

台灣與東亞之夏季季風降雨變化

陳慶昌¹ 嚴明鈺² 王世宇¹

¹美國愛荷華州立大學地質大氣科學系

²國立中央大學大氣科學系

(中華民國九十六年七月十日收稿；中華民國九十七年十二月二十二日定稿)

摘 要

台灣位處東亞大陸及西太平洋交界，東西向介於季風西風帶與貿易東風帶之間，南北向受中緯度與熱帶天氣系統雙重影響，是研究東亞夏季季風良好的基點。在東亞季風獨特的生命週期支配下，台灣的夏季降雨天氣型態比起其他季風區更複雜，降雨變化不但受制於不同天氣系統，本身亦包含日變化與季內變化，這些特性促成許多東亞降雨的研究。美國 Iowa 州立大學與國立中央大學自 1999 年以來密集合作，進行了多項與台灣降雨有關之研究，本文旨在系統性地回顧這些研究成果，並依兩大主題來探討。

一、大尺度季風環流，其中可細分五項議題：

1. 東亞季風之生命週期變化：其活躍—間歇—恢復三階段的生命週期充分反映在降雨季節變化上，這個降雨週期顯然與東亞常見的各種降雨天氣系統密切相關。
2. 不同天氣系統對於降雨的氣候衝擊：在不同季風週期之中，降雨天氣系統可產生具有該週期環流場特性的降雨分布。
3. 由主要季內模（30-60 天與 12-24 天模）所支配的季風降雨變化：這二個季內模均勻地顯示在台灣平原與高山的測站資料中，並調節季風生命期。
4. 梅雨季雨暴的動力過程：雨暴產生自中對流層的擾動，在傍晚發展於中南半島北部及中國西南部，或在凌晨發展於南海北部等地；位於中南半島及孟加拉灣上空之中對流層季節短波產生一道槽前噴流，是驅動雨暴擾動的主要動力來源。

二、地區性天氣系統，可分出下列三項議題；

1. 台灣風場與降雨日變化：台灣島的海風於下午 14 時輻合最強，但對流降雨則是 16~17 時才達極值，並在西部山坡地形成一道午後/傍晚對流雨帶。日降雨另具有一個發生於清晨的峰值，可能是由山脈下坡風破壞夜間穩定層所導致。
2. 台北盆地顯著的午後雷雨：由淡水河及基隆河二道入口所引進的海風，於近午時分遭遇盆地東南側山坡地，並受到都市熱島效應激發午後對流降雨，因此最大降雨時間（下午三點）比起中南部提早近 2 小時。
3. 西南部沿海地區的清晨降雨：當濕暖的西南季風遭遇到夜間較為乾冷的陸風時，容易在凌晨至清晨時分於台灣西南沿海產生一道氣流輻合帶，並引發局部陣雨。

降雨乃季風系統中最重要元素，這些研究回顧表示，台灣的降雨變化可作為剖析各種尺度之東亞季風活動的良好指標。

關鍵字：東亞季風、台灣季風、季風環流、降雨變化

一、前言

亞洲季風不只是當代氣象水文研究的一大主題，對歷史文明的衝擊也影響深遠。氣象學上的季風指某地區盛行風的持續性季節轉變 (Ramage, 1972)，而在歷史的發展中，「風」之於航海社會的重要性等同於「雨」之於農耕社會。亞洲季風的低層盛行風橫跨阿拉伯海、印度洋、南海與西北太平洋，夏季時西風從阿拉伯海域一路到達南海，再轉為西南風直達東北亞。冬季時整體風向轉變，東北季風在南亞轉向，成為東風抵達印度半島與阿拉伯海。在工業革命以前，船隻皆須借助風力航行，因此穩定的季節風等於提供一道海上公路。在亞洲季風驅使下，阿拉伯灣與西北太平洋之間的航海貿易與文化交流，自西元前 500 起即開始興盛 (Lunde, 2004)。

以水文學的角度來看，季風乃大量而集中的季節性降雨。季風不單替亞洲鋪設了一道貿易航線，自春末起亦挾帶充沛的水汽，一路上遭遇印度半島、中南半島、中國沿岸、台灣與日本，並

受地形影響而引發當地季節性的降雨。舉例來說，夏季印度洋的西風不但在印度西岸坡地造成大量降雨，富含對流雲系的氣流遭喜馬拉雅山脈抬升後，亦在內陸地區引發豪雨，使得印度東北部、孟加拉北部等山區成為世界上雨量最大的地區之一。夏季南亞季風在南海轉向成為西南季風，遭遇台灣中央山脈使得西南側坡地降雨量遽增，而豐富的雨水使得西南平原成為良好的耕種區。台灣年平均雨量達 2500 毫米，與印度西岸的季風雨量不分軒輊，表示東亞季風對台灣的降雨衝擊並不亞於南亞季風之於印度。科學界若能有效掌握東亞季風降雨的變化，無疑地將能輔助政府規畫更完善的防災措施與民生建設，造福台灣。

稻米是許多亞洲社會的主食，其耕作及產量與季節雨息息相關。季風雨之所以對印度極為重要，即是因為在雨季來臨前，多數地區已歷經半年的季節性乾旱，河床乾枯無水灌溉。由於稻米耕種需要先發秧再插秧，若當年的季節雨延遲了，河川便無法獲得雨水補充，水庫儲水有限，

不足以維持秧苗生存或生長品質。在以稻米為主要產業的印度中部，季風肇始象徵著乾旱的結束及生長的開始 (Gadgil 與 Kumar, 2005)，因此季風雨的肇始日 (onset date) 便顯得格外重要，長久以來都是季風研究的重點，例如 Rao (1976) 之於印度半島、Tao 與 Chen (1987) 之於東亞及中南半島、Lau 與 Yang (1997) 之於東南亞等地的季風肇始日劃分等，建立了亞洲季風肇始日的地理性氣候曆，直到最近氣象學界仍持續分析亞洲季風肇始日 (如 Lin 與 Wang, 2002)。

儘管產生季風的基本背景源自海—氣環流的年週期變化 (即冬—夏季的交替; Holton, 2004)，亞洲夏季季風卻具有非常顯著的季內 (intraseasonal) 變動，並隨著地區不同而呈現不一樣的時序分布。Sikka 與 Gadgil (1980) 利用衛星影像發現，印度季風降雨受到發源自赤道並朝北緩慢移動的季風槽／脊系統影響，Krishnamurti 與 Subrahmanyam (1982) 指出這種季風槽脊的轉換呈現 30 到 50 天的週期，整合在全球性向東傳播的 Madden-Julian Oscillation (MJO; Lorenc, 1984; Krishnamurti 等人, 1985; Chen 與 Murakami, 1988) 中，並支配印度季風降雨。除了 MJO 以外，Murakami (1976) 及 Chen 與 Chen (1993) 研究印度季風降雨的變化後提出，Krishnamurti 與 Arduy (1980) 所觀測的 10~20 天季風模 (mode) 也會調節印度的降雨活動。Chen 與 Chen (1995) 隨後發現，如同這些季風模對於印度季風降雨的影響，30~50 天與 10~20 天季內模也同樣支配著東南亞的夏季季風，並調節當地的季風降雨。

伴隨雨水消長的生命週期是東亞季風顯著的特色之一，Ramage (1952) 於半世紀前觀察東亞南部之測站降雨，發現東亞夏季季風降雨呈現二次

雨季，分別與春末的鋒面活動及夏末的熱帶對流有關。然而對照印度季風豐碩的研究歷史，東亞季風生命期的物理機制卻延宕許久才獲得解釋。受到多重季內擾動支配印度季風的觀念影響，早期對於東亞季風生命期的研究也著眼於季內震盪的作用，如 Lau 等人 (1988) 在分析中國東岸的測站資料後指出，東亞季風降雨可能也受到 30~50 天季風模的支配，不過在六月的梅雨季節過後，雨水呈現約 20 天的週期震盪。此外，針對梅雨季雨帶的變化研究也發現，向東傳播的 MJO 是造成梅雨季雨帶南北擺盪的主因 (Chen 與 Murakami, 1988; Chen 等人, 1988)。然而這些季風模只反應出降雨的季內震盪特性，並未解釋氣候上造成東亞季風生命週期的環流背景。

有鑒於東亞季風生命週期的基本動力問題懸而未解，Chen 等人 (2004) 利用地面測站、衛星降雨、全球再分析等資料及日本氣象廳的天氣圖集，針對東亞夏季季風的週期變化進行了全面性的探討，發現東亞南部地區的降雨生命週期的確伴隨梅雨雨帶、西太平洋副熱帶高壓脊、熱帶氣旋活動等系統的依序通過，但是在東北亞，季風活躍期卻是伴隨著梅雨雨帶 (或 Baiu) 及溫帶氣旋的雙重影響，而其回復期 (入秋之際) 則是颱風伴隨中緯度鋒面活動再度南下的結果。整個東亞降雨的間歇現象從南到北愈來愈晚，反應出西太平洋副熱帶高壓脊的季節性北移。不同的季風生命期亦具有不同的盛行天氣系統，Wang 與 Chen (2008) 分析各種天氣系統對季風降雨的貢獻後指出，季風活躍期的降雨多來自發展於中南半島北部與南海的梅雨雨暴 (rainstorm)，而季風回復期的降雨則近半數來自颱風的侵襲，然而午後暨傍晚對流的貢獻亦不可忽視。另外，台灣顯著的日降雨也由 Chen 等人 (1999) 利用自動雨量站

(ARMTS) 進行分析，展示全島海陸風循環造就午後對流降雨的過程。台灣日降雨的過程還參雜了都市熱島效應，如台北盆地夏季頻繁的午後雷雨即是一例 (Chen 等人, 2007a)。這一系列的文獻為台灣的夏季降雨研究添增了許多科學背景，因此有必要系統性地回顧這些成果，與台灣氣象學界分享。

自 1997 年開始，美國愛荷華州立大學及國立中央大學開始研究合作，以台灣的氣象觀測與天氣現象出發，拓展東亞季風及地區性氣候／天氣的研究 (見陳等人, 2007)，本文即針對此學術合作於十年來 (1999~2008) 所發表的成果，進行系統性的整理回顧。本文以季風對亞洲的重要性出發，於第二節回顧東亞季風生命週期的物理機制，及季風區內各種天氣系統對台灣氣候降雨的衝擊，於第三、四節分別討論梅雨季雨暴及颱風在台灣夏季降雨的角色，於第五節回顧不同時間尺度之季內模的影響，於第六節探討東亞區域及台灣降雨的日變化，包含全島及區域性的研究，最後於第七節歸納總結及未來展望。

二、東亞夏季季風之降雨週期

Ramage (1952) 分析東亞主要城市的測站雨量資料後發現，東亞夏季季風降雨具有顯著的生命週期變化，他的觀測結果 (圖 1) 清楚顯示東亞南部 (含中國南岸、台灣等地) 的夏季降雨具有春末及夏末各一次的高峰期，並在夏初伴隨短暫的降雨衰減。他認為，北半球夏季的西太平洋副熱帶高壓伴隨著二道雨帶，分別是其西北緣的梅雨雨帶及其西南緣的間熱帶輻合區 (ITCZ)，此副高壓的季節性北移帶動梅雨雨帶、高壓脊、ITCZ 依序通過東亞南部，造成當地降雨呈現出二次雨季的週期變化。之後，東亞季風研究界一直

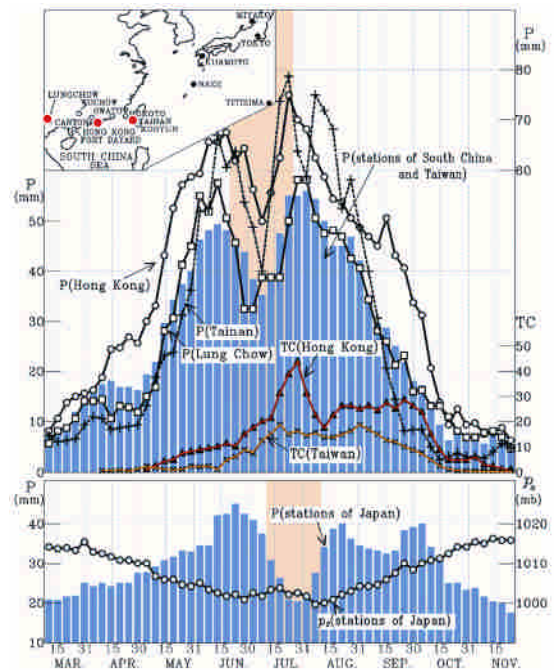


圖 1 (上)柱狀圖為南中國、台灣、日本暨所有左上方地圖所標示之測站的每五日長期平均氣候降雨，其中欽州、台灣及香港 (地圖紅點) 的降雨分別由不同曲線標示，標於圖下緣的紅色與橙色實線分別為 50 年來 (1900~1950) 經過香港與台灣的颱風頻率。(下)日本五個測站所平均之氣候雨量五日分佈 (柱狀圖) 與地面氣壓 (實線)。上下二圖的降雨間歇期以粉紅色區塊標示。本圖摘自 Ramage (1952) 的圖二，修改自 Chen 等人 (2004)。

沿用 Ramage 對季風生命週期的解釋 (如 Chang, 1972; Lau 與 Li, 1984)，然而卻缺乏一個通用的標準來訂定不同區域的生命週期差異，也尚未對此生命週期的物理機制理論提出系統性的驗證。有鑑於此，Chen 等人 (2004) 利用測站、CMAP (美國氣候預測中心合成降雨分析; Xie 與 Arkin 1997) 全球降雨、NCEP (美國國家環境預報中心) 的全球再分析資料 (Kalnay 等人, 1996) 探討東亞夏季季風降雨的生命週期，並由 Wang 與 Chen (2008) 進一步探討不同天氣系統的降雨貢獻。

(一) 生命週期與天氣系統交替

Chen 等人 (2004) 以台灣與日本的降雨時序變化作為實例，利用緯度-時間剖面 (y-t) 圖及雨量柱狀圖訂定該地的季風生命期 (圖 2)。以台灣所在的 $120^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 為例 (圖 2a)，梅雨雨帶自五月初於 23°N 附近成型後開始往北移動，過程中雖然具有強度上的擾動，但仍維持著穩定的速率北移，在通過台灣時形成了季風活躍期 (active phase，或梅雨季)，直到七月中消失於中緯度約

45°N 。六月中過後，集中於 $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之間的熱帶降雨區逐漸增長並緩慢北移，到了七月底時快速朝向中高緯度發展，於八月中下旬延伸達 40°N ，期間形成了台灣的季風回復期 (revival phase)，而這二道雨帶之間為期一個月的雨量衰減期，則形成了所謂季風間歇期 (monsoon break)，亦是台灣夏季最炎熱的季節，這三個季風階段逐一呈現在圖 2b 的台灣測站降雨時序圖中。日本本島具有發生較晚的二次雨季 (圖 2d)，

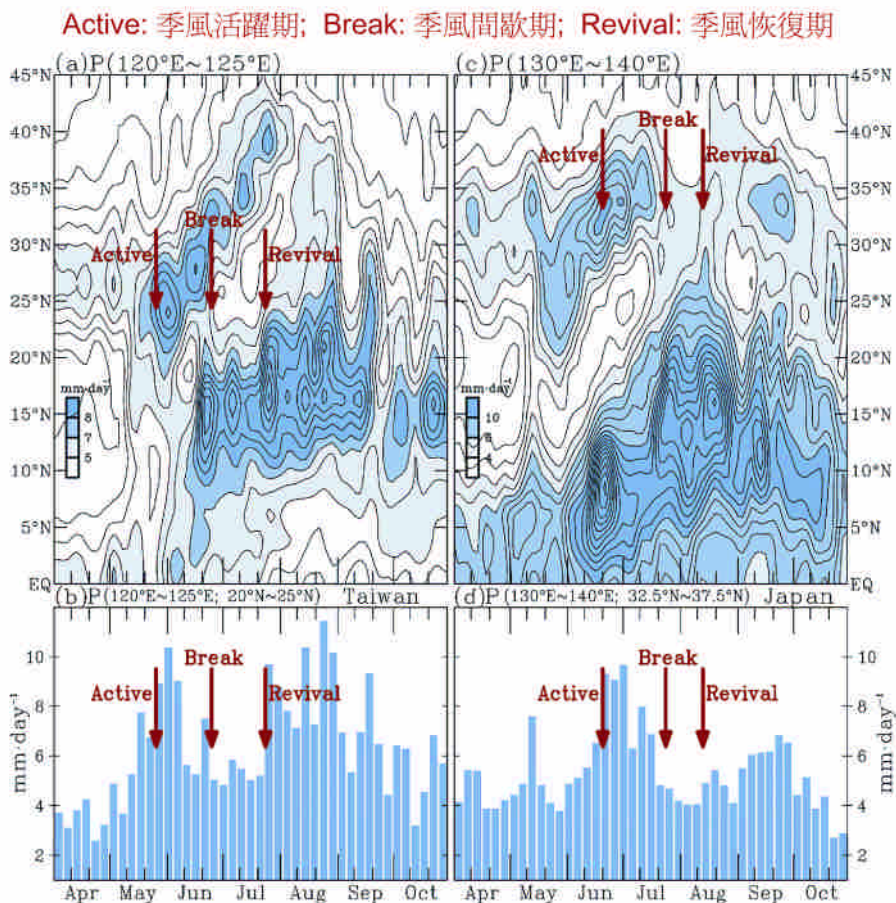


圖 2 CMAP (Xie 與 Arkin, 1997) 每五日氣候平均降雨之緯度-時間剖面圖，分別縱切於(a)台灣($120^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$) 與(c)日本($130^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$)。 (b)及(d)的柱狀圖分別表示台灣與日本的測站平均降雨時序。東亞夏季季風的三個生命期分別由每張圖中的三個箭頭所標示。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

