF 分析時，我們發現影響 90 年代之前亞澳季風關聯的變因可以分成 ENSO 發展與衰落年兩個時期。因此，若只看 ENSO 發展當年的影響，恐怕會誤以為此時的 ENSO 與亞澳季風是傾向於雙年週期的頻率，因為從圖 5 可以看出 ENSO 在前後兩年的冬天轉相。但是我們從 RE-EOF 的相關圖發現，ENSO 衰落後並非快速轉相，反而是逐漸減弱至平常狀態，因此在 90 年代之前 ENSO 屬於長週期的型態。而在 90 年代時，對應於 ENSO 衰落年的 RE-EOF 卻顯示 ENSO 快速轉相，屬於雙年週期。因此 90 年代時 ENSO 的結構也有所轉變，由長週期變成準雙年週期。

為何 90 年代時 ENSO 容易轉相呢？Kug et al. 在 2006 年的文章中提到 IOD 與 ENSO 耦合時有利於 ENSO 的轉相。也就是說，正相 IOD 隨著聖嬰在夏天出現，並逐漸增強，冬天時聖嬰發展到最強，IOD 也轉為暖的 basin mode，此時會引發熱帶西太平洋低層東風，激發出海洋 upwelling Kelvin 波，減弱聖嬰。而 90 年代 IOD 隨著 ENSO 一同發展，並透過 PS pattern 與亞洲季風彼此增強，讓 IOD 健全發展，與 ENSO 的耦合更緊密，比起 90 年代之前，在冬天的時候熱帶西太平洋低層東風明顯增強，負相的 SSH 也在冬天向東快速移動，在夏天負相的 SSH 已經盤據整個赤道東太平洋，轉成反聖嬰(圖 8)。這樣的現象，在 94~98 年特別明顯，因為此時的 IOD 不僅是 80 年代以來最強的，ENSO 也容易轉相，所以 90 年代之後，印度洋在整個氣候系統的角色轉為主動去影響太平洋，不僅轉變了亞洲季風對 ENSO 的反應，更改變了 ENSO 的週期。

然而，許多研究指出，在 ENSO 的發展過程中，可以觀察到西北太平洋上有大量的 SSH 反相距平累積於此，在冬天慢慢向東太平洋移動，促使 ENSO 轉相

(Weisberg and Wang 1997, Guilyardi et al. 2003 等), 只在北邊才累積的反相 SSH, 是 the delayed oscillator 或是 the recharge- discharge oscillator 都不能解釋的現象。我們發現在後夏以及秋天時, SSH 反相距平的累積特別明顯(圖 9), 因此認為夏天時西北太平洋季風經由 PS pattern 的加持, 也為 ENSO 提供另一個轉相的機制, 我們在此稱為西北太平洋振盪器(western north Pacific oscillator)。當聖嬰(反聖嬰)發展時, PS pattern 會改變西北太平洋季風的環流場, 加深(抑制)季風槽, 因而風應力渦度增強(減弱), 藉由 Ekman pumping 加速 SSH 反相距平的累積, 藉由此振盪器所大量累積的反相 SSH, 將有利於之後 ENSO 的轉相。然而西北太平洋季風在 PS pattern 之中對 ENSO 轉相的影響究竟有多大, 在本研究中尚未做深入的探討, 希望在未來可以作更進一步的分析。

五、結論

本文利用降水重新定義季風指數, 檢視亞澳季風關聯性, 發現亞澳季風在 1990 年過後突然由正相關轉變為負相關, 表現出年代際變異。以 1990/1991 年為界, 分別探討兩段時期影響亞澳季風關聯性的主要變因, 分析結果顯示, 亞澳季風的關係與 Meehl 最初提出強對流區域會從亞洲季風一直過渡到澳洲季風形成的關聯性是截然不同的。澳洲季風不論在哪個年代際, 皆被赤道東太平洋的海溫變異支配, 亞洲夏季季風則分成兩大子系統, 印度季風與西北太平洋季風, 反應熱帶印度洋以及赤道東太平洋海溫的影響。

對印度季風而言, 影響其降水年際變化主要分成三個系統: 印度洋的 basin mode、IOD 以及 ENSO。然而赤道東太平洋的海溫距平在 80 年代過後與同時的印度季風降水的負相關已逐漸式微, 因此在我們分析的 20 年期間, 印度季風降水年際變異是以印度洋的影響為主。在 90 年代之前, 印度季風主要受到春天 basin mode 的主導, 90 年代時, IOD 的出現扭轉了印度季風主要反應的目標, 變成以 IOD 的影響為主。澳洲季風跟印度季風在這個系統之中是屬於被動的角色。然而西北太平洋季風在 90 年代之前, 是以 ENSO 衰落年為主要響應時期, 90 年代時, 卻是以 PS pattern 與 IOD 互相增強, 不僅因此改變了 ENSO 的週期, 還藉由 ENSO 的影響回饋至整個氣候系統之中。

PS pattern 可以幫助 IOD 與 ENSO 耦合, 透過反相的海洋 Kelvin 波以促成 ENSO 轉相, 還可藉由與西北太平洋季風槽的交互作用, 以西北太平洋振盪器, 加速反相 SSH 的累積, 幫助 ENSO 轉相, 這是亞洲季風對 ENSO 最犀利的回饋作用。西北太平洋振盪器可解釋有關貫穿海洋大陸東北-西南軸的機制(恰巧與亞澳季風呈九十度交角)、TBO 的形成, 更重要的是, 其提出 ENSO 反轉相位的機制, 與 the delay oscillator、the recharge-discharge oscillator 的論述相比, 更能符合觀察事實。

透過本研究也體認到，若想了解赤道東太平洋、印度洋與季風之間的交互作用，不以年代際的角度來處理，是無法釐清其中運作的機制，了解各系統對彼此的影響。

最後，以圖 10、11 的示意圖來表示 90 年代前後亞澳季風關聯性的形成機制。圖 10 為 1979~1990 年亞澳季風關聯性示意圖，此階段亞澳季風同相，而且亞澳季風(The As-Au monsoon)與澳亞季風(The Au-As monsoon)反應不對稱，ENSO 屬於長週期。影響亞澳季風關聯性主要分屬於兩個時期：(1)在 ENSO 發展年時，春天的印度洋以海溫(IOBM)透過跨季的記憶影響夏天的印度季風降水，而冬天時赤道東太平洋的海溫(nino3.4)藉由沃克環流控制澳洲季風降水，因此亞澳季風同相。而 ENSO 可以藉由大氣橋影響印度洋整區海溫的變化，因此春天的 IOBM 與前一年冬天的 nino3.4 關係密切。(2)在 ENSO 衰落年時，於西北太平洋上形成的異常環流會影響到隔年夏天的西北太平洋季風降水，造成影響亞澳季風關係的另一個變異，也為澳亞季風提供同相的聯繫。

圖 11 為 1991~1998 年亞澳季風關聯性示意圖。此階段亞澳季風反相，亞澳季風與澳亞季風的反應轉為反對稱，ENSO 屬於準雙年週期。由於 90 年代時，IOD 伴隨著 ENSO 一同發展，因此在夏天時會透過區域哈德里環流與亞洲季風彼此加強，並且以 PS pattern 作為海氣交互作用的主體，一反 90 年代之前亞洲季風對 ENSO 的反應。DJF 時澳洲季風依舊受到赤道東太平洋海溫透過渥克環流主控，因此亞澳季風變為反相位。此時的 ENSO 不僅因為與 IOD 的耦合較好，透過海洋 Kelvin 波加快轉相，還可藉由 IOD 與西北太平洋季風槽的交互作用，以西北太平洋振盪器(WNPO)，加速反相 SSH 的累積，幫助轉相，因此以準雙年週期的表現為主，並且再回饋到整個季風、海洋系統之中，賦予全體準雙年週期的頻率。

六、探討

本研究中指出，ENSO、印度洋的變異為控制亞澳季風的主要變因，但是，在 ENSO 很微弱的情況下，亞澳季風是要如何維持關聯性呢？在 90 年代時，由於季風、印度洋與 ENSO 緊密結合在一起，當亞洲季風與 IOD 交互作用時，就可以掌控 ENSO 的情況，進而再回饋到整個氣候系統中，因此自然就保持著造成亞澳季風反相的作用力存在，維持亞澳季風反相的關聯性。然而在 90 年代之前，除了東太平洋異常海溫的影響，並不存在如此有力的束縛來控制亞澳季風，因此亞澳季風為何還能有如此好的相關，仍是值得繼續探討的議題。我們推測亞澳季風可以靠著氣候系統內部的變異來維持亞澳季風正相的關聯性，例如藉由兩者之間的海洋所提供的記憶力，控制雙方季風強度。然而影響亞洲季風的機制眾多，是否還有其他變因可以提供亞澳季風正相關的聯繫，因此應該再從別的物理機制重新分析。

印度洋在 90 年代自主性增強，IOD 變得活躍是本研究的關鍵，它不僅影響了亞澳季風的相關性，更是改變 ENSO 結構的原因之一。Lau and Nath(2004)提出南極震盪(Antarctic oscillation, AAO)的變化可能是造成印度洋自主性增強的機制。90 年代時受到 AAO 年代際變異的影響，澳洲的高壓增強，造成在蘇門答臘西側的東南信風增強，因而引發湧昇流，減低躍溫層的深度。所以 90 年代時，一旦蘇門答臘的風向有所改變，就很容易改變海水溫度，激發出 IOD。

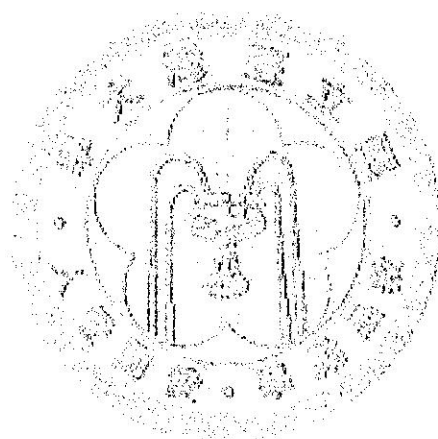
90 年代雖然以雙年週期的訊號為主，但是 1991~1994 年卻是個不轉相的聖嬰事件。然而為何無法轉相、反聖嬰無法成長，也是本研究未觸及之處，未來可能會針對 ENSO 轉相前後在海洋、大氣各方面的結構再加以比較，確認此問題。

參考文獻

- Ashok, K., W.-L. Chan, T. Motoi, and T. Yamagata, 2004a: Decadal variability of the Indian Ocean dipole. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24207
- , Z. Guan, N. H. Saji, and T. Yamagata, 2004b: Individual and combined influences of the ENSO and Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon. *J. Climate*, **17**, 3141–3155.
- Behera, S.K., Krishnan, S., and Yamagata, T., 1999: Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3001–3004
- Bottomley M., C. K. Folland, J. Hsiung, R. E. Newell, and D. E. Parker, 1990: *Global Ocean Surface Temperature Atlas "GOSTA."*. HMSO, London, 20 pp+iv, 313 plates.
- Chang, C.P., and T. Li, 2000: A Theory for the Tropical Tropospheric Biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2209–2224.
- Guilyardi, E., P. Delecluse, S. Gualdi, and A. Navarra, 2003: Mechanisms for ENSO Phase Change in a Coupled GCM. *J. Climate*, **16**, 1141–1158.
- Lau, N.C., and M.J. Nath, 2004: Coupled GCM Simulation of Atmosphere–Ocean Variability Associated with Zonally Asymmetric SST Changes in the Tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **17**, 245–265.
- Hare, S.R. and Mantua, N.J., 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Progress in Oceanography*, **47**:103–146.
- Hung, C.-w., M. Yanai, and X. Liu, 2004: Symmetry and asymmetry of the Asian and Australian summer monsoons. *J. Climate*, **17**, 2413–2426.
- Kinter, J. L., K. Miyakoda, and S. Yang, 2002: Recent change in the connection from the Asian monsoon to ENSO. *J. Climate*, **15**, 1203–1215.
- Klein, S.A., B.J. Soden, and N.C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature

- Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917–932.
- Kug, J.S., and I.S. Kang, 2006: Interactive Feedback between ENSO and the Indian Ocean. *J. Climate*, **19**, 1784–1801.
- Kumar, K.K., B. Rajaopalan and M.A. Crane, 1999b: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, **284**, 2156–2159.
- Lau, K., and S. Yang, 1996: The Asian monsoon and predictability of the tropical ocean–atmosphere system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 945–957.
- Li, T., P. Liu, X. Fu, B. Wang, and G.A. Meehl, 2006: Spatiotemporal Structures and Mechanisms of the Tropospheric Biennial Oscillation in the Indo-Pacific Warm Ocean Regions. *J. Climate*, **19**, 3070–3087.
- McPhaden, M.J. and D. Zhang, 2004: Pacific Ocean circulation rebounds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18301.
- Meehl, G. A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Indian and Pacific Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 27–50.
- , 1997: The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. *J. Climate*, **10**, 1921–1943.
- Ropelewski C. F., M. S. Halpert, and X. Wang, 1992: Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 594–614.
- Rodionov, S.N., and J.E. Overland, 2005: Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.*, **62**: 328–332.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., and Yamagata, T., 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.
- Vinayachandran, P.N., Saji, N.H., and Yamagata, T., 1999. Response of the equatorial Indian Ocean to an anomalous wind event during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1613–1616.
- Wang, B., 1995: Interdecadal Changes in El Niño Onset in the Last Four Decades. *J. Climate*, **8**, 267–285.
- , Z. Fan, 1999: Choice of South Asia summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638.
- , R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- 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**, 14,451–14,510.
- Weisberg, R.H., and C. Wang, 1997: Slow Variability in the Equatorial West-Central Pacific in Relation to ENSO. *J. Climate*, **10**, 1998–2017.

- Xue, Y., T.M. Smith, and R.W. Reynolds, 2003: Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871–2000. *J. Climate*, **16**, 1601–1612.
- Yang, J., Q. Liu, S.-P. Xie, Z. Liu, L. Wu, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708



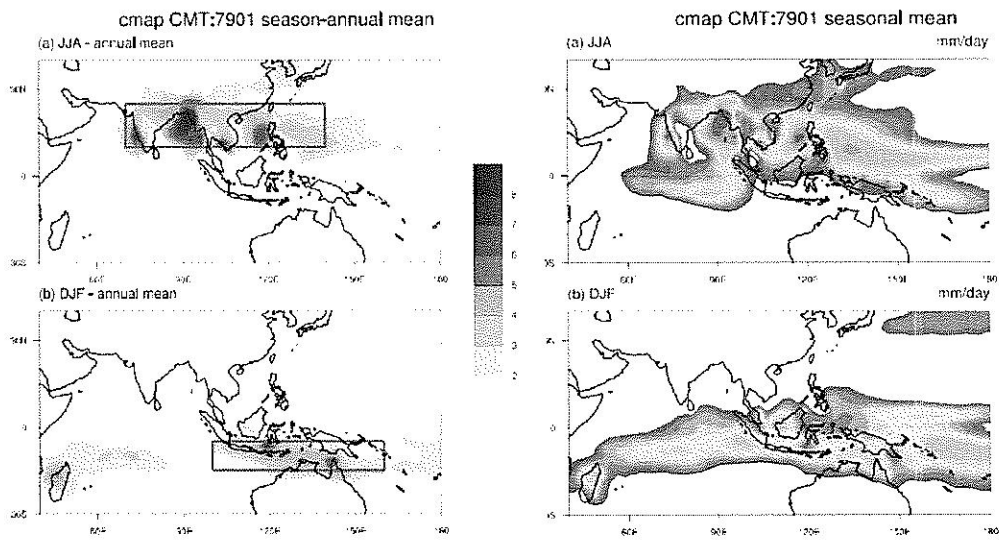


圖 1、左半部：CMAP 氣候場，降水季節平均圖，圖 a 為 JJA 平均，圖 b 為 DJF 平均，單位為 mm/day。右半部：CMAP 氣候場，降水季節平均減去全年平均圖，圖 a 為 JJA 減去全年平均。藍框為亞洲季風盛行區域，圖 b 為 DJF 減去全年平均，藍框為澳洲季風盛行區域。

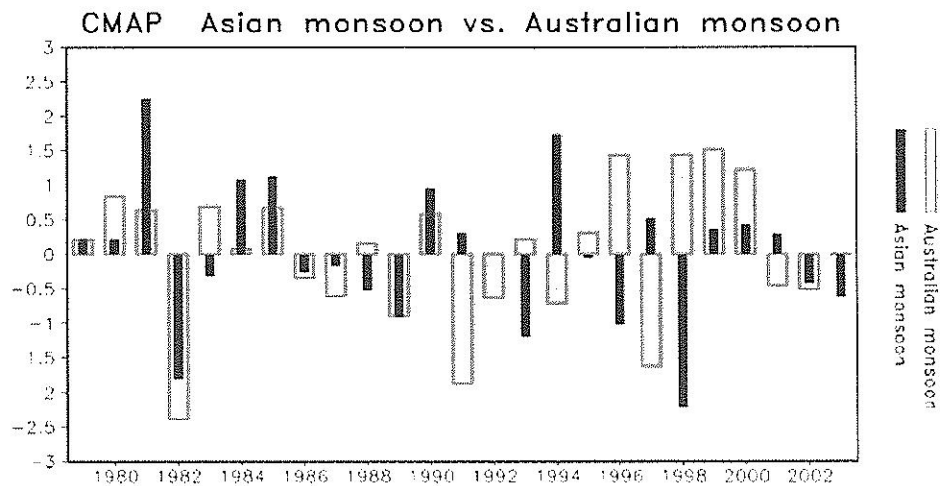


圖 2、

使用降水所定義的季風指數(標準化)。時間從 1979~2003 年，藍色實心直條為亞洲季風指數(JJA, 10°N~25°N、70°E~140°E 區域平均)，綠色空心直條為澳洲季風指數(DJF, 5°S~15°S、100°E~160°E 區域平均)。陰影處為 1991~1998 年。