其秋季的第二次雨季與台灣的季風回復期不同，但 Ramage (1952) 並未解釋日本的季風生命期成因。圖 2c 顯示，日本的降雨不單來自熱帶擾動的季節性北移，也與中高緯度的雨帶有關。

Ramage (1952) 曾提出，東亞夏季降雨的間歇可視為介於中緯度鋒面活動與熱帶天氣擾動的過渡期，這個特性可以由圖 3 所示的區域的降雨變化進一步討論。圖 3 為 CMAP 降雨在東亞暨西北太平洋的每 5° 平均季節分佈，大部分的地區都在夏季具有一段長度與強度不一的降雨間歇期，若以這段期間作為分界並比較季風活躍期及季風恢復期的降雨差異，可發現一道呈現東北—西南、

符合梅雨雲系走向的帶狀區域（圖 3 之黃色區域），具有活躍期雨量高於恢復期雨量的現象，意味著這道區域內的季風降雨以鋒面活動為主，這道區域以南則受熱帶擾動影響為最。許多研究曾探討東亞季風降雨的主題（見 Lau 與 Li, 1984; Tao 與 Chen, 1987; Ninomiya 與 Murakami, 1987 等論文回顧），卻未曾深入分析天氣擾動及季風降雨變化之間的關係。Chen 等人 (2004) 利用日本氣象廳 (JMA) 的每日天氣圖與颱風資料庫，建立了二維的中緯度鋒面活動與熱帶氣旋之發生頻率氣候場，並運用全球再分析資料及 CMAP 降雨資料，探究綜觀尺度天氣擾動與季風降雨生命期的

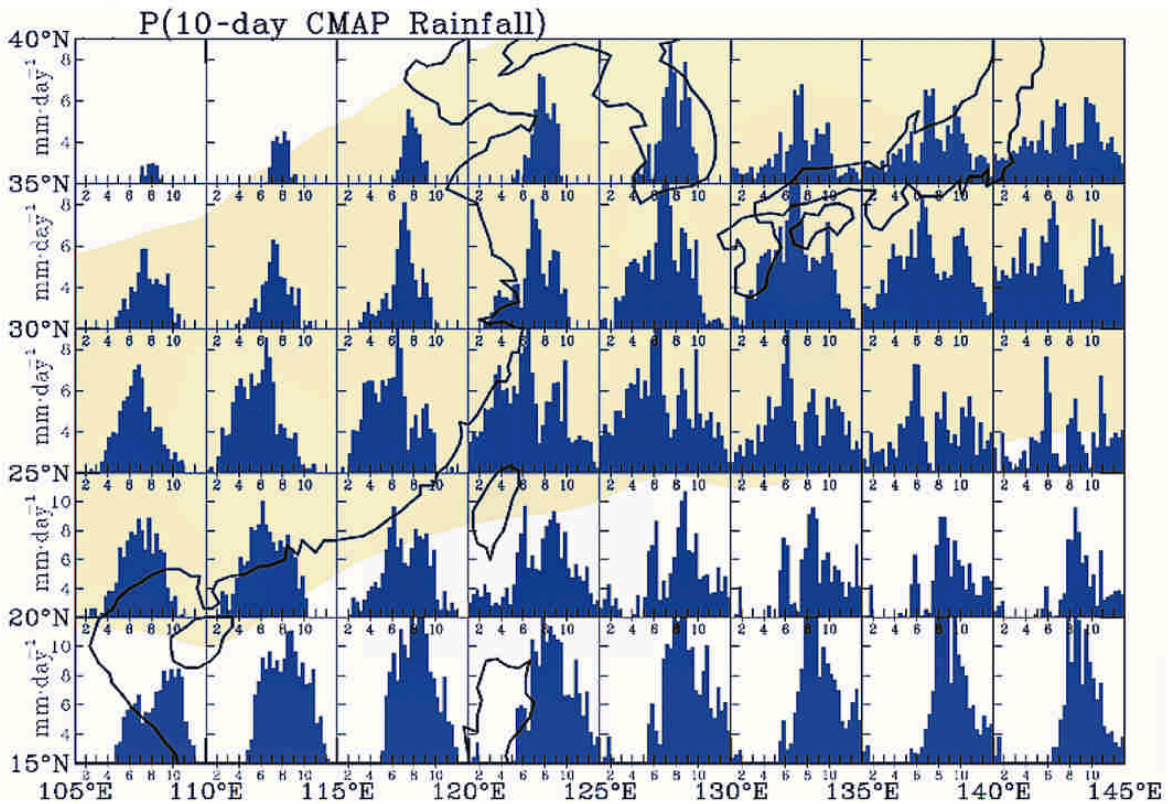


圖 3 CMAP 氣候降雨於每五度格點的每十日時序演進。淺黃色區帶標示該處於季風間歇期之前的降雨大於間歇期之後的降雨。本圖修改自 Chen 等人 (2004)。

關係。圖 4a 及 b 分別顯示台灣與日本之雨水（實線）、鋒面通過頻率（淺色柱狀圖）及熱帶氣旋通過頻率（深色柱狀圖）的時序分布，結果顯示台灣與日本的季風活躍期皆與高頻率的鋒面活動呈現緊密的關聯，而熱帶氣旋活動則是形成夏末台灣季風恢復期的主因，不過日本的季風恢復期卻是肇因於熱帶氣旋活動增加與鋒面通過頻率回復的雙重影響，跟台灣的情況有所差異。

這個過程可再由圖五的 850hPa 風場、鋒面發生頻率（陰影區）及熱帶氣旋頻率（點區）之 15 日平均的水平分布描繪。鋒面帶在台灣的季風活躍期間（圖 5a）通過台灣，此時熱帶擾動的頻率

還很低，到了台灣的季風間歇期（圖 5b），鋒面活動已被西太平洋高壓脊推動到 30°N 左右並通過日本，日本的季風活躍期自此開始（圖 5d）；此時熱帶氣旋已開始活躍，但被西太平洋高壓脊限制在 20°N 以南，要到七月底之後才隨著熱帶西太平洋季風槽的擴展而往北延伸，並開啓台灣降雨的回復期（圖 5c），但這時高壓脊又正好通過日本本島，間歇當地的降雨（圖 5e）。入秋之後（圖 5f），東亞大陸的冷高壓系統逐漸成形並限制熱帶氣旋的北向活動，相對地使得台灣的颱風頻率在九月中之後減少（圖 4a），但西北太平洋外海（130°E 以東）的颱風活動仍可到達日本，

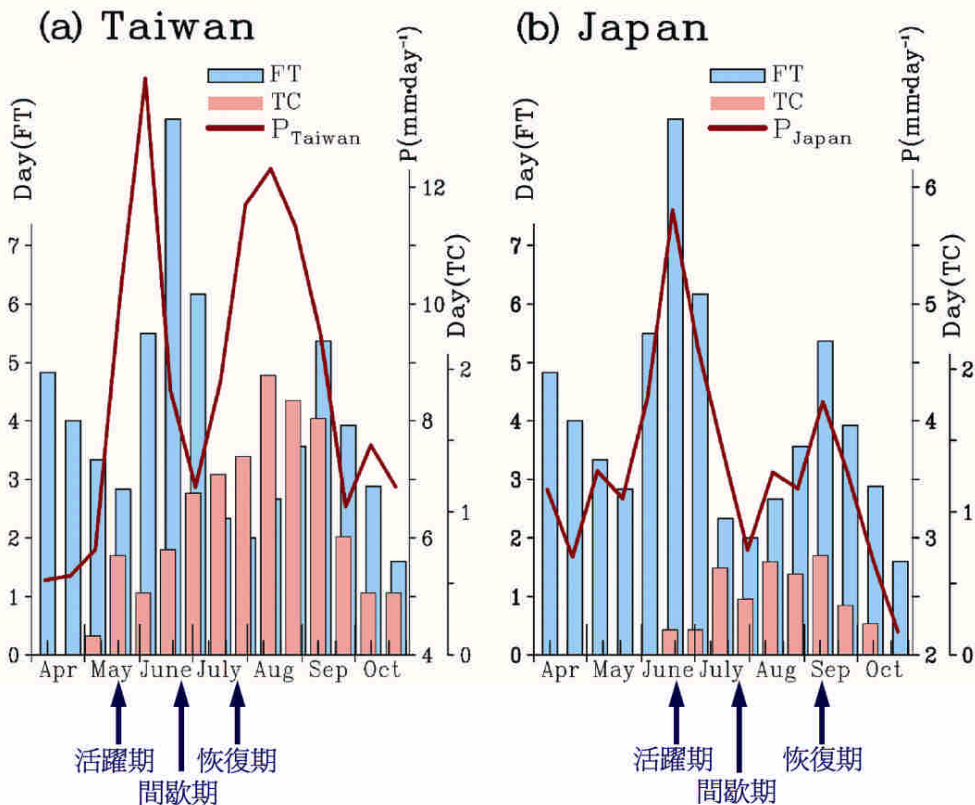


圖 4 (a)台灣每十五日測站平均降雨（紅線）、鋒面通過頻率（淺藍色柱狀圖；整理自 1996~2002 年之 JMA 天氣圖集）及颱風通過頻率（粉紅色柱狀圖；換算自 JMA 颱風路徑資料庫）。(b)為相同的變數，但於日本的情況。當地的季風生命期由圖下的三個箭頭所標示。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

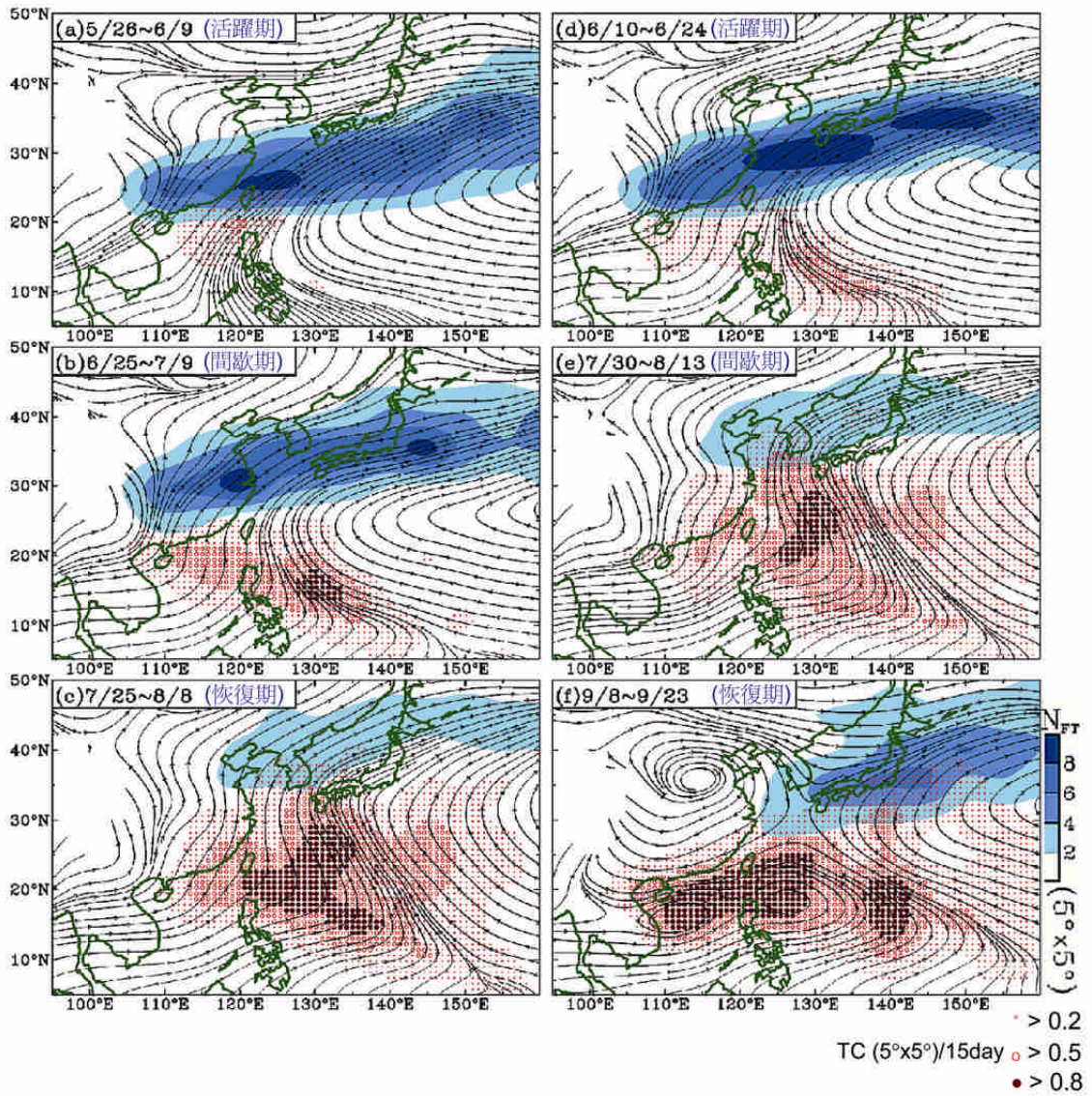


圖 5 NCEP 全球再分析資料 (Kalnay 等人, 1996) 之 850 hPa 氣候風場流線圖, 配合 JMA 鋒面發生頻率 (藍色區域) 及颱風發生頻率 (紅點區), 根據台灣降雨的(a)活躍期、(b)間歇期、(c) 恢復期所作的 15 日平均。(d)-(f)與(a)-(c)相同, 但為平均自日本的三個季風週期。合成圖所使用的 15 日週期標示於每張圖的左上角。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

伴隨著再度增強的中緯度鋒面活動形成日本降雨的恢復期。圖 5 表示高頻率的熱帶氣旋活動集中在熱帶西太平洋季風槽之中, 並伴隨著這個季風槽的演進而改變, 因此 Ramage (1952)所指的 ITCZ 並非有誤, 只是當時並未清楚這道季風槽對

於支配熱帶氣旋及降雨所扮演的角色。

(二) 不同天氣系統與台灣降雨氣候的關係

圖 1 至 3 的台灣降雨時序分佈皆採自全島測站的平均, 然而著眼於台灣獨特的複雜地形, 東

亞夏季季風的生命週期是否反映在台灣的各個角落呢？Chen 等人(2004)分析中央氣象局 23 個傳統氣象站（圖 6）的降雨資料後發現，除了因為山脈地形與季節風場的交互作用所導致的南、北季節降雨分布差異（如 Yen 與 Chen，2000）以外，每一個測站的夏季降雨都呈現伴隨七月降雨減緩的雙峰結構，從島嶼、平地到高山一致地反映出東亞夏季季風的「活躍－間歇－回復」生命週期。

造成台灣夏季降雨最常見的綜觀尺度 (synoptic-scale) 天氣系統有颱風、鋒面通過及梅雨季對流雨暴等，再加上夏季頻繁的午後/傍晚日對

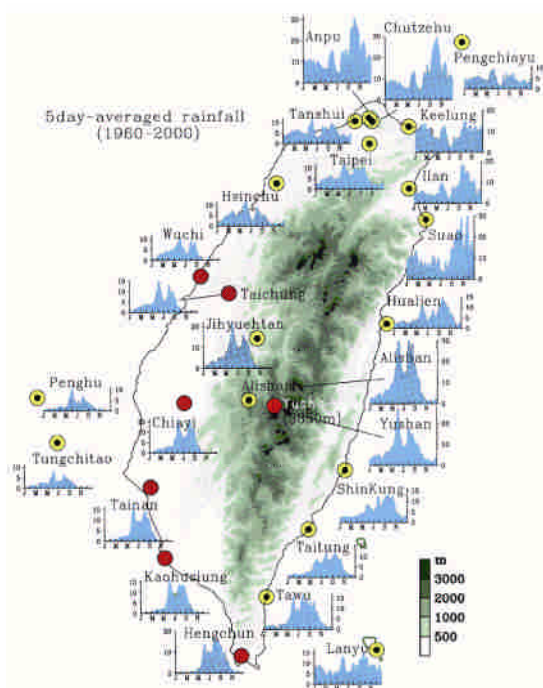


圖 6 台灣各傳統測站之每五日降雨氣候平均時序分布，及各測站地點與名稱，氣候平均值計算自 1960 年至 2000 年，台灣的地形分佈由綠色區塊表示。標示為紅色之測站將用於圖 16a 及 b 之氣壓和降雨量分析。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

流（註 1），這些天氣系統應隨著不同的季風生命期而具有相對應的活動頻率，但其降雨貢獻卻不為人知。以美國中西部大平原為例，中尺度對流系統 (MCS) 是春、夏季最普遍的降雨天氣系統，為了檢驗 MCS 對於降雨的貢獻，Fritsch 等人 (1986) 利用衛星雲圖與測站資料評估 MCS 所產生的降雨，結論出這種對流系統帶給美國中西部約 70% 左右的夏季雨量。台灣的夏季雨量遠勝美國中西部平原，卻未曾有相關的研究問世。Wang 與 Chen (2008) 利用自動雨量站、地面天氣圖及衛星雲圖，將 1993 年至 2005 年暖季（五月至九月）的降雨事件依據各種天氣系統分類（圖 7），發現日對流竟與颱風、雨暴分佔近三分之一的氣候雨量貢獻，而鋒面的通過只佔總雨量的 8%，其他天氣系統（如環境風受地形抬升、海陸風鋒面、不明微弱雲系移入等因素）則貢獻更少，只佔 6%（圖 7a）。在系統發生頻率方面（圖 7b），日對流高達 60 日，而颱風、雨暴、鋒面等的發生頻率各佔約 10 日。

這些統計表示，儘管綜觀尺度的天氣系統多具有密集的降雨，地區性日對流所累積的降雨與外來系統所帶來的降雨是同等重要的。根據 Chen 等人 (1999)，日對流所需的水氣由海風集中至山坡帶，再經由地形抬升與地表加溫，形成濕對流及降雨，這個過程又以台灣西岸最為顯著。依據各季風生命期的降雨分佈，雨暴是季風活躍期（圖 7c, d）最主要的降雨來源，而鋒面通過（指不包含對流雨暴的鋒面雲帶）只貢獻不到 15%，因此這段時間的降雨並非來自傳統認知的「梅雨鋒面」。在六月底至七月底的季風間歇期間（圖 7e, f），由於天氣擾動的頻率降低使得日對流佔大半的降雨貢獻，偶而的颱風侵襲也造成約 30% 的氣候降雨。季風回復期間（圖 7g, h）颱風侵台頻率

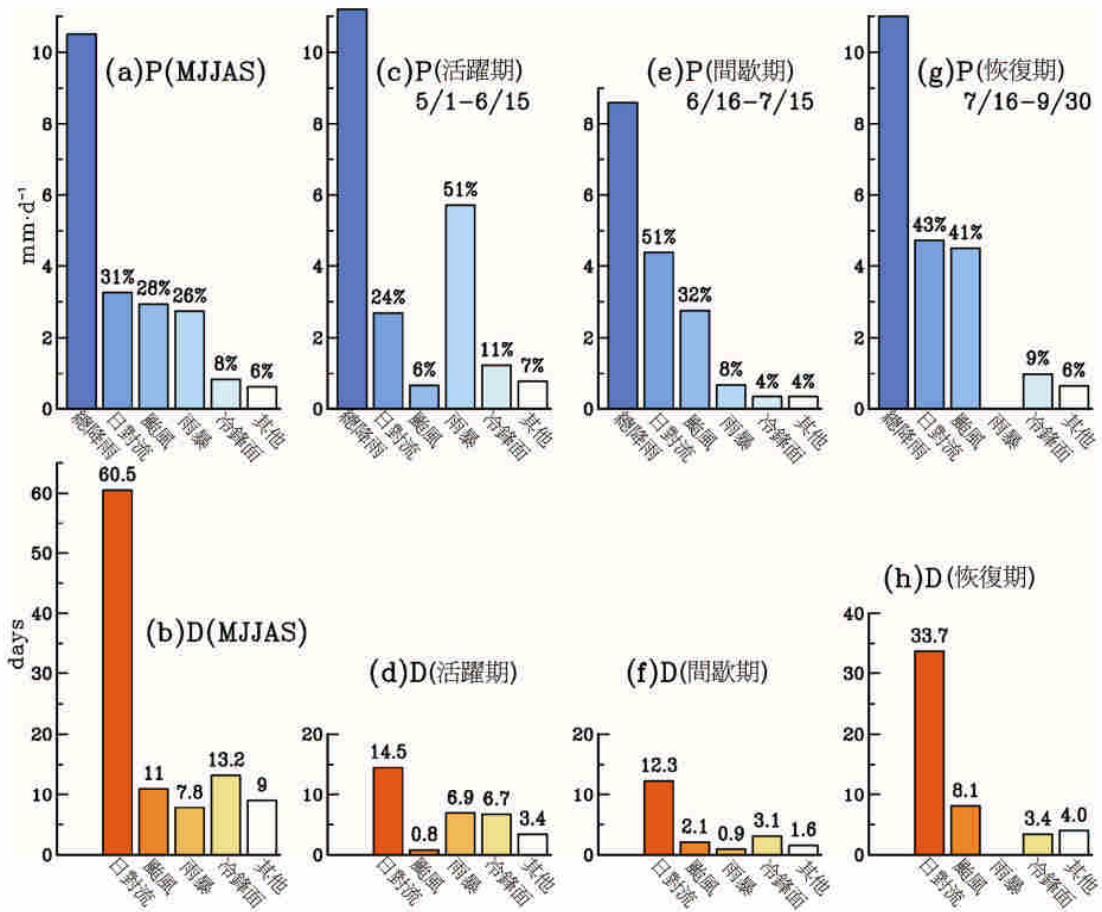


圖 7 自動雨量站所求得之不同降雨天氣對台灣降雨的貢獻，包含了日對流、颱風、(梅雨季) 雨暴、冷鋒面(過境)及其他(天氣)，分別計算於(a)夏季季風期(五月至九月)、(c)季風活躍期(5/1~15)、(e)季風間歇期(6/16~15)、(g)季風恢復期(7/16~9/30)的分佈情況，各種天氣之降雨貢獻以百分比示於柱狀圖上緣。各種降雨天氣系統的發生頻率以日數表示，依各季風週期展示於雨量下方的橘色柱狀圖。本圖修改自 Wang 與 Chen(2008)。

雖大增，但颱風仍不是降雨來源的最多數，而是與日對流降雨分佔約 40%。這些天氣系統在通過台灣時所形成的降雨分布，可依不同週期歸納於圖 8：

●季風活躍期：

強盛的底層西南氣流與台灣的山脈的交互作用使得降雨在迎風面增強 (Yen 與 Chen, 2000)，形成二個集中於中央山脈西南山坡地的降雨中心

(圖 8a)。由西南方登陸台灣的雨暴在西南平原貢獻了 70%的降雨(圖 8c)，由西北方過境台灣的中緯度鋒面系統之降雨則集中在北台灣(圖 8d)。

●季風間歇期：

由於西北太平洋高壓脊的盤據，台灣盛夏的雨量減少(圖 8e)，但偶有颱風侵襲。颱風環流與台灣山脈的交互作用使得迎風山坡的降雨倍增

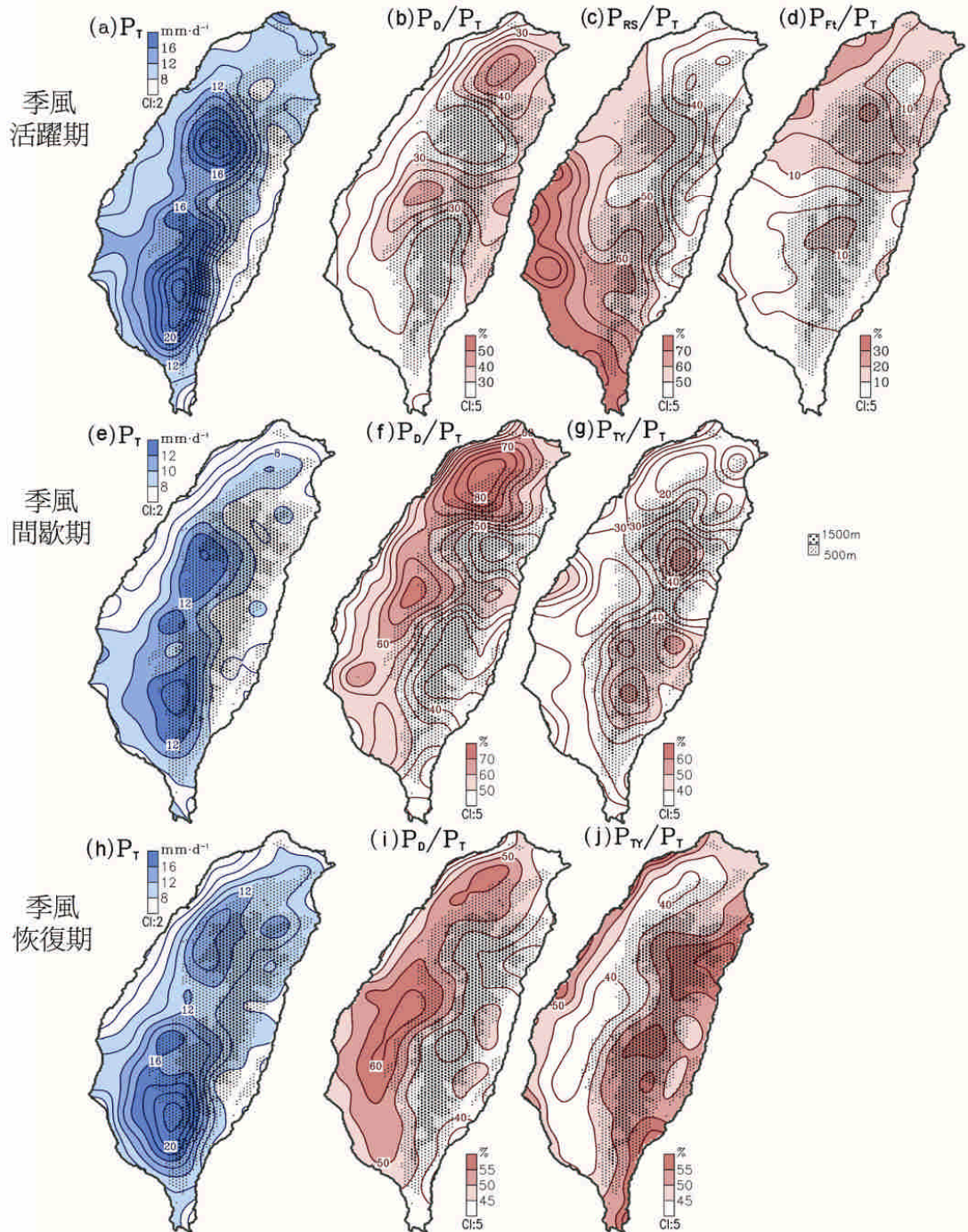


圖 8 台灣自動雨量觀測網所求得之(a)季節雨量及(b)日對流、(c)梅雨季雨暴、(d)鋒面過境之雨量貢獻(百分比)，於季風活躍期的情況。(e)-(f)與(a)-(b)同，但為季風間歇期的情況，而(g)為此時颱風的降雨貢獻。(h)-(j)與(e)-(g)同，但為季風恢復期的情況。黑色密點區表示台灣的地形。本圖修改自 Wang 與 Chen (2008)。

(Bender 等人, 1987), 長期下來使得山脈地區的颱風降雨遠大於平地 (圖 8g)。

●季風回復期：

熱帶擾動的頻率劇增、雨量加大，然而因為缺乏鋒面系統的影響，雨量中心偏向於西南部(圖 8h)。日對流頻率的增強在西側山坡地形成了與颱風同等之降雨貢獻(圖 8i)，台灣東側的總雨量則多數來自颱風(圖 8j)。

在綜觀尺度的天氣系統之外，夏季午後／傍晚日對流對於台灣的降雨貢獻不容小覷，尤其是西半側的山坡地。在台灣現有的水庫功能日趨不足的情況下，若能新建或重劃有效收集日對流降雨的水庫，將有助於舒緩夏季用水的需求。

三、梅雨季對流雨暴

有鑒於梅雨季雨暴對台灣與南海週遭地區的衝擊，台灣在過去的二十年中曾推動二次大型觀測實驗：1987 年 5~6 月的「台灣地區中尺度觀測實驗 (TAMEX; Kuo 與 Chen, 1990)」，及 1998 年 5~6 月的「南海季風觀測實驗 (SCSMEX; Lau 等人, 2000)」。TAMEX 的觀測焦點為 MCS，將觀測範圍設定在台灣至東沙島的區域。11 年後，SCSMEX 擴展這個區域進行觀測，MCS 亦為其科學目標之一，Lau 等人(2000)主張熱帶—中緯度交互作用使得梅雨期之鋒面系統同時混合熱帶性的深對流。然而，連續數年來因季風雨暴所釀成的災難性水患(如 2005 年的「六一二水患」、2006 年的「六九水災」及 2007 年的「六八水災」)再度提醒我們雨暴問題的嚴重，以及氣象界對其了解及預報的侷限。

典型的春末夏初雨暴可由數個 SCSMEX 期間的個案作為代表(圖 9)，組織性對流系統生成

於中南半島北部、東京灣及南海北部海面一帶，快速發展並向東或東北移動，一路行經南台灣及巴士海峽，偶而連接上日本南方的東亞冷鋒面而持續東移。儘管雨暴的發展時常伴隨著中緯度鋒面系統的南侵，但雨暴是否屬於「梅雨鋒面」的一種？自 TAMEX 之後，大多數分析梅雨的研究多將雨暴/MCS 歸類於「梅雨鋒面」擾動，此概念模式沿用至今(如 Chang, 2004)。雨暴與鋒面活動雖看似密切，但事實上二者對雨量的貢獻卻有著鮮明的差別。根據 Chen 等人(1998)的定義，在六小時內降下 50 毫米雨量的對流系統即可稱為雨暴，這是目前唯一較具體的雨暴定義。以 2005 年 5~6 月的台灣雨量分布及事件雨量統計為例(圖未示)，每個侵台雨暴平均帶給中南部 350 公釐的日雨量，但冷鋒面過境卻只造成 50 公釐的日雨量，表示雨暴所導致的雨量遠超過鋒面系統，二者為不同的實體。有鑒於梅雨雨暴至今仍是台灣降雨災害的一大主因，Chen 等人(2007b)利用 NCEP 的 GFS (全球預報系統) 高解析度模式 (Kanamitsu, 1989) 初始場，分析了 2005~2007 年春末夏初的雨暴個案及這三年的梅雨季氣候場，研究成果節錄如下：

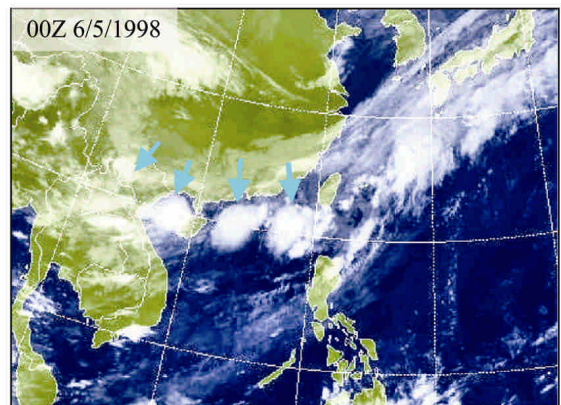


圖 9 1998 年 6 月 5 日 00Z 之 GMS 紅外線衛星雲圖，淺藍色箭頭標示一系列的雨暴位置，包括發展於越南北部的對流系統。

亞洲大氣環流的季節演進驅使西風噴流北移，於五月中到六月中這段時期，中對流層西風帶開始環繞過西藏高原，形成了高原南、北的二道支流（如 Luo and Yanai 1983）。南支流留滯於高原南側並在孟加拉形成一低壓槽，伴隨著一道槽前強西風帶越過中南半島、南海北部與台灣（700mb；圖 10b），並與來自於西太平洋高壓西緣的東南氣流交錯於南海北部的近地面淺槽上方（圖 10c）。此時，高層大氣的東南亞反氣旋已擴展於中南半島與南海上空（200mb；圖 10a），與中下層的氣流呈現反相的季風結構，其高壓環流

似乎抑制著深對流的發展。然而匯集於南海上空的二道中層氣流皆來自水汽含量豐富的熱帶，將水汽與動量匯合於此，使深對流活動成為可能。過了這段時期之後，中層強西風帶已繞過西藏高原北側，驅使對流活動北移至長江流域（Chen 等人，2000b；Yoshikane 與 Kimura 2003），南海北部的對流維持動力因此急遽減弱。因此在春末夏初之際，東亞地區的大尺度背景環流除了適合對流擾動發生之外，亦給予擾動從中南半島向東移動至台灣的輸送與維持動力。五月中至六月中平均的地面風場流線圖（圖 11a）顯示，位於南海

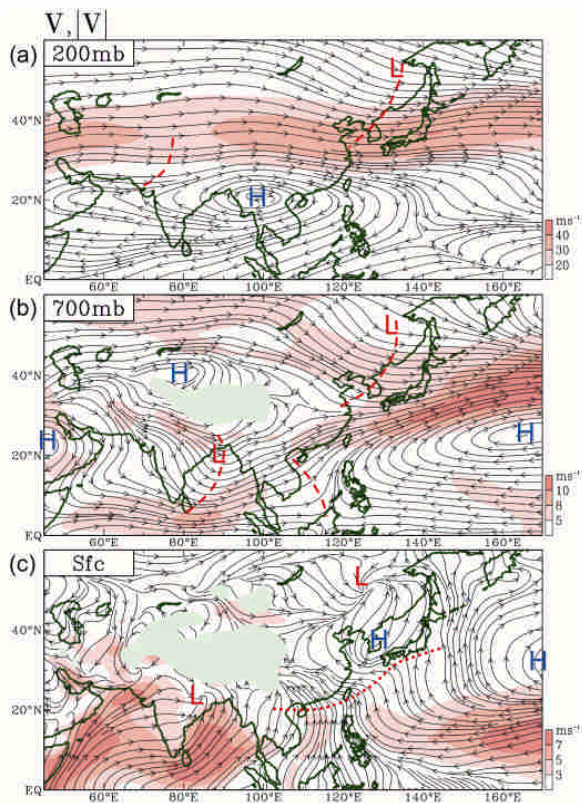


圖 10 五月中至六月中期間之(a)200 hPa、(b)700 hPa 及(c)地表氣候流線場（NCEP 再分析資料），配合各層之風速場（橘色區塊）。紅色虛線標示主要槽線位置，H 及 L 分別標示反氣旋與氣旋，近地表淺槽則由紅色點線標示於(c)，淺綠色區域為西藏高原。本圖修改自 Chen 等人(2007b)。