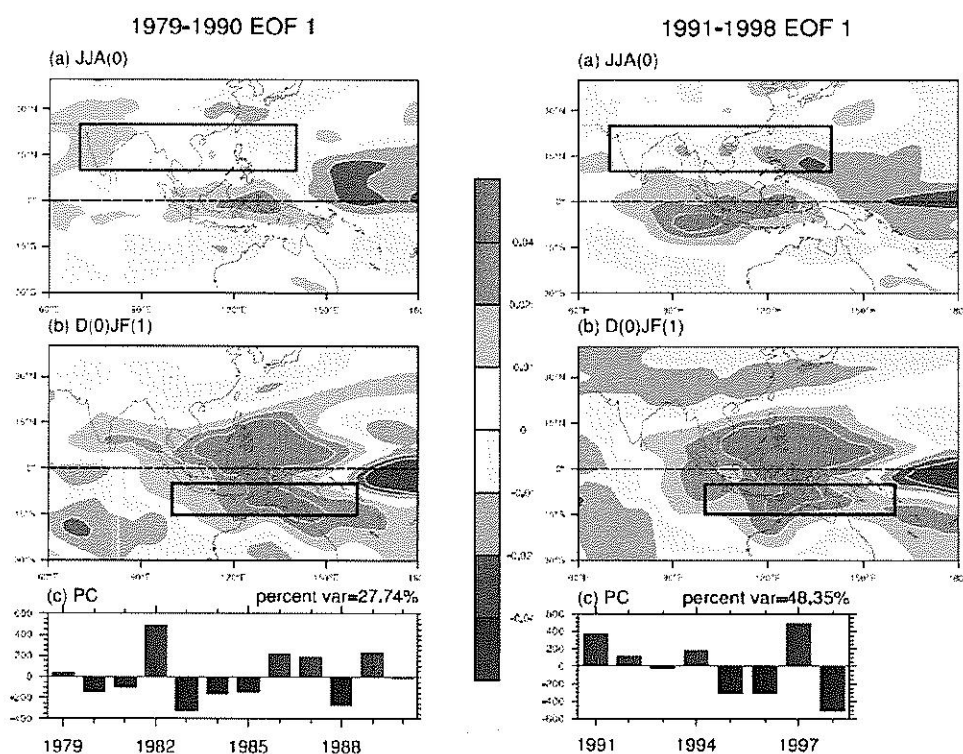


圖 3、左半部為 1979~1990 年以夏冬兩季的 OLR 場作 EOF 分析的 EOF1。圖 a 為 JJA，黑框代表亞洲季風盛行區域，圖 b 為 DJF，黑框代表澳洲季風盛行區域，圖 c 為主成分。右半部為 1991~1998 年的 EOF1。

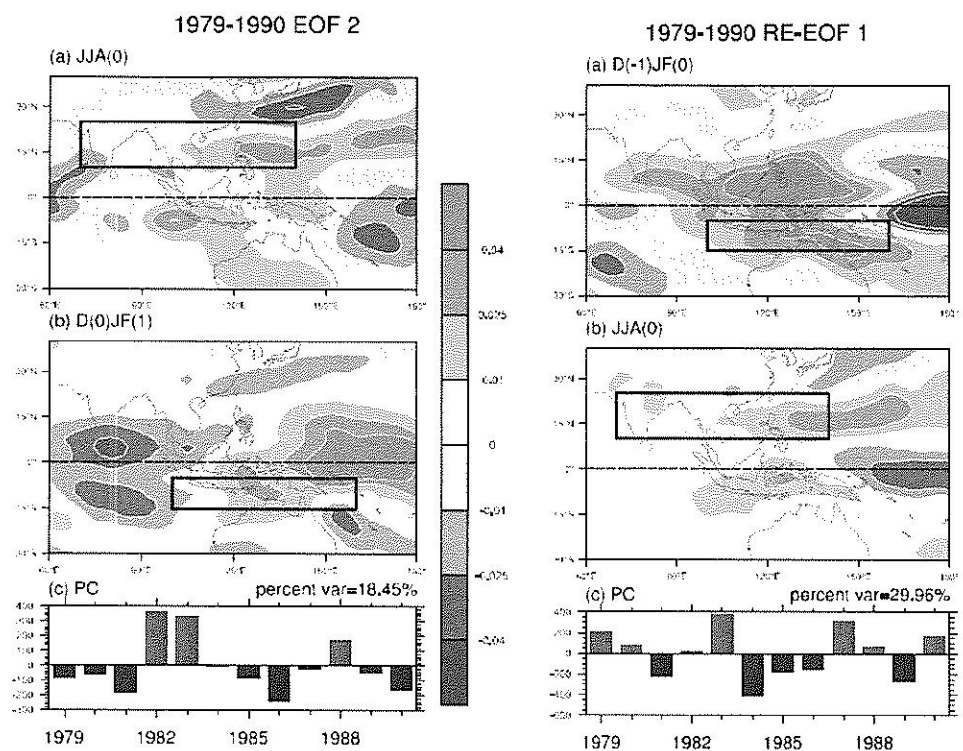


圖 4、左半部為 1979~1990 年的 EOF2。右半部為 1979~1990 年以冬夏兩季的 OLR 場作 EOF 分析的 EOF1。簡稱 RE-EOF1。