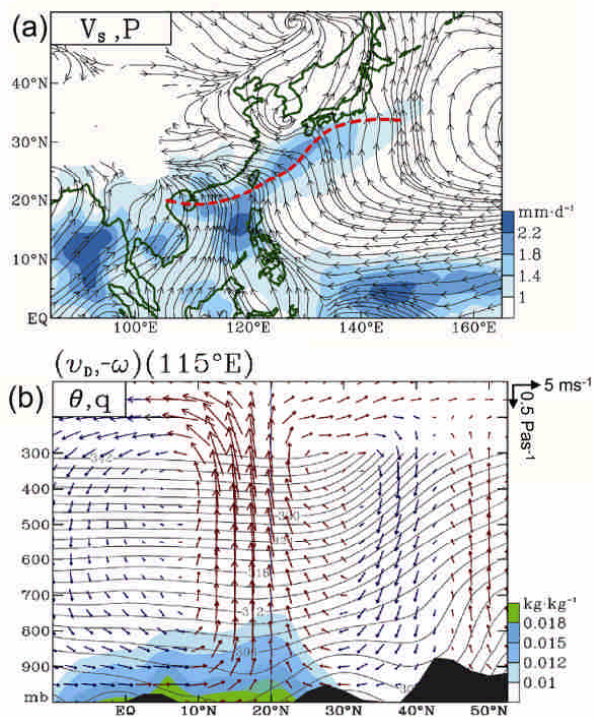


圖 11 左：五月中至六月中氣候平均地表氣流場，配合(a)雨量及(b)海平面氣壓，紅色虛線標示地面淺槽。右：縱切於 115°E 的南北輻散環流 ($v_D, -\omega$)，配合(c)比濕(q ; specific humidity)、位溫 (θ)、南北位溫梯度（紅色等值線；單位為 10-3K/m），及(d)移除季節平均後的重力位高度場 (ΔZ)。資料來源為 NCEP 再分析及 CMAP。本圖摘自 Chen 等人(2007b)。

北部的底層淺槽（紅色虛線）自越南河內經由南海北部延伸至巴士海峽，最後到達日本南方海面，並伴隨著一道顯著的雨帶，這和雨暴的高頻率區域吻合。槽線上方介於 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的緯度區伴隨著強盛的上升運動及地面氣流輻合（圖 11b），匯集於上升氣流的比濕 (q) 提供深對流發展，中低層大氣的低壓槽更提供良好的擾動環境。這些因子表示，一但這道低壓槽受到擾動（如中緯度鋒面系統南侵等機制），將非常容易在該處激發對流活動。

雨暴個案分析顯示，雨暴系統除了對流雲的發展之外，也伴隨著中對流層短波結構的氣流擾動，擾動多發展於 600 mb 左右，與中層西風噴流的位置雷同（圖 10b）。Chen 等人 (2007b) 以 600mb 流線場配合 MTSAT（日本氣象衛星）雲圖分析造成「612 水患」的其中一個雨暴個案（圖 12a），展示其從發生到侵台的過程：槽線分析（紅色實線）顯示，這個雨暴始於越南北部的氣流擾動 (00Z 6/11)，接著擾動加深並隨西風噴流持續朝東移動(6/12~13)，最終影響台灣(12Z 6/14)。整個發展過程中波狀擾動的槽前區域不斷地激發對流雲系，表示西風噴流的渦度動力顯然和雨暴系統移動及對流發展有密切關係。圖 12b 的渦度剖面分析展示雨暴擾動的垂直結構，此雨暴在肇始期間於越南北部上空形成中層擾動（藍色箭頭所指），並逐漸向下延伸達地表（6/13 日），之後氣旋式擾動區壟罩台灣，期間雨暴擾動的結構發展都不曾超過 400 mb，表示上層季風反氣旋的壓抑效應十分顯著。經由渦度收支分析此個案後發現（圖未示），中層西風噴流所提供的相對渦度平流是帶動雨暴向東北行進最主要的因素，亦是貢獻正渦度趨勢的首要因子，至於底層的渦度趨勢主要來自渦度抽拉(vortex stretching)效應，經由質

量連續性(mass flux continuity)，底層的渦度抽拉作用可轉換為垂直運動，解釋了波狀擾動的上升流來源。這些結果同時指出，形成雨暴的波狀擾動是可以預測的，只要掌握上游區的擾動發展及中層氣流結構，即能藉由渦度動力分析來研判雨暴的移動及降雨的影響範圍。

為何春末夏初於中南半島及南海北部的中層西風氣流容易促發波狀擾動呢？著名的非洲東風波也是一種觸發自中層大氣的夏季天氣擾動（註：指東風波的南支），非洲東風波的觸發與一道界於 700-600 mb 之間的非洲東風噴流有關。長久以來，非洲東風波的動力機制被認為是存在於東風噴流的 Charney-Stern 不穩定度（Charney 與 Stern, 1962）加上撒哈拉沙漠南緣之底層正位溫梯度的共同結果（Burpee, 1972；Chen, 2006）。Charney-Stern 不穩定度可由南北位溫梯度（ $\partial Q/\partial y$ ）的相位變化表示：當 $\partial Q/\partial y$ 呈現正負相位轉換時，代表該處大氣處於斜壓性動力不穩定的情況。Burpee (1972) 應用這種不穩定度，發現非洲東風波可能激發於非洲東風噴流的北側，因為該處即具有此種動力不穩定度。經由 GFS 資料分析五月中至六月中的大氣剖面發現，無論在中南半島北部（圖 13a）或是南海北部（圖 13b）上空，中層西風噴流（藍色密點區）附近的 $\partial Q/\partial y$ 都呈現顯著的相位改變，而中層噴流南側亦具有正 $\partial Q/\partial y$ 值所代表的正壓不穩定(Holton, 2004)。至於底層不穩定度方面，圖 11c 的南北位溫梯度於上升氣流附近顯示一正值區（紅色等值線），反應海面較濕暖空氣與陸塊較乾冷空氣的交界。Chen 等人(2007b)運用這些結果推論，春末夏初期間的中層西風提供動力不穩定度，而底層大氣提供強斜壓性，使得氣流擾動皆發展自中對流層，繼而觸發雨暴。

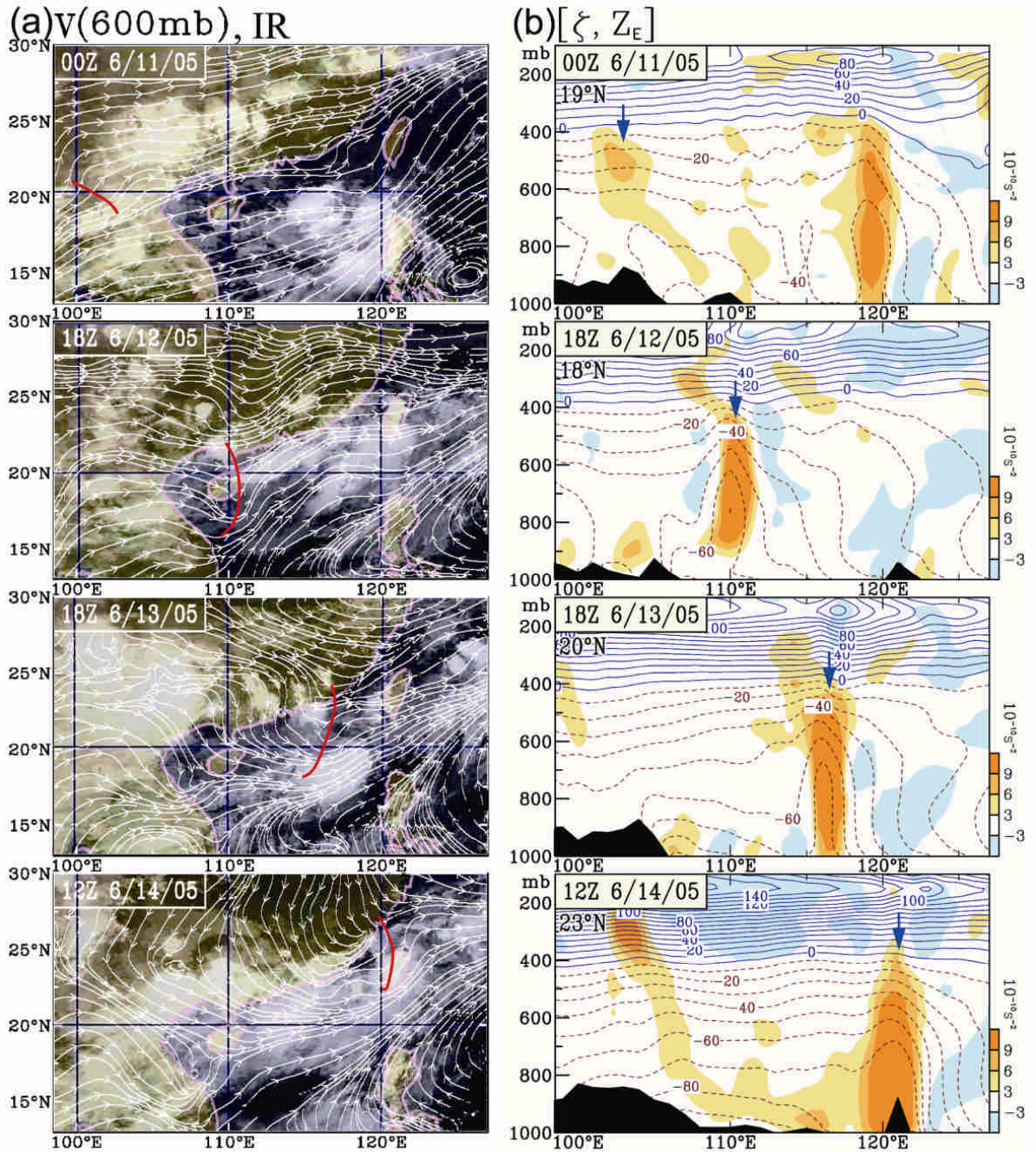


圖 12 (a) GFS 初始場之 600mb 氣流線套上日本 MTSAT 紅外線雲圖，由上至下為 6/11 到 6/14/2005 的 雨暴個案演進，紅色實線標示含雨暴氣流擾動的槽線。(b) 橫切於雨暴中心之渦度（色區）與 重力位高度（等值線；經向平均已移除）的垂直剖面，雨暴位置由藍色箭頭表示。

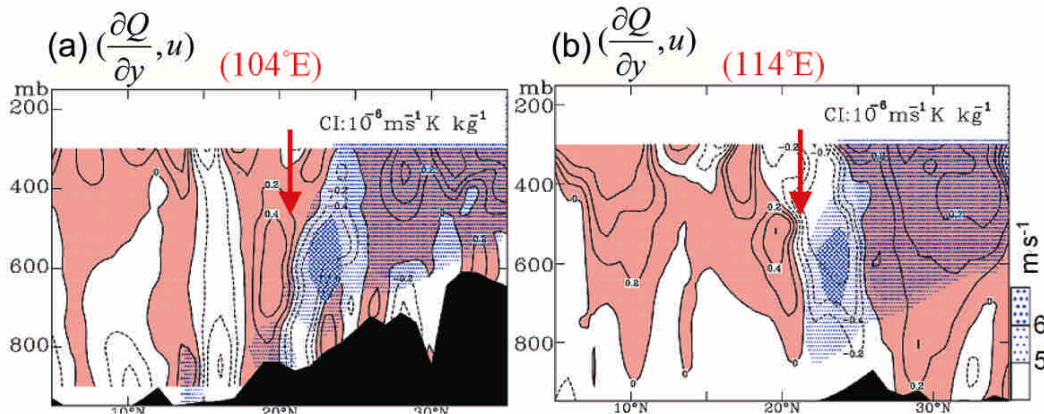


圖 13 2003 至 2006 年五月中至六月中之經向風場 (u ; 藍點區) 及南北位渦梯度 (等值線) 垂直剖面, 左為經過越南 104°E 的剖面, 右為經過南海 114°E 的剖面, 紅色箭頭標位渦梯度相位改變的區域。資料來源為 GFS 初始場。本圖摘自 Chen 等人(2007b)。

四、颱風

西北太平洋是全世界熱帶氣旋頻率最高的區域 (Elsberry, 1988), 從 1897 年至 2003 年之間的 107 年, 台灣遭受到 375 次颱風的直接侵襲, 平均每年 3 到 4 次, 由於颱風多為西向行進, 颱風登陸次數又以台灣東岸最多 (林, 2004)。儘管在氣候上, 颱風與日對流及梅雨季雨暴在台灣形成的降雨量各佔總雨量的三分之一 (見第三章第二節), 但由於颱風的強降雨多圍繞在高山區域 (圖 8g、j), 加上滂沱的雨量 and 密集的雨勢使得土壤迅速飽和, 使得河川與渠道排水不及, 所以極易導致土壤崩坍、山洪、土石流等災難 (林, 2004)。

在環島自動雨量觀測網開始作業以前, 無人居住的山區降雨往往無法被確切地掌握, 只能依賴少數林務局或水利局的觀測站以彌補阿里山及玉山之外的雨量資料。始於 1993 年的自動雨量觀測系統 (ARMTS; Chen 等人, 1999) 不但能更精準地描繪台灣的雨量分布, 其累積至今逾 15 年的雨量資料也能提供多方位的氣候分析。依據

JMA (日本氣象廳) 的最佳颱風路徑資料 (Best track), 中心通過台灣與中心未通過但其 30-kts 暴風半徑接觸 (註 2) 台灣任何一處的颱風, 都被納入分析範圍。依據中央山脈的走向, 我們可將颱風對台灣的影響範圍均分成 (1) 東北、(2) 西北、(3) 西南、(4) 東南等四個象限 (圖 14a), 一旦其 30-kts 暴風半徑接觸到台灣本島, 全島降雨即開始累積。由於 JMA 的資料侷限於每六小時, 此分析法累積發生於該小時前後 3 小時內的雨量, 並歸納不同象限之颱風及其所造成的降雨。

納入此雨量累積程序的颱風位置及強度標示於圖 14a; 儘管颱風在四個象限中的分佈頻率具有些許差異, 但位於第一與第四象限 (台灣東部) 的颱風群普遍較強, 出現在第三象限的颱風平均最弱, 這點與颱風多由東向西行進的氣候特性相符。在過去 32 年中 (1974~2005), 登陸台灣之颱風行徑以西向為主, 亦具有顯著的頻率差異: 北半部多於南半部, 而東半部多於西半部 (圖 14b)。颱風降雨的個案平均雨量 (圖 15) 顯示,

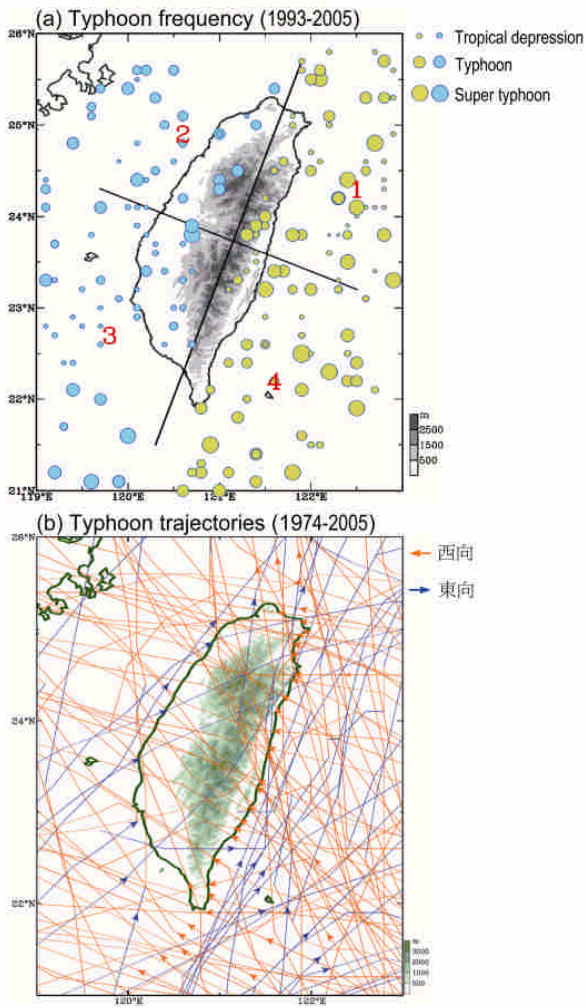


圖 14 (a) 1993 至 2005 年所有颱風的每六小時位置，圓點大小代表颱風於該位置之強度，顏色區分中央山脈二側象限，強度比例示於圖右。颱風分佈由中央山脈為軸可區分為四個象限，分別以紅色數字 1~4 標示。(b) 1974 至 2005 年間所有颱風的路徑，其中橙色線標示西向行徑，藍色線標示東向行徑。颱風資料取自於日本氣象廳 (JMA)。

第二象限的颱風往往在中南部山區迎風面形成最大雨量，第一及第四象限的颱風分別在西北部及東部山坡地造成大量降雨，位於第三象限的颱風規模最小，所導致的降雨也最弱。

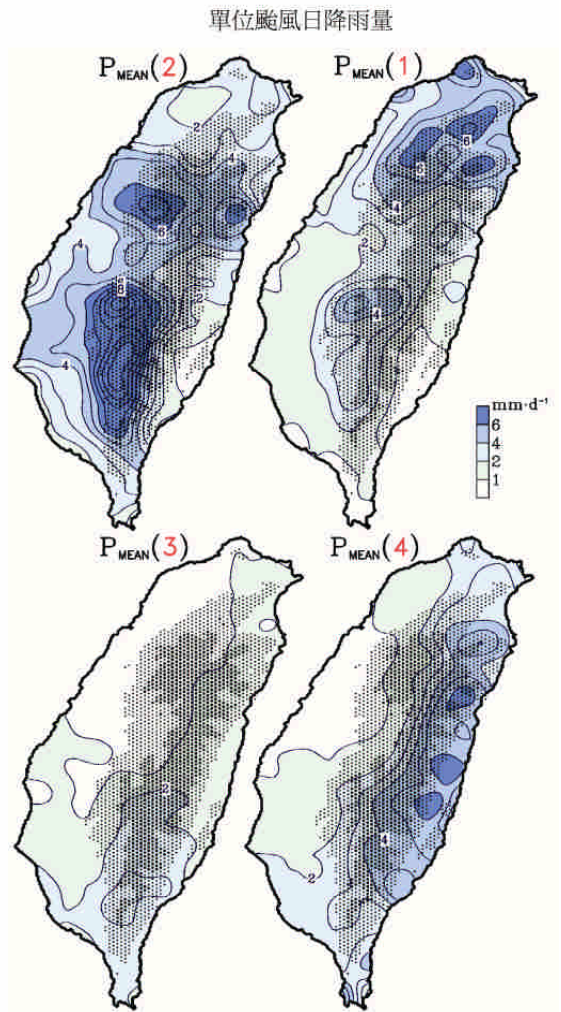


圖 15 根據圖 14a 各象限的颱風分佈所累計之颱風單位日降雨量 (mm/day)，標題紅色數字對應自圖 14a 的象限，黑色密點區標繪地形，雨量計算自全島自動雨量觀測網。

在累積降雨方面 (圖未示)，一、四象限的颱風分別造成西北部及東部山區的大量降雨，這與颱風在這二個象限頻率較高有關；行經台灣西岸的颱風對雨量的貢獻較低，而第三象限的颱風仍貢獻最少的降雨量。當然，每一個颱風的路徑並不只出現在一個象限，一個由東向西行的颱風可能通過至少二個象限，因此在其侵台過程中，雨

量的分佈也會隨著颱風的瞬時位置而改變，四個象限的整體雨量則形成了圖 8g 及 i 的分佈。但無論如何，當颱風位於第一與第四象限內，其降雨衝擊便容易增強，這種氣候降雨分佈可作為颱風防災參考。

五、低頻季內擾動

亞洲季風具有顯著的季內震盪 (intraseasonal oscillation)，印度季風著名的週期變化即是受到由赤道逐漸往北移動的季風槽所支配，此類季風槽的交替具有穩定的 30~60 天週期，廣稱為 30~60 天模 (Krishnamurti 與 Subrahmanyam, 1982; Krishnamurti 等人, 1985)。由於東亞夏季季風的生命週期在時間上與季內震盪類似，驅使過去研究提出季內震盪可能支配東亞季風生命週期的理論 (如 Lau 等人 1988; Chen 等人 1988)。東亞與熱帶西太平洋屬於季風區，即上對流層與下對流層呈現相反的結構屬性，這種結構反應在重力位高度場及環流場上 (Chen, 2003)，因此氣壓在上下對流層的全年週期也呈反相變化，並於 700hPa 附近區分開來，繼而導致台灣高山與平地的氣壓呈現近乎相反的全年週期變化 (Chen 等人, 2000a; 陳等人, 2007)。儘管如此，季內模對台灣氣壓變化的支配卻均勻地存在於不同高度 (陳等人, 2007)。

圖 16 為利用玉山測站的氣壓及雨量資料所繪製的時序變化圖，二個變數在年週期變化中都清楚呈現季內週期變化，包括符合東亞季風「活躍-間歇-回復」三階段生命週期與其中週期更短的震盪 (圖 16a)，平原測站的雨水 (圖 6 紅點所標示) 跟玉山的雨水亦呈現一致的變化。雖然氣壓年週期在玉山頂與平原地區呈現反相的變化 (陳等人, 2007)，但在濾除了年週期模(annual

mode)之後，季內變化的特性呈現上下一致 (圖 16b)。東亞地區最顯著的季內模為 30-60 天模 (或是 MJO) 與 12-24 天模，利用波譜 (power spectrum) 分析測站氣壓後，Chen 等人 (2004) 發現玉山頂 (圖 16c) 與低海拔平原 (圖 16d) 的測站氣壓所呈現的波頻都集中在 30~60 天及 12~24 天的二個頻譜帶中，應證這組季內模影響台灣的季風降雨最甚，而因為其發展高度皆超過玉山頂，所以玉山及平原能夠呈現出一致的季內變化 (Chen 等人, 2004; 陳等人, 2007)。有鑒於 30-60 天與 12~24 天模的顯著性，以下便針對這二個季內模進行討論：

(一) 30~60 天模

由於 30~60 天季內模的震盪週期與東亞季風的生命週期類似，Chen 等人(2000b)提出東亞季風生命週期很可能即形成自 30~60 天模的震盪，即 30~60 天模發生於春末夏初的正相位對應於東亞季風的肇始，入夏後的負相位對應於季風間歇，夏末秋初的正相位再驅動季風降雨的回復。之後，Chen 等人(2004)利用相關係數分析，以低頻濾波後的台灣測站氣壓時序，關聯於 (correlate) 代表底層環流的 850hPa 流函數場 (streamfunction)，發現 30~60 天季內模的週期變化與季風期間氣壓的季內變化近似，在某些年甚至得到高於 0.7 的相關係數值。合成分析顯示，氣壓震盪的負相位多集中於東亞季風的活躍期 (圖 17a) 和回復期 (圖 17c)，而相對於反氣旋的氣壓震盪正相位往往發生在季風間歇期 (圖 17b)，這些結果更加深了東亞季風生命週期受到 30-60 天季內模調節的合理性。此外，30~60 天模環流系統的垂直發展在這三個季風生命期間 (圖 17d-f) 都達 300 hPa 的高度，約等於海拔

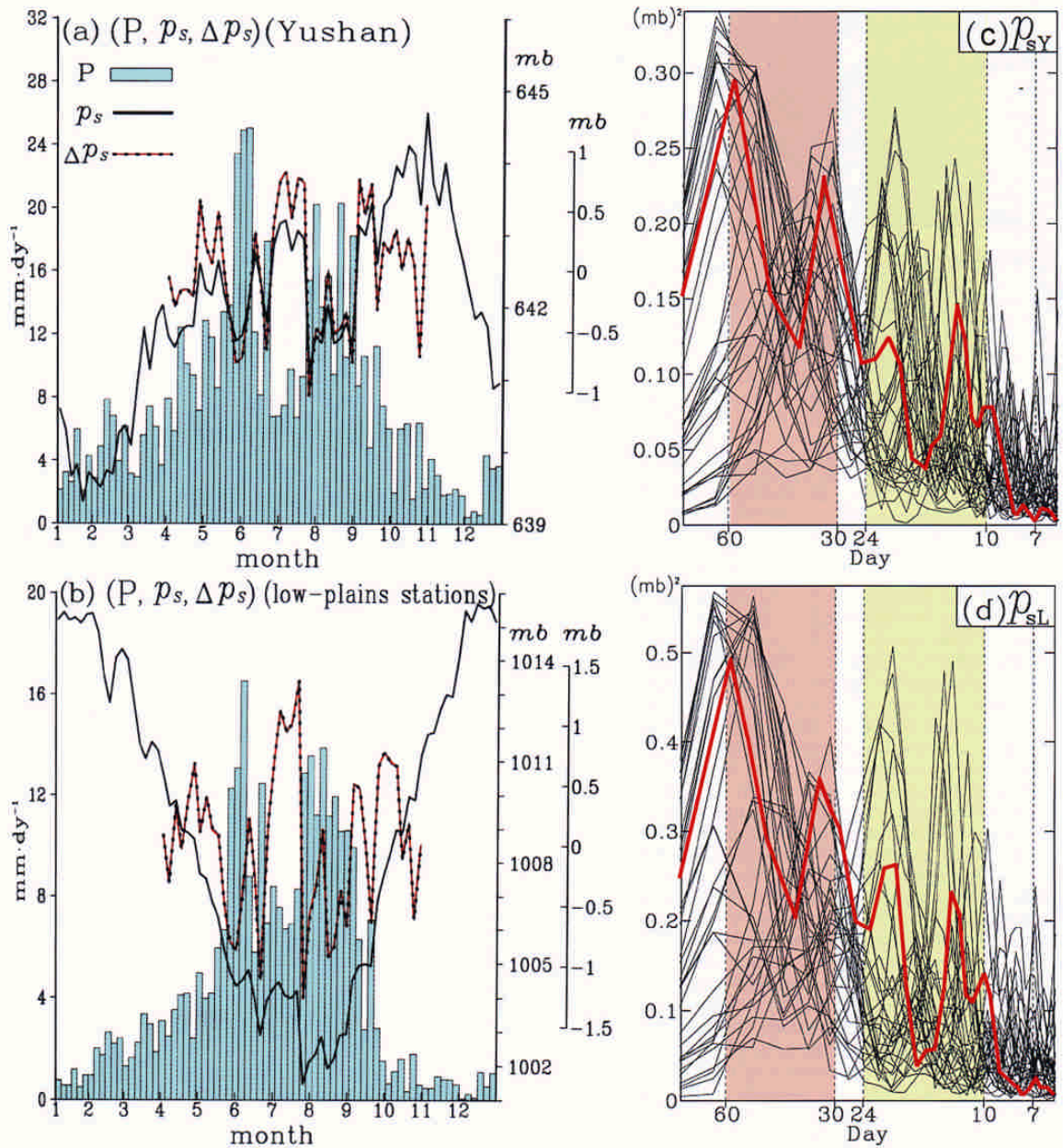


圖 16 (a)玉山與(b)平地五個測站(嘉義、台南、高雄、台中及梧棲)平均後的降雨(P;藍色柱狀圖)、氣壓(p_s;黑色實線)及移除全年與半年週期後的氣壓餘量(Δp_s;紅色虛點線)。(c)及(d)為對應於(a)及(b)之測站的每年氣壓時序波譜分析,其中每一條細線代表1979~2002之間的每一年,紅色粗線則為這24年所平均的波譜,30~60天與12~24天的週期分別標以淺紅(黃)色背景。本圖修改自Chen等人(2004)。

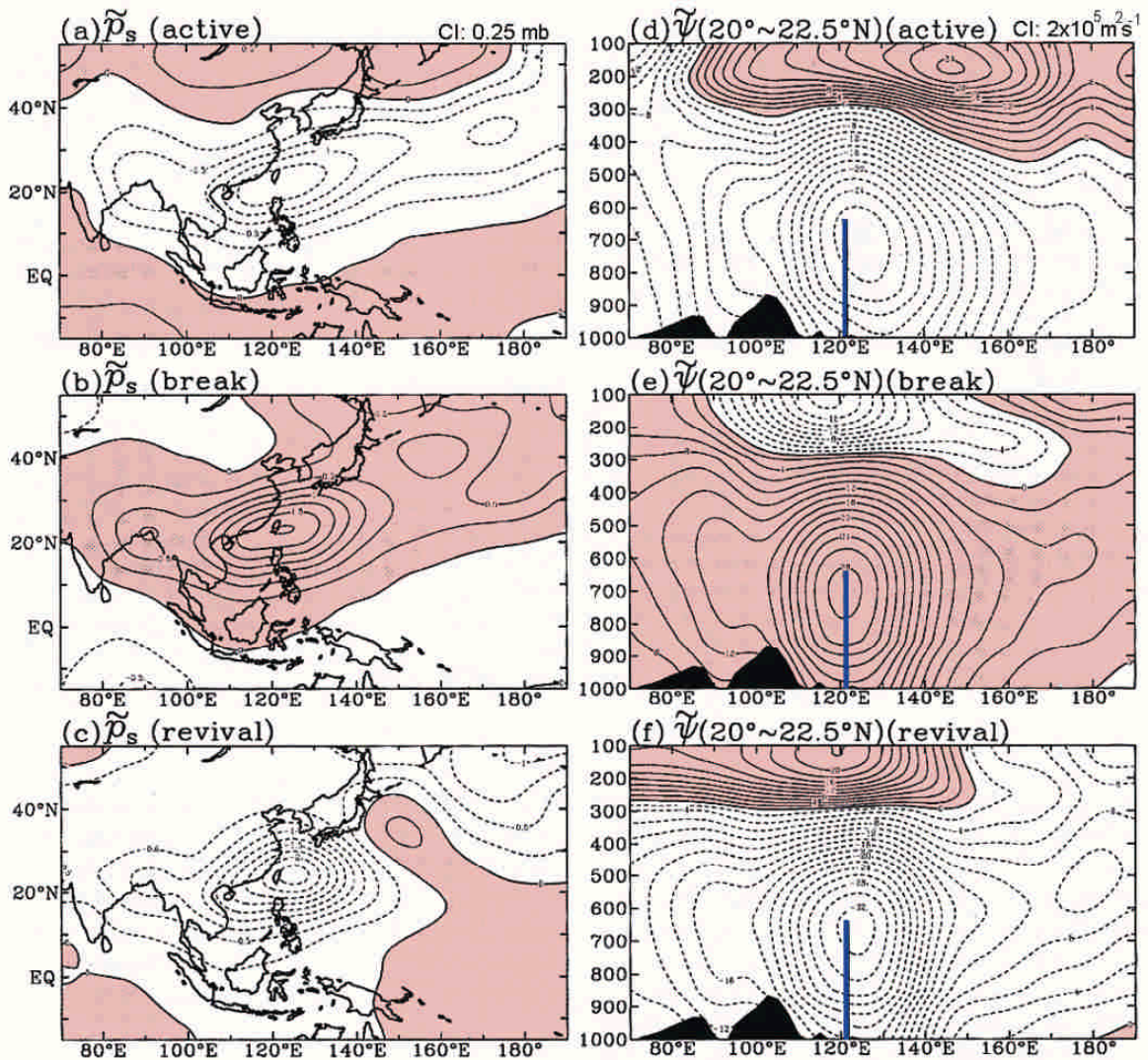


圖 17 以濾波後之玉山氣壓時間序列的 30~60 天週期分量作為指標，擷取第一次波谷（相對於活躍期）、第一次波峯（相對於間歇期）及第二次波谷（相對於恢復期），建構出地面氣壓場(NCEP)之合成圖。(d)至(f)為相對於(a)至(c)所合成的 30~60 天週期分量流函數場，於 20°~22.5°N 的垂直剖面圖。玉山的高度由藍色粗線標示。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

9,000 公尺，遠高於玉山頂的 4,000 公尺，因此驗證了圖 16a 及 b 之氣壓餘量（虛線）及雨水增加在高山與平地一致的現象，也突顯出 30~60 天季內模影響全台灣氣候降雨的特性。

既然季內模支配著降雨和氣壓的變化，就表示季內模也影響天氣系統，如過去研究曾發現全球尺度的 MJO 能夠左右颱風活動的強度 (Maloney 與 Hartmann, 2001; Hall 等人, 2001), Chen 與 Chen (1995)分析 1979 年南海季風時已發

現，30~60 天季風槽促使熱帶西太平洋季風槽和對流活動的發展，也因此驅動梅雨雨帶的北移。由於東亞季風區最常見的綜觀尺度天氣系統為鋒面活動與熱帶氣旋 (Wang 與 Chen, 2008)，Chen (2005a) 便利用台灣的測站平均氣壓作為依據，以合成分析法探討 30~60 天與 12~24 天季內模對於這些降雨天氣系統的可能衝擊。依據濾波分析後的台灣測站氣壓時序分佈，30-60 天模的單位週期(一波峯一波谷)可分為八個相位，即正、負各三個相位加上二個趨近零的轉折值，每個相位歷時五日，發生於這八個相位期間的水汽通量流函數【 $\tilde{\psi}_Q$ ；方程式見附錄一】、鋒面發生頻率 (N_{FT}) 及颱風發生頻率 (N_{TC}) 的合成圖示於圖 18a。 $\tilde{\psi}_Q$ 低壓槽在熱帶地區(約 20°N 以南)與颱風活動結合，在中緯度地區(20°N 以北)則與鋒面活動及部分颱風發生頻率結合，不過鋒面活動最強的相位卻不跟低壓區重疊，而是緊鄰 $\tilde{\psi}_Q$ 高壓脊的北緣，表示鋒面的發生頻率與西風活動的異常(anomaly)有關。 $\tilde{\psi}_Q$ 及雨量的對應關係呈現在圖 18b，雨量正異常的區域(即多雨區)跟 $\tilde{\psi}_Q$ 低壓槽密切結合，雨量負異常則分佈在 $\tilde{\psi}_Q$ 高壓脊內，證明 30~60 天模的確具有支配天氣系統及其降雨的功能，因此可進一步推論 30~60 天模可經由影響鋒面與颱風活動支配東亞季風生命期，此推理將於第三小節驗證。

(二) 12~24 天模

相對於 30~60 天模，有關 12~24 天季內模的研究較少，氣象界對這個季內模的了解也未及對 30~60 天模般詳細。Murakami (1976) 觀察印度西岸的測站降雨時序變化時發現，印度季風降雨雖經常呈現 30~60 天的週期震盪，但是在某些年當 30~60 天週期變化不明顯時，降雨亦可呈現

12~24 天的週期變化。Lau 等人 (1988) 分析東亞夏季降雨後發現，梅雨雨帶具有急速的位置移動及強度變化，除了顯示 30~60 天的週期外，另具有 20 天左右的週期。Chen 與 Chen (1995) 分析南海季風生命期時指出，南海季風的季內震盪除了受到 30~60 天季風槽北移的支配外，亦受到朝西移動、呈現跨赤道雙氣旋結構的 12~24 天季內模影響。Chen 等人 (2004) 延伸圖十七用於 30~60 天模的合成分析，剖析 12~24 天模的正、負相位經過台灣時的結構，發現 12~24 天模的水平範圍較 30~60 天模小，但高達 200hPa 的垂直結構卻更為深厚(圖 19)。這個結果不但說明了 12~24 天模對於台灣天氣變化的影響甚大，也驗證圖 16a、b 中高頻季內擾動在台灣呈現高山平地一致的變化。