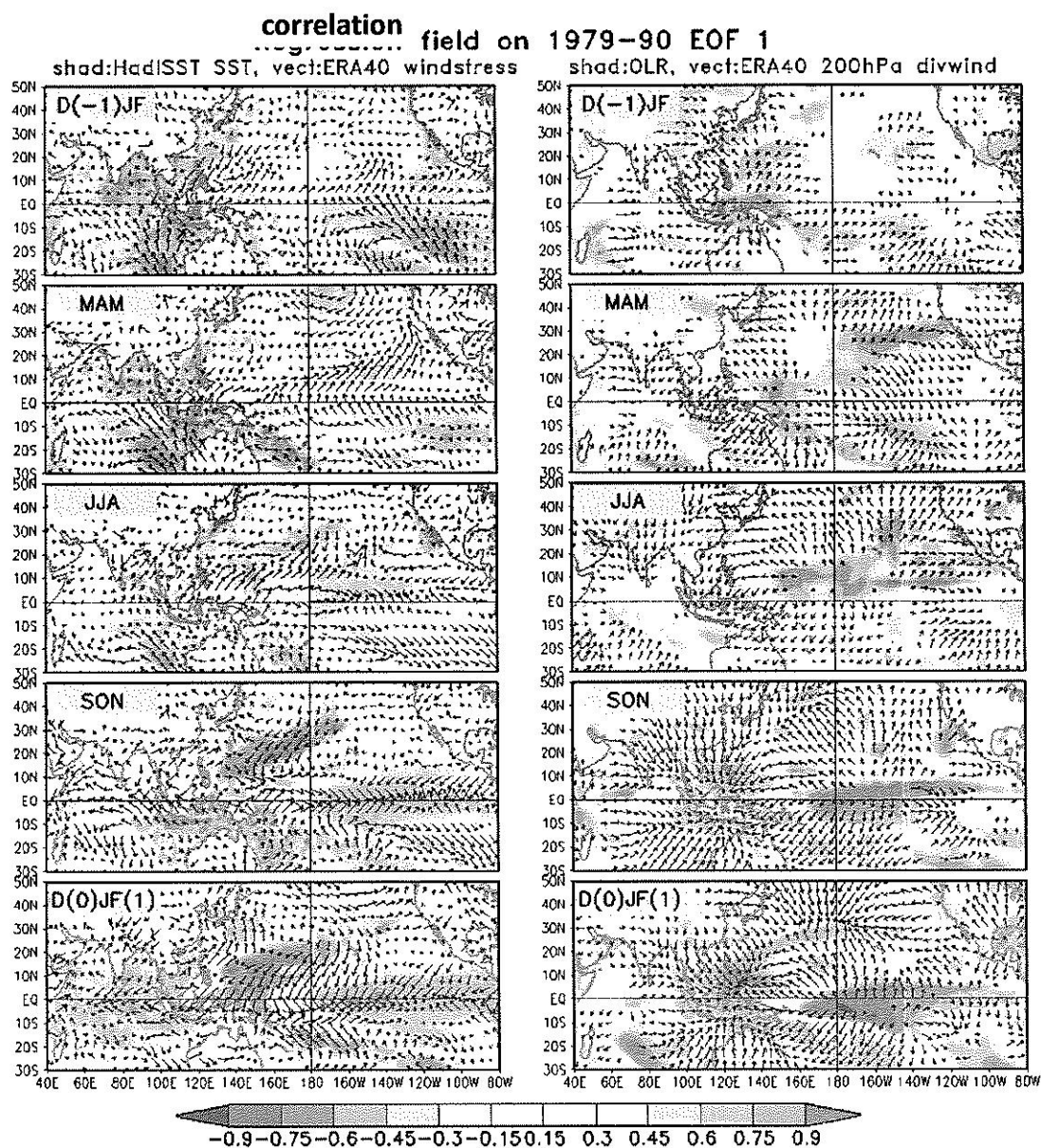


圖 5、以 1979~1990 年 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。由上到下依序為前一年冬天、當年春天、夏天、秋天以及冬天的相關圖。左欄色階為海平面溫度，箭頭為風應力，右欄色階為 OLR，箭頭為 200hPa 輻散風場。