依照 12~24 天模的週期特性，經濾波後的台灣氣壓時序變化可切分為六個相位，但由於東亞夏季季風被季風間歇期區分為二段降雨期，Chen (2005a) 便依據季風活躍期及回復期，分別進行 12~24 天模的合成分析，並沿用圖 18 的方法呈現於圖二十。在季風間歇期之前，12~24 天模的變化主要驅動自中緯度氣旋波的活動，因此振幅較大的區域多集中在 20°N 以北，並呈現朝東的移動，主要支配著鋒面的發生頻率(圖 20a)。季風間歇期之後 ITCZ 北移，此階段的 12~24 天高低壓系統形成了清楚的西北—東南走向短波列，並規律地朝西北方向移動。由於西太平洋颱風的頻率變化具有約 20 日左右的週期(Hartmann 等人，1992)，此時 12~24 天模的低壓槽支配著颱風活動(圖 20c)，其走向亦和西北太平洋颱風的一般移動型態一致，表示 12~24 天模的運行與夏末秋初的颱風活動有著密切關係，並經常導引颱風撲向台灣。由於 12~24 天模影響著鋒面與颱風這二

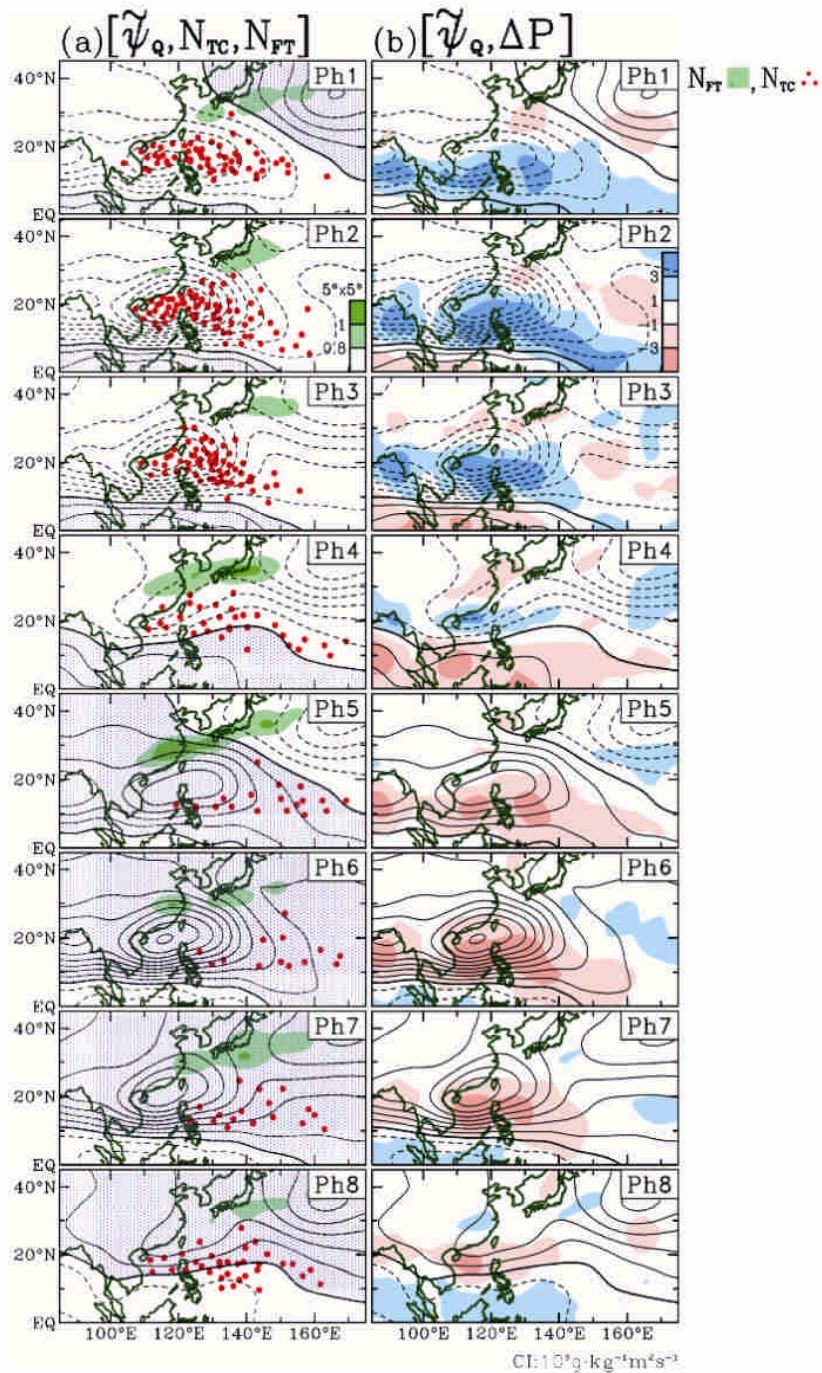


圖 18 利用 30~60 天週期，將台灣測站的逐日氣壓時序平均後進行濾波，再把每個週期（一對波峯及波谷）均分為八個相位(phase)，並擷取每個相位前後 5 日期間所發生之(a)颱風(紅點; NTC)與鋒面(綠色區塊; NFT)活動頻率，及(b)濾波後之降雨異常(ΔP)。右上角的數字代表各個 30~60 天模的相位。本圖修改自 Chen (2005a)。

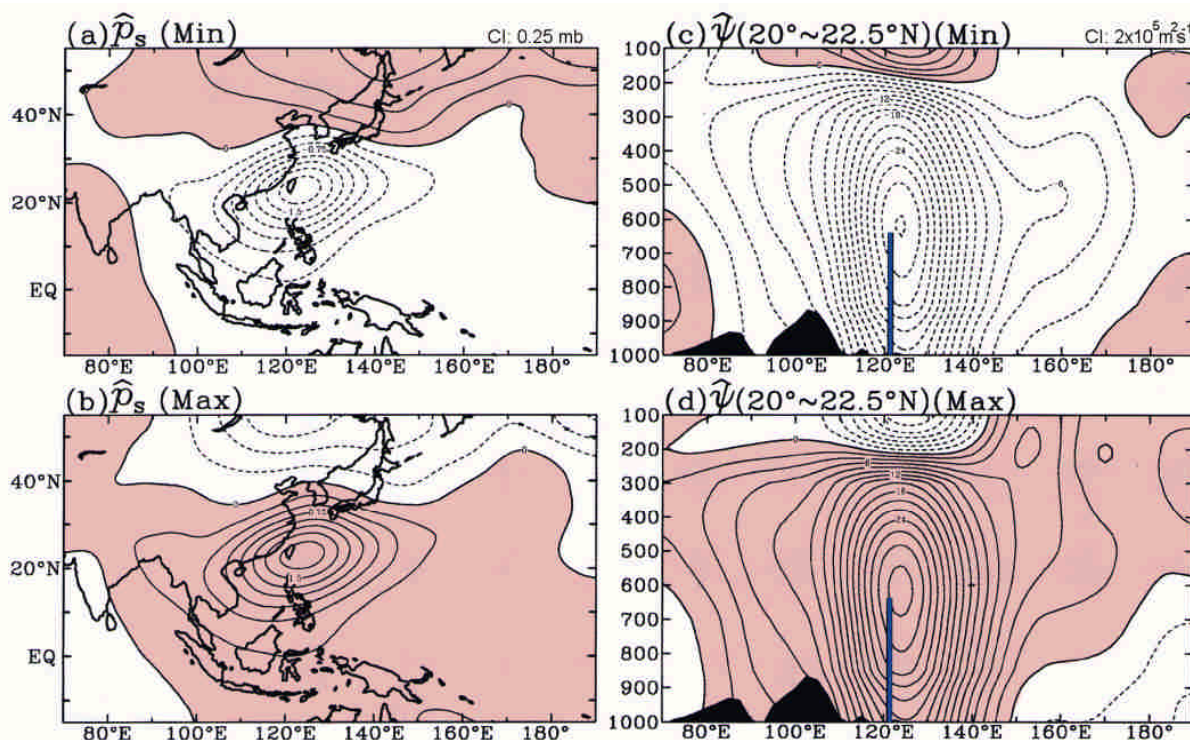


圖 19 同圖 17，但使用濾波後之 12~24 天週期分量的地面氣壓及流函數場，於波谷(Min)及波峯(Max)的合成分析。本圖修改自 Chen 等人(2004)。

種最主要的降雨天氣系統，12~24 天模的活動亦能有效地調節東亞及西北太平洋的降雨（圖 20b、d）。

(三) 二種模的交互作用

Chen 等人(2000b)利用南海季風的西風作為指標，並比對梅雨雨帶的發生緯度後發現，南海季風與東亞季風的環流經由這二個季內模的相位轉換呈現出反相的演變，當其中一個季內模呈現正相震盪時（在南海、菲律賓呈現氣旋式結構），南海與東亞南部即伴隨旺盛的梅雨雨帶，形成當地的季風活躍期；反之，則南海北部的西風與降雨出現間歇，梅雨雨帶快速地北移至 30°N 附近。經由 15 年的季風指數極值所合成的流線場與黑

體輻射對流指數（ T_{BB} ）顯示，30~60 天模（圖 21a）或是 12~24 天模（圖 21c）的活躍階段（active）都伴隨著強烈的熱帶西風及旺盛的對流雲發展，其間歇期(break)則伴隨著高壓脊，由環境東風和晴朗天氣所支配（圖 21b、d）。Chen 等人(2000b)也發現，當這二個季內模的活躍週期一致時，東亞季風環流異常會大受增強，導致更為顯著的對流活動變化。事實上，1979 年南海季風的肇始即是導因自 30~60 天季風槽與 12~24 天模氣旋式結構的重疊（Chen 與 Chen，1995），而當二者活躍期的相位一致時，西太平洋的颱風生成頻率也會明顯增加（Chen 等人，2008a）。因此，季內模不但影響天氣系統，亦同時左右季風降雨週期的發生與延續。

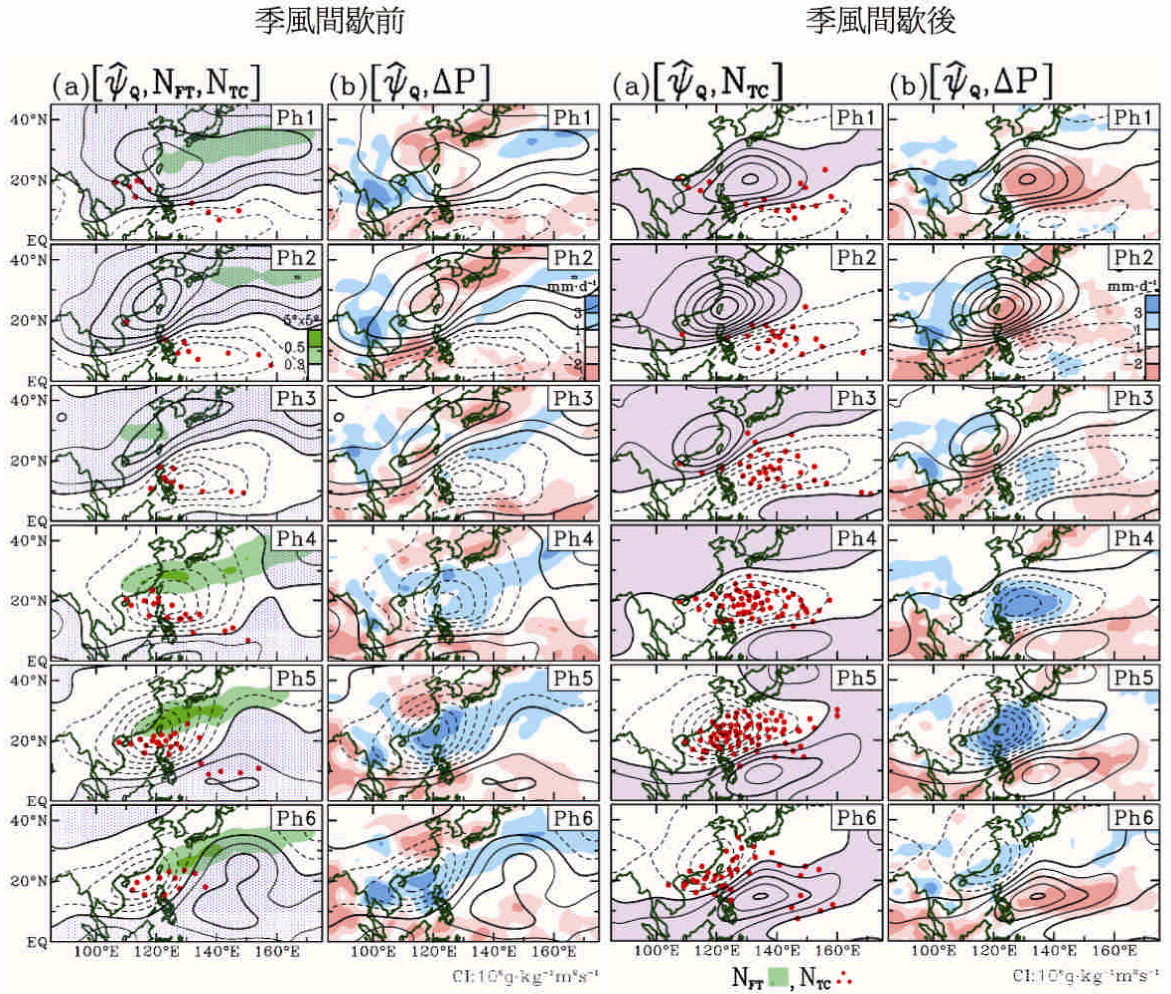


圖 20 與圖 18 同，但以 12~24 天週期濾波後之氣壓時序作為指標，擷取所有完整週期中之六個均分相位後，套用於濾波後水汽通量流函數及所對應之(a)鋒面活動頻率與(b)濾波後降雨異常，於季風間歇期之前的情況。(c)及(d)與(a)及(b)同，但為季風間歇期之後配合(c)颱風頻率的分布。各相位標示於圖右上角。本圖修改自 Chen (2005a)。

30-60天模

12-24天模

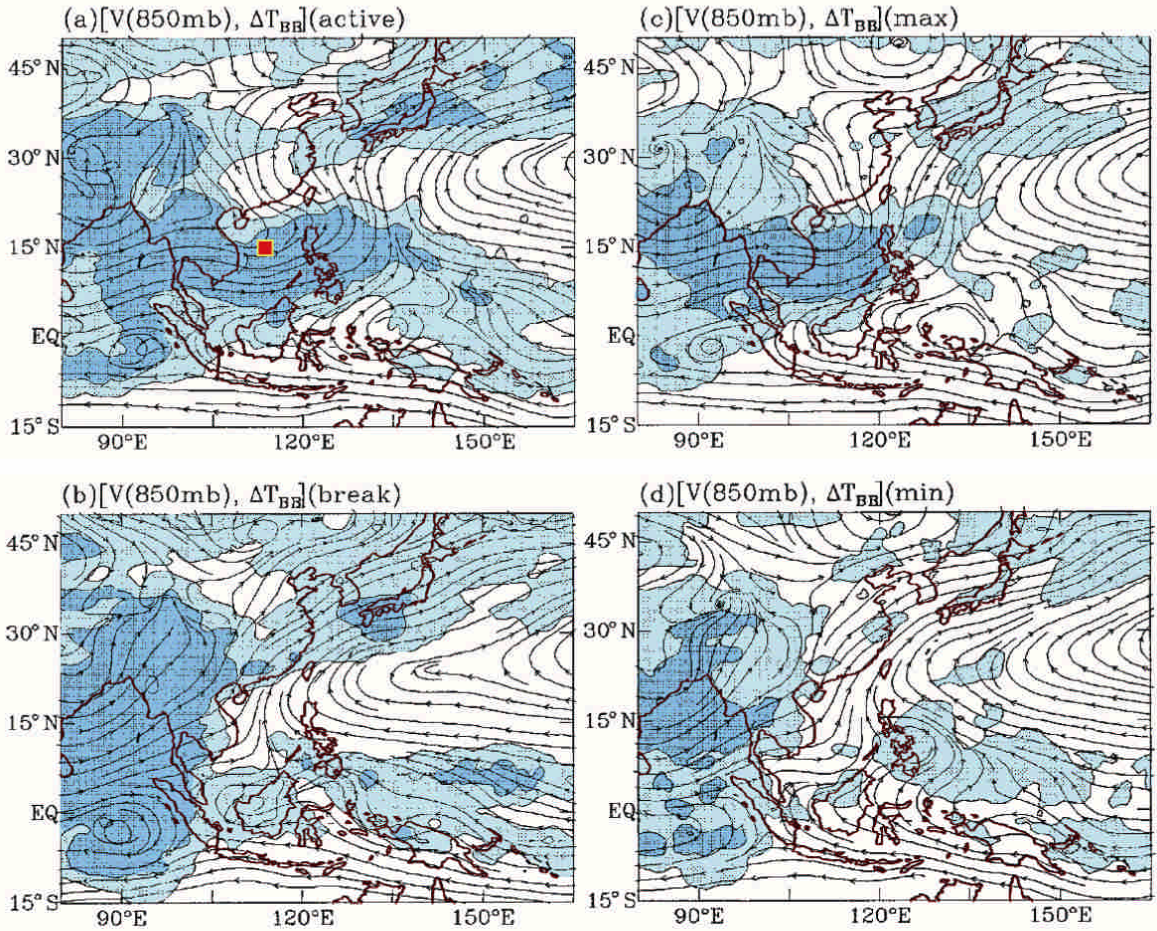


圖 21 運用 850hPa 風場及 TBB 資料，以 30~60 天模之南海風場（紅色方塊標示指標位置）進行的(a)活躍期及(b)停歇期合成圖。(c)及(d)與(a)及(b)同，但分別為 12~24 天模的最大值與最小值合成圖。淺藍色（藍色）區塊表示 TBB 值小於 235K (250K) 以。本圖修改自 Chen 等人(2000)。