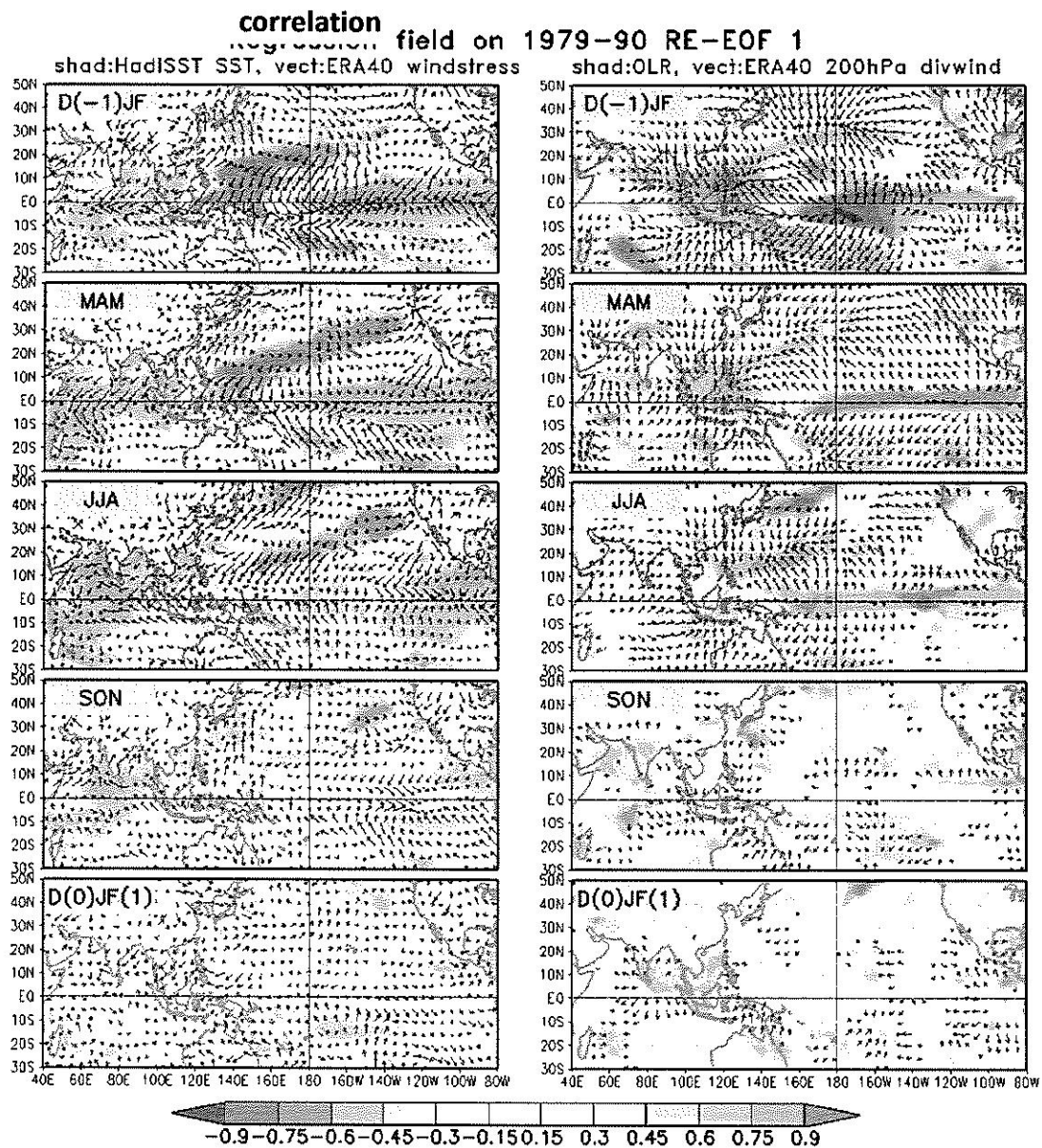


圖 6、同圖 5，但以 1979~1990 年的 RE-EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。

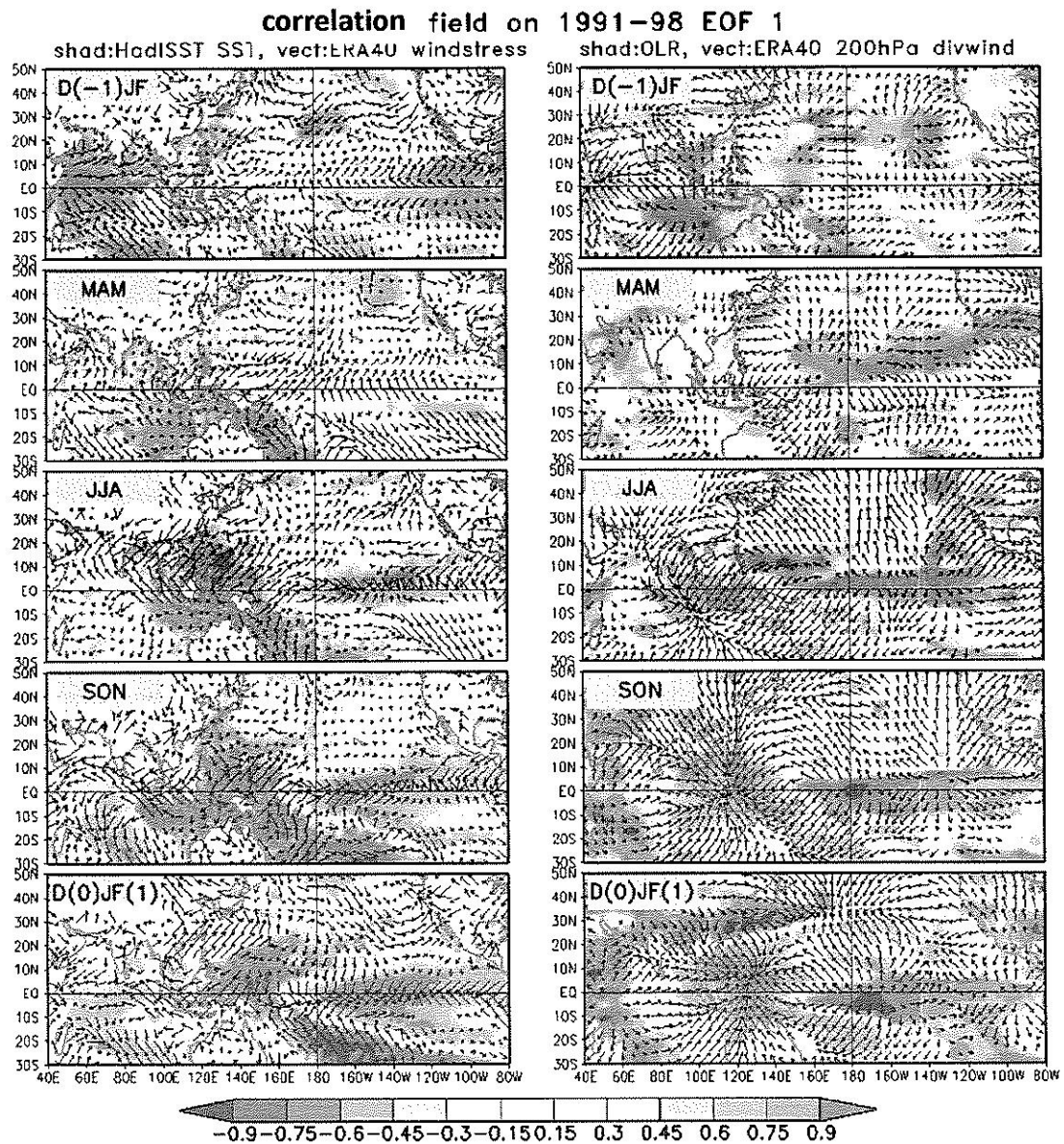


圖 7、同圖 5，但以 1991~1998 年的 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。

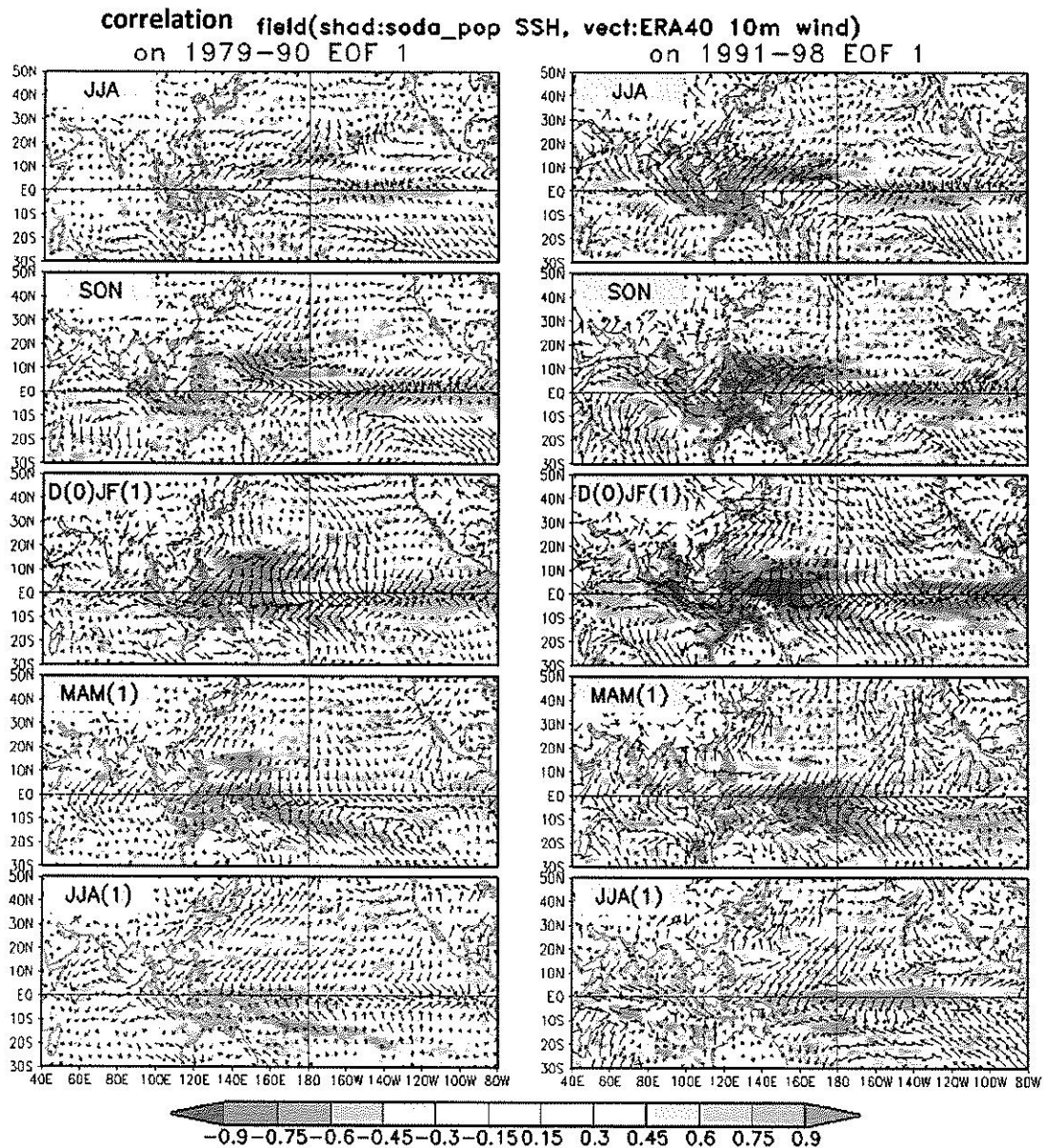


圖 8、左欄為 1979~1990 年 EOF1 主成分所得到的滯後相關圖。由上到下依序為當年夏天、秋天、冬天以及隔年春天、夏天的回歸圖。色階為海平面高度，箭頭為 10 公尺風場，右欄同左欄，但為 1991~1998 年 EOF1 主成分所得到的滯後回歸圖。

shad:Soda_pop ssh,dot:vort(tau)(cmt:7901)