六、夏季降雨之日變化

支配東亞季風的因素除了季節循環與季內震盪之外，夏季顯著的日照熱力作用與降雨日變化亦不容忽視。隨著空間尺度增加，驅使大氣及降雨日變化的動力背景也隨之複雜，以全球尺度為例，大氣的全日潮與半日潮呈現顯著的

結構差異【見陳等人（2007）的回顧】，但二者都隨著地球自轉而呈現向西傳播的特性。根據氣壓趨勢方程，氣壓的改變驅動空氣的輻合輻散，大氣的輻散場再帶動水汽輻散場，因此 Chen (2005a) 利用修改後的大尺度水汽收支方程 ($\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla^2 \chi_Q = E - P$)，以水汽位函數【 $\chi_Q = \nabla^{-2}(\nabla \cdot Q)$ 】

(Chen, 1985; 推導見附錄一) 展示全球尺度之水汽輻散量隨全日潮向西傳遞的特性, 帶動熱帶降雨的日變化分量向西傳遞。Chen (2005a) 以降雨強度及分佈面積將全球熱帶、亞熱帶劃分為亞—澳洲季風及美—非洲季風二大半球, 發現全球平均之降雨及水汽輻散量的變化隨著亞澳季風半球改變, 並指出亞洲季風區的水文循環具有獨特的區域尺度日變化。本節將從大尺度的東亞地區出發, 討論局部地區日對流發展至中、小尺度的特性。

(一) 東亞地區

Chen (2005a) 以 χ_Q 場探討東亞—西北太平洋地區的水文循環日變化後發現, 夏季的 χ_Q 及降雨呈現一組顯著的順時針方向旋轉活動 (圖 22): 水汽輻合中心從 00Z 位於東北亞 (如日本、韓國) 運行至 06Z 與 09Z 的台灣附近 (當地時間下午 2 至 5 點), 再西行至 12Z 左右的中南半島與印度半島, 繼而北上至 18Z 的東亞內陸地區, 最後重複整個日循環, 而降雨分布大體上亦跟隨著水汽輻合區移動。由於全球水汽輻散量在熱帶—亞熱帶呈現一組波數一的西向傳播模, 在中高緯度呈現東向傳播特性, 東亞地區近似旋轉的水汽通量日變化可能是由於熱帶 χ_Q 場的西向傳播模, 與中高緯度 χ_Q 場的東向傳播模結合的結果, 再加上東西向海陸分佈造成的比熱差異形成東西向 χ_Q 場震盪的調節。事實上, Chen (2005a) 同時發現類似的 χ_Q 場旋轉性日變化結構在南、北美洲也非常明顯, 而雨量日變化的時序即由這種 χ_Q 活動支配。

Chen (2005a) 進而建立東亞地區日雨量的變化時序分布, 將經由過濾後的雨量全日週期最大相位 (反應一日最大降雨的時刻) 繪製於圖 23。

無論是以格林威治標準時 (UTC; 圖 23a) 或是以當地時間 (LST; 圖 23b) 來看, 東亞地區日降雨最大值的發生時間亦呈現順時針方向旋轉的特性, 儘管熱帶地區及內陸地帶顯現出比較一致的相位分布 (夜晚及凌晨), 降雨時刻所呈現的旋轉變化在東北亞及東亞沿岸是清楚而肯定的。台灣位於東亞—西太平洋交界, 其降雨日變化與東亞地區的降雨日變化特徵也相當吻合, 接下來即探討台灣降雨日變化的地區性成因。

(二) 台灣本島

1. 全日週期變化

啓用於 1993 年的台灣全島「自動雨量氣象電報系統 (ARMTS)」替台灣的降雨研究開創了一個新時代。由於北回歸線通過台灣, 夏季時全島所接收的日照量非常強, 因此顯著的海陸風及降雨日變化是可預期的。以日本為例, Oki 與 Musieke (1994) 曾指出具有複雜地形的大型島嶼通常會形成不同的降雨區域 (regime); 儘管台灣具有複雜的地形, 不過其降雨日變化卻算是全島同步—各地降雨最大值都集中在下午或傍晚。Chen 等人 (1999) 利用 ARMTS 及氣象局傳統測站的長期平均分析台灣降雨及風場逐時變化的氣候特性, 建構出夏季降雨及地面風場典型的日變化圖 (圖 24): 在夜間及清晨時刻, 台灣全島的陸風呈現輻散狀分布, 其中又以海岸線最為明顯; 至中午過後 (14 LST), 始於早晨的海風顯著增強, 呈現向島內輻合的海風特性, 此時降雨自下午二點開始發生, 到下午四、五點時雨量達到最強, 而降雨區域多分布在平原與山脈的交界, 入夜後逐漸消散, 至 21 時左右風場回復到輻散的陸風型態。這些降雨日變化的特性隨即引起 Kishtawal 與 Krishnamurti (2001) 的注意, 他們利

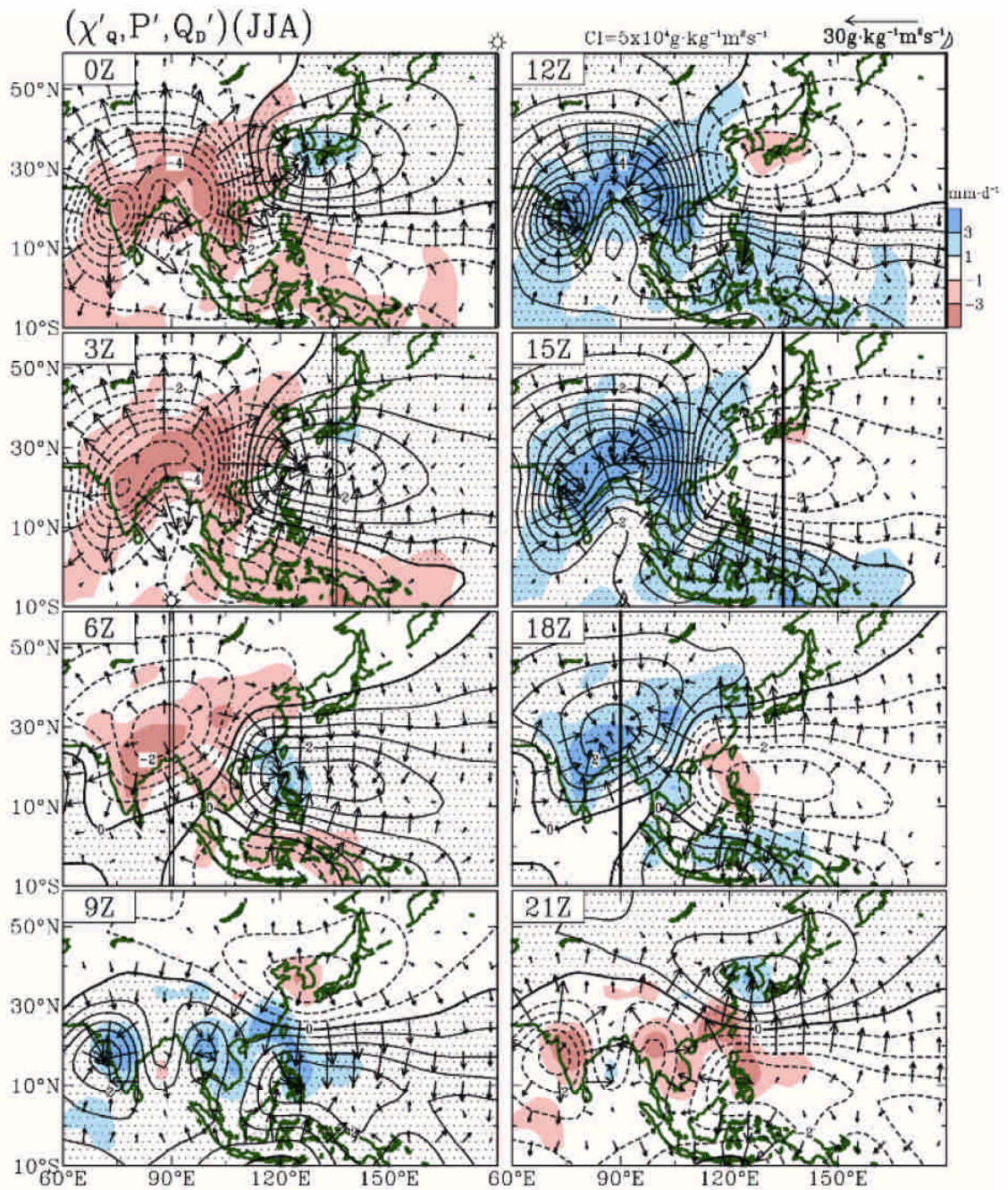


圖 22 經傅立葉分析後的水汽通量輻散函數 (χ'_q ; 等值線)、TRMM 降雨量 (P' ; 彩色區塊)、水汽輻散通量 (Q'_b ; 向量場) 之夏季日變化分量, 依序於每三小時的情況。其中正午日照位置以空心線表示, 午夜時分以實心線表示, 標準時(UTC)示於左上角。本圖修改自 Chen (2005a)。

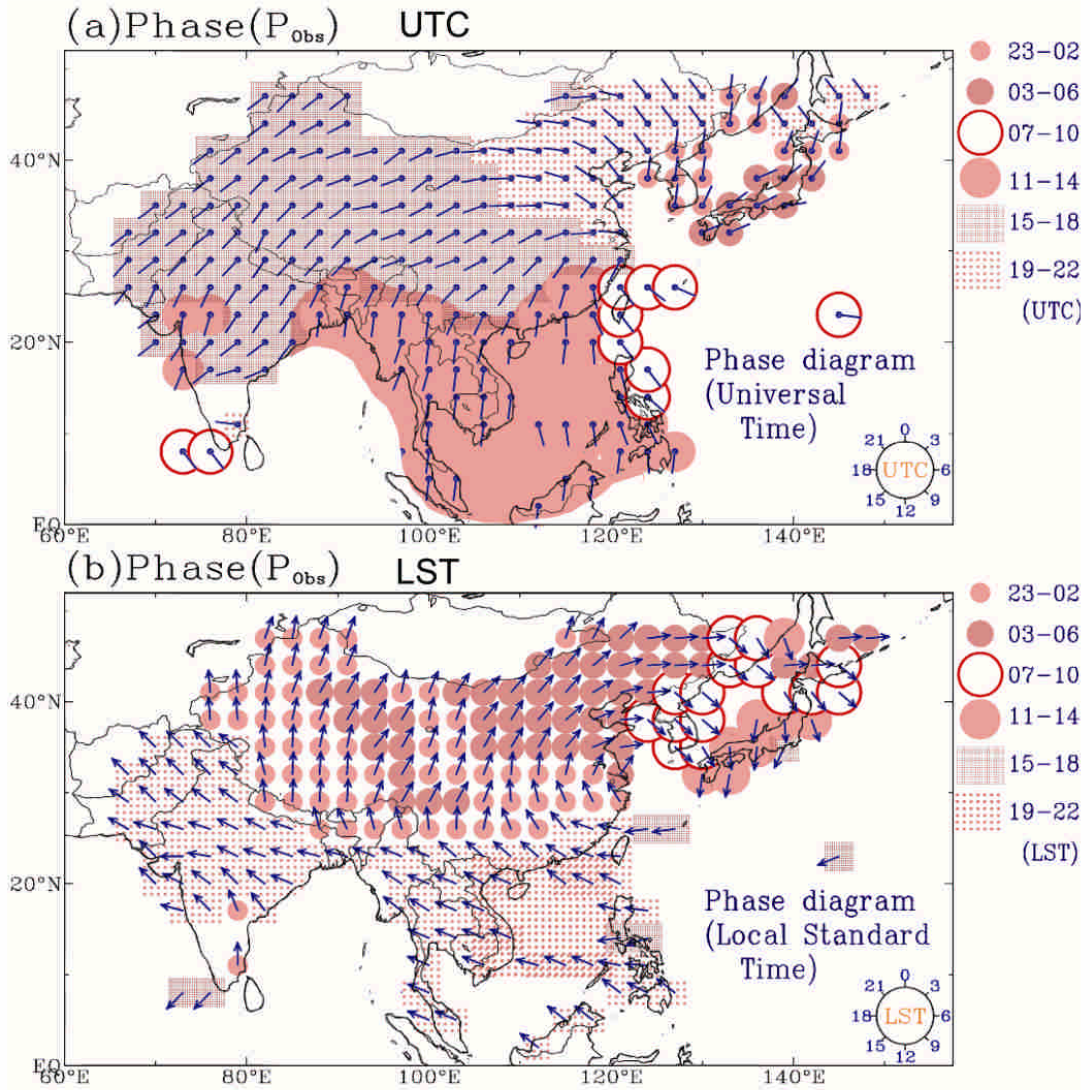


圖 23 由 24 小時時鐘所表示之亞洲日降雨極大值的發生時間，分別以(a)格林威治標準時間及(b)當地時間顯示，不同的時間由各種背景區塊顯示，說明於圖右，時鐘圖說附於圖右下角。本圖修改自 Chen (2005a)。

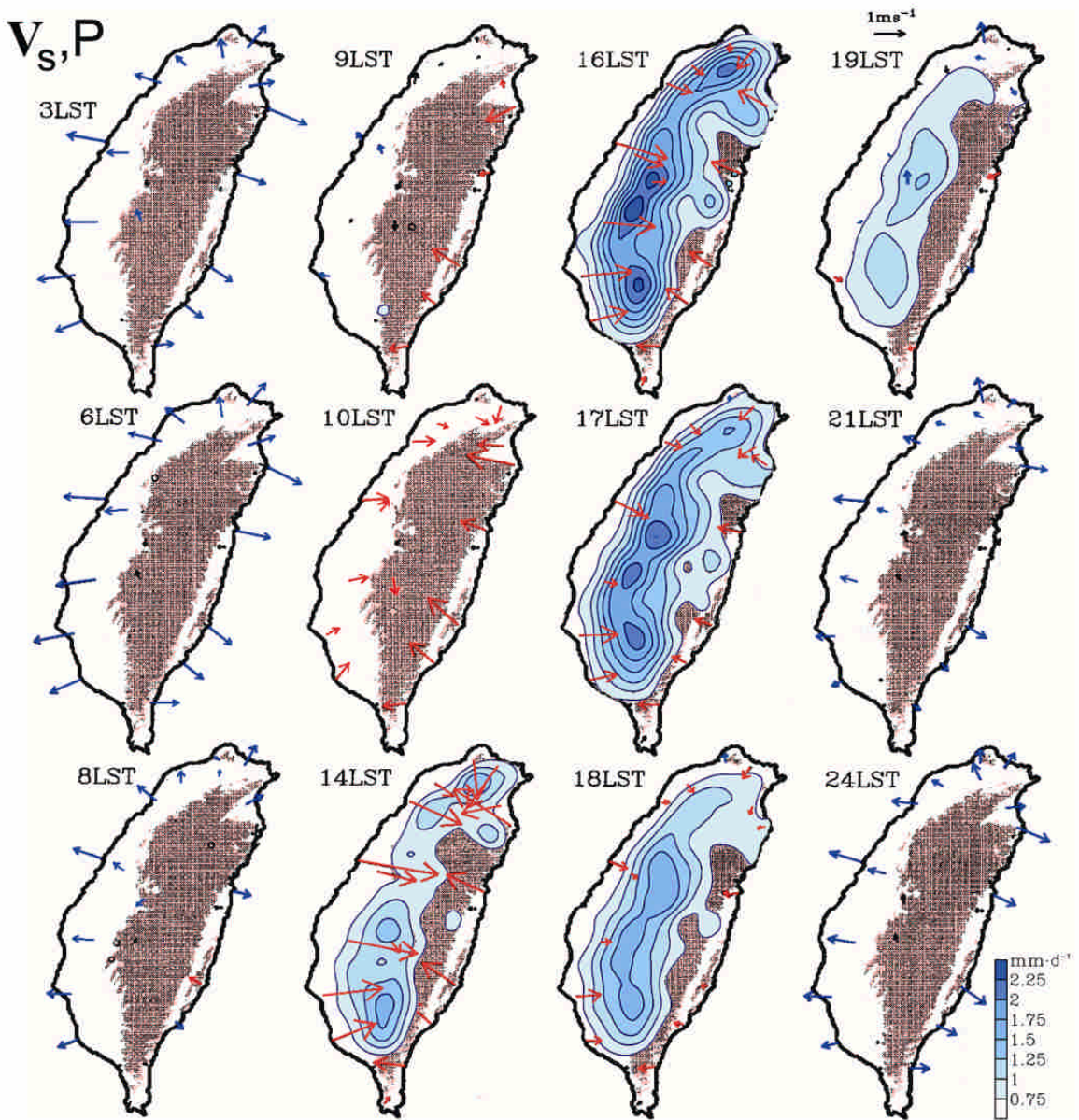


圖 24 環島氣象局測站的長期風場日變化時序圖(向量),配合自動雨量站之降雨量分布(等值線色塊)。海風分量以紅色箭頭表示,陸風分量以藍色箭頭表示,當地時間標示於每張圖之左上角,雨量比例顯示於全圖之右下角。地形高於 500 公尺即著上淺紅色。本圖修改自 Chen 等人(1999)。