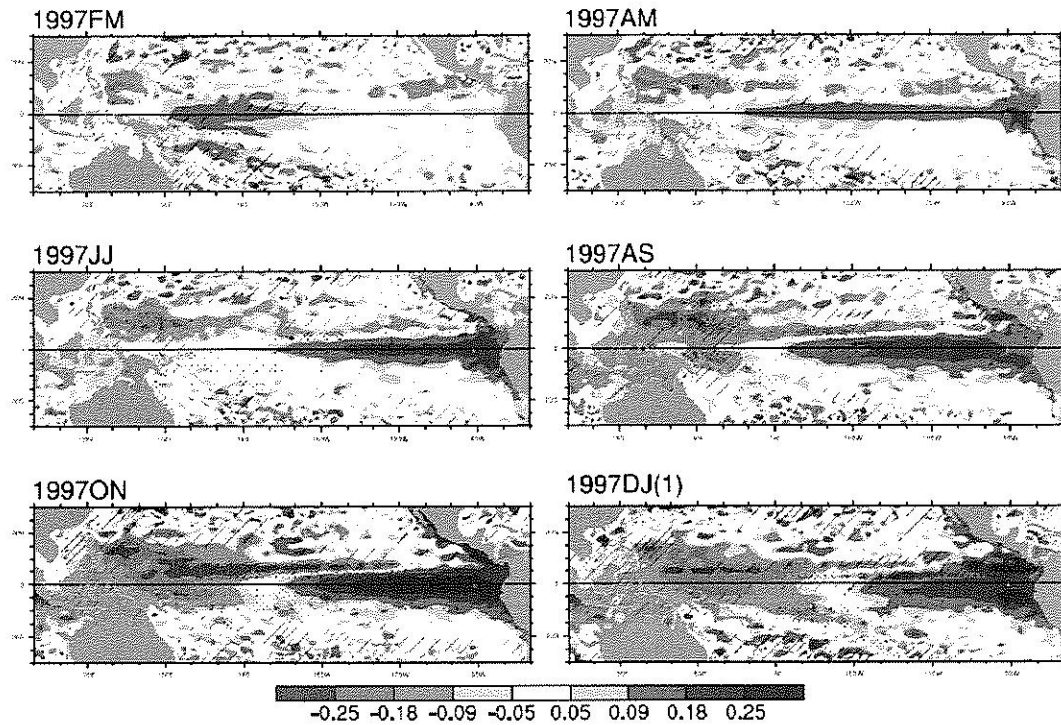


圖 9、1997 年每兩個月平均的海平面高度距平(色階)以及風應力渦度距平(點: 正值, 斜線: 負值, 密度越高代表值越大)。

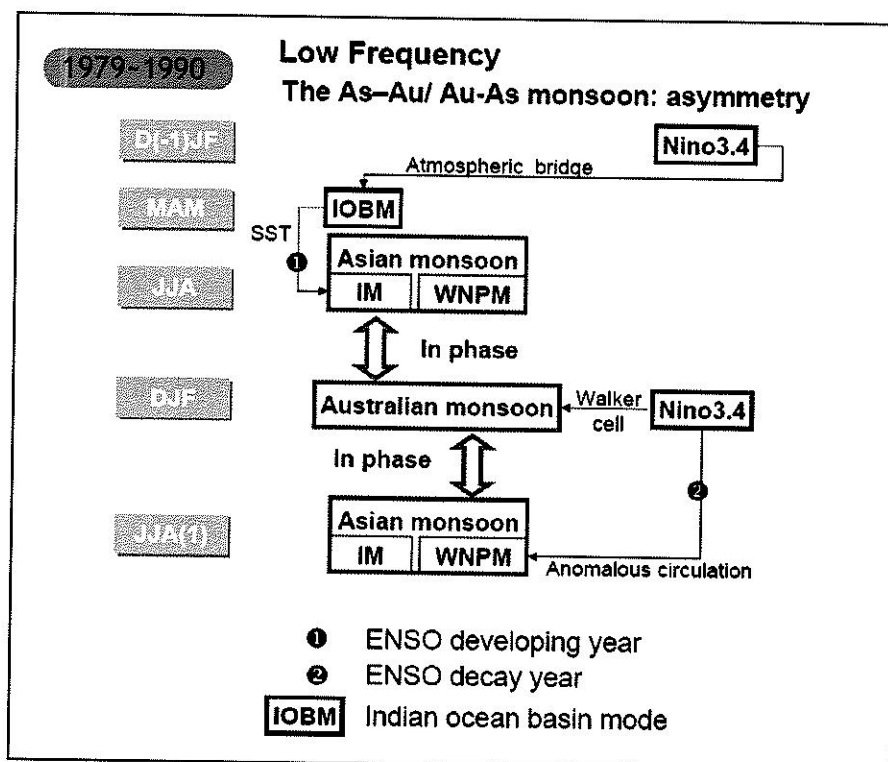


圖 10、1979~1990 年亞澳季風關聯性示意圖。

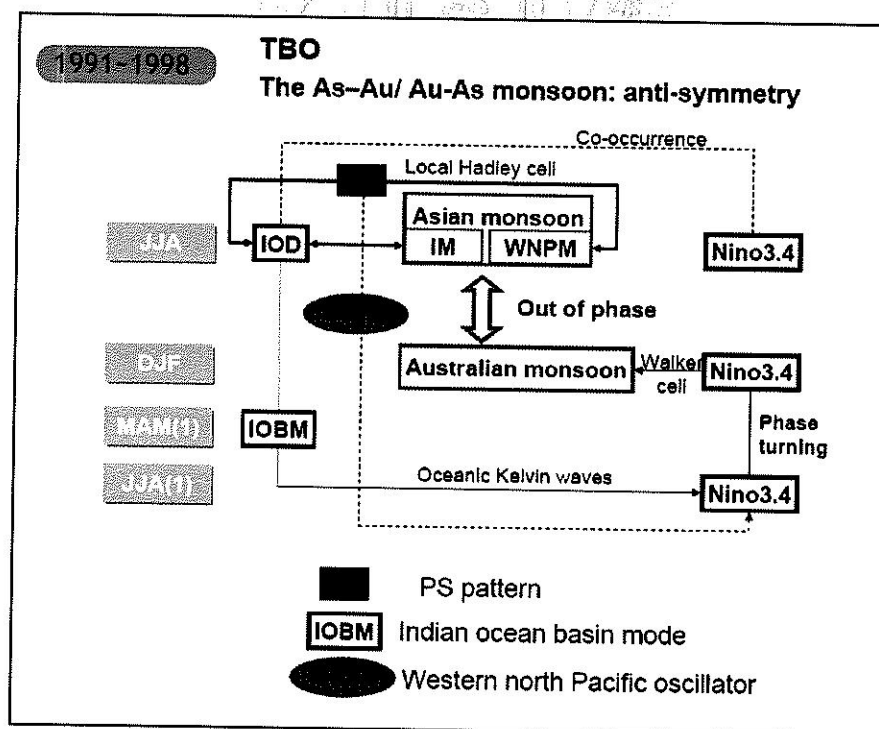


圖 11、1991~1998 年亞澳季風關聯性示意圖。