用 TRMM (熱帶降雨監測任務) 衛星資料分析台灣的日降雨特徵, 驗證了 Chen 等人 (1999) 的結果。

爲了有效分析圖 24 所呈現出風場日變化的氣候特性, Chen 等人 (1999) 採用 Chen (1977) 計算北美安大略湖表面輻散量的方式, 利用圖 25a 的環島測站以及下列線積分關係式

$$D_S = \frac{1}{A} \int_L v_n dl, \quad (1)$$

【註: A 爲環島面積、 L 爲環島測站相連接的總長度、 v_n 爲測站風、 D_S 爲輻散場】計算海陸風在台灣的區域平均輻散場, 其輻散量和全島平均雨水的逐時分佈繪於圖 25b。全島輻散量的最大值出現在清晨六點, 隨著早晨日照量增加急速轉變爲負值 (輻合), 並在下午二點到達最低值 (即

輻合量最大值)。然而降雨最大值發生於下午五點, 未與輻合量同步, 這個延後三小時的降雨時差顯示出降雨過程所需的時間; 明顯地, 由海風帶進台灣島內的大氣水汽在這段時間內逐漸飽和, 最後在海風輻合與地形抬升下凝結降雨。Ulanski 與 Garstang (1978) 年分析美國佛羅里達州的日變化時發現, 該州的地表輻合量領先最大對流降雨 1.5 個小時, 但台灣所呈現的輻合-降雨時間差卻比較長。此外, 圖 25b 的日雨量顯示一個以清晨五點爲中心的微弱上升變化, 表示台灣的日雨量亦具有半日週期的演變。

2. 半日週期變化

在利用傅立葉分析濾出降雨變化的全日週期及半日週期後, Chen 等人 (1999) 選出 62 個半日週期最明顯的測站並繪於圖 26a, 這些測站大多數

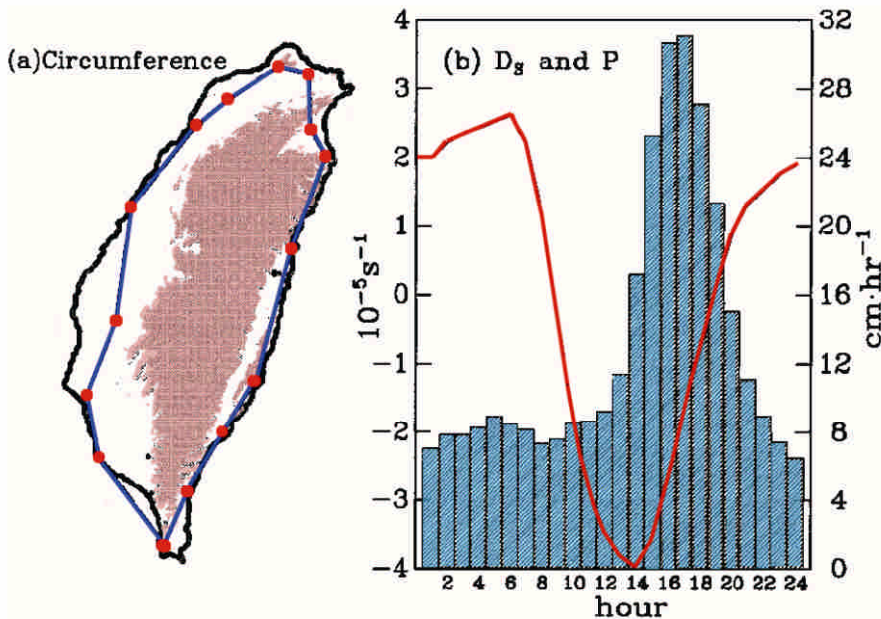


圖 25 (a)環島主要沿海測站 (紅點) 所組成的環面積區域, 500m 以上地形以淺紅色陰影標示。(b)以這些測站風場積分運算所得到的逐時輻散量變化 (D_S , 紅色曲線), 配合全島自動雨量站所平均的逐時雨量變化 (柱狀圖)。本圖修改自 Chen 等人 (1999)。

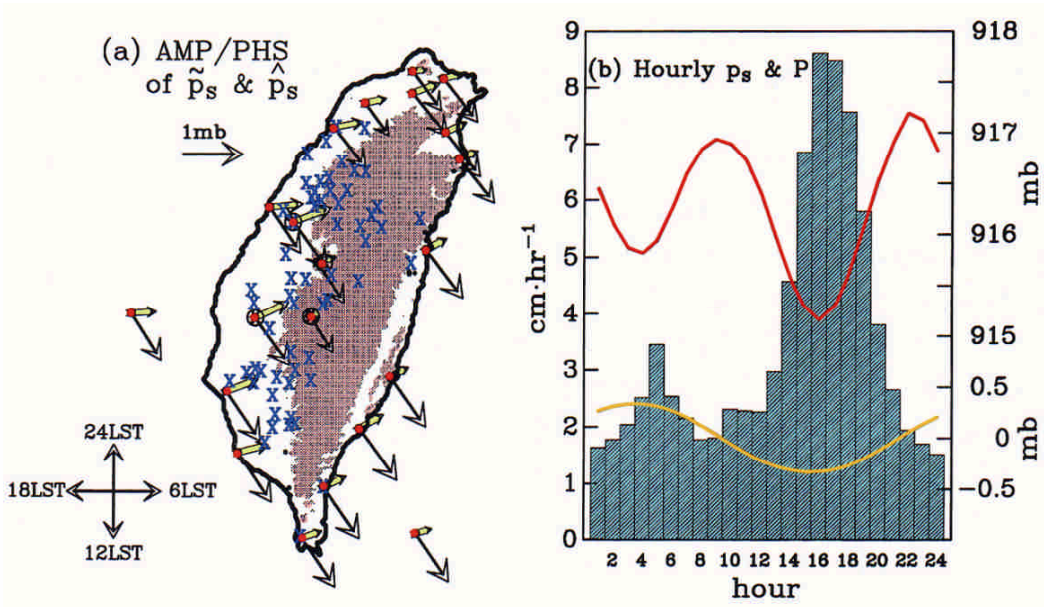


圖 26 (a) 氣象局傳統測站之氣壓全日潮（黃色箭頭）及半日潮（黑色箭頭）相位分布，箭頭方向表示相位時間（圖說附於左下角），箭頭長度代表振幅，500m 以上地形以淺紅色陰影標示。(b) 為這些測站氣壓所平均之逐時氣壓（紅色曲線）及全日潮分量（黃色曲線），配合雨量半日週期最大的 46 個雨量站〔以藍色 X 標示於(a)〕所平均的逐時雨量變化（柱狀圖）。本圖修改自 Chen 等人(1999)。

分佈於中央山脈西側坡地（與西部平原的交界區），而這 62 個站的平均降雨日變化（圖 26b）的確呈現比全島測站平均（圖 25）還清楚的清晨降雨訊號。地面氣壓的全日週期及半日週期的相位與週期分別以空心箭頭及實心箭頭表示（圖 26a），全島的氣壓日變化及半日變化南北分佈一致，具有凌晨三點（全日變化）及上午十點（半日變化）的氣壓最高值，半日變化幅度明顯大於全日變化，這是由於氣壓半日潮在熱帶及亞熱帶地區振幅大於全日潮的緣故（陳等人，2007）。比較圖 26b 的氣壓時序與降雨時序，發現台灣日降雨變化於清晨及傍晚的二次高峰值與氣壓的半日變化相呼應，二次降雨皆發生於氣壓最低值出現後一小時，而氣壓和降雨的振幅變化也很對稱，傍晚的氣壓最低值因為全日潮及半日潮同相位而

加深，清晨的半日潮波谷受全日潮的波峯減弱，但對應到清晨較弱的降雨峰值。

根據水汽收支定理，水汽通量的輻合維持降雨，而底層風場的輻合驅動著水汽通量的輻合（如 Piexoto 與 Oort，1992）。此外，地表氣壓的趨勢方程（tendency equation），

$$\left\langle \frac{\partial p_s}{\partial t} \right\rangle \approx - \int_0^{p_s} \langle \nabla \cdot \mathbf{V} \rangle dp, \quad (2)$$

表示大氣壓力的趨勢受到垂直積分之輻散場的驅動，因此我們可用圖 25a 的線積分環島輻散量診斷圖 26 的氣壓變化，二者間的對應情形展示於圖 27。實際氣壓的趨勢非常近似於半日潮的趨勢（粗實線與虛線），並與環島輻散量所呈現的半日週期吻合。然而，其看似一致的相位卻與方程式(2)

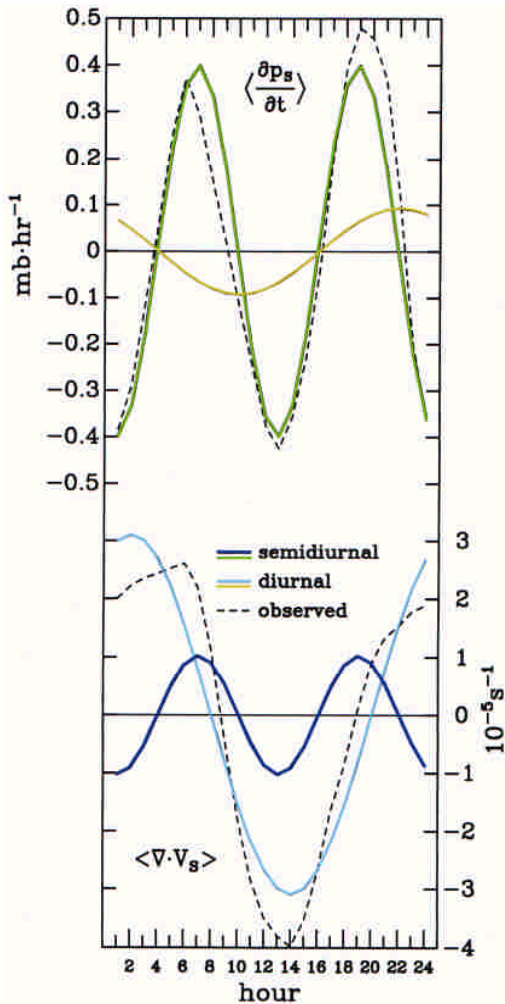


圖 27 上圖為環島測站平均之逐時氣壓趨勢(黑色虛線)、全日潮(黃色曲線)及半日潮(綠色曲線)時序變化；下圖為對應上圖之環島輻散量(藍色系曲線)逐時變化。本圖修改自 Chen 等人(1999)。

的結果相反，因此地表輻散場的半日週期應該與氣壓的半日潮無關。Lindzen (1978)曾推算出熱帶半日潮的理論值與觀測值具有半小時左右的時差，是否這個時間差導致了降雨變化與半日潮不同步呢？由於水汽凝結降雨需要時間，環島輻散量的全日週期與降雨因此呈現 3 小時的相位差；同理，輻散量之半日週期的晨間最小值（即最大

輻合）領先降雨約 3 小時，與下午的最大輻合暨最大降雨相同，因此早晨的降雨仍有可能導因自地表風場的輻合。不過，夜間乾而涼的陸風如何能引起風場輻合又是另一個問題。Atmanathan (1932)與 Atkinson (1984)曾分別研究印度 Poona（位於印度半島西岸山脈的東側）的下沉風氣候，觀察到下沉風的最大強度發生於午夜 2 點，與台灣山坡帶的陸風時刻相同。若依據這些結果及圖 26a 具有顯著晨間降雨的測站分佈來推測，夜間逆溫層受到山區下沉風的擾動破壞後，即可能形成對流，導致山脈的山腳位置產生清晨的降雨。

(三) 局部地區

1. 台北盆地午後雷雨

夏季的台北縣市時常早晨陽光普照，但一過中午便烏雲密布、雷聲隆隆、大雨傾盆，偶而還出現冰雹，但猛烈的雷雨不到傍晚即風消雲散。台灣的季節降雨主要可分為西南部的夏季雨和東北部的冬季雨 (Chen 等人, 1999; Yen 與 Chen, 2000)，因此若以區域尺度的角度來看，台北市應該屬於北台灣的冬季雨區。觀察台北、基隆及淡水三測站的長期雨量季節分布 (圖 28a 左欄) 可發現，基隆和淡水都屬於冬季雨區，但台北卻是屬於夏季雨區。利用午後降雨標準 (12~18 時之降雨量比 5~11 時之降雨量高過 20 釐米) 篩選氣候降雨量之後，Chen 等人 (2007a) 發現午後雷雨量 (圖 28a 中欄) 在台北最高，基隆次之 (台北的四分之一)，淡水最少。雨量的季節變化在去除午後雷雨量之後顯示，這三個地點其實都屬於冬季雨區 (圖 28a 右欄)，可見台北盆地的午後雷雨足以影響當地的大環境的氣候特性，使得台北的季節降雨變化與相距不遠的基隆幾乎完全相反。

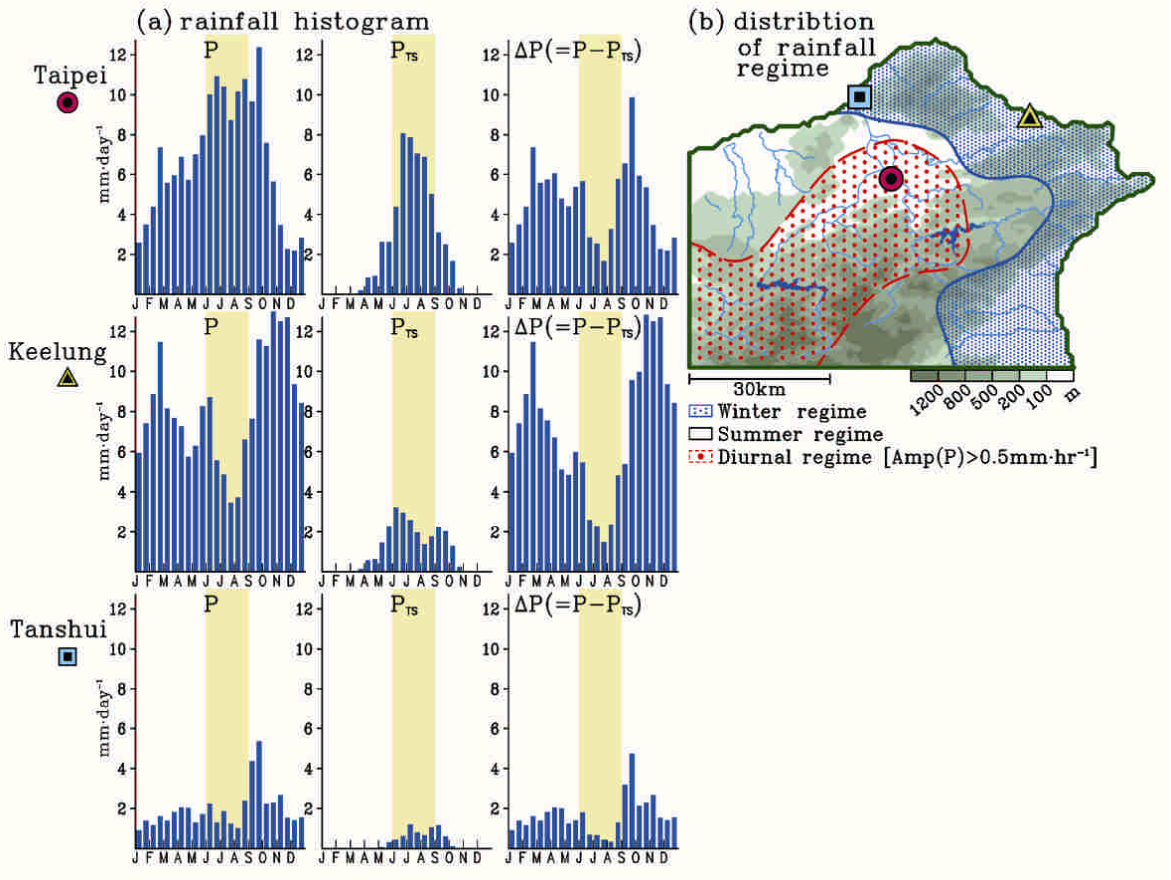


圖 28 (a)長期氣候降雨量(P)於台北(上)、基隆(中)及淡水(下)的逐月分佈，其中屬於午後或傍晚日降雨的雨量示於圖中(PTS)，移除日降雨量的剩餘雨量(ΔP)示於圖右，夏季(六至八月)以淺黃色區塊標示。(b)為利用自動雨量站所勾畫的氣候雨量屬性分佈，冬半年雨量高於夏半年雨量的區域屬冬雨氣候(藍點區)，反之屬夏雨氣候(空白區)，午後/傍晚雨量高於早晨雨量大於 1 mm/hr 則歸納於午後雷雨氣候(粗紅點區)，地形由綠色區域表示。本圖摘自 Chen 等人(2007a)。

有鑑於台北盆地顯著又頻繁的午後對流特性，Chen 等人 (2007a) 利用自動雨量站及氣象局測站長期資料，分析了夏季台北盆地的日對流變化機制，及都市化對降雨的長期影響。利用這些密集的雨量站資料，Chen 等人 (2007a) 以冬、夏季雨量差作為依據，區分出北台灣冬季雨區和夏季雨區的分界(圖 28b)，發現冬季雨區主要分部於北部及東北部海岸及面海山坡帶(深藍色線及

密點區)；若以午後降雨大於早晨降雨 1 mmh^{-1} 的標準區分，則可進一步勾畫出午後降雨明顯的地區(紅色線與粗點區)。午後雷雨的影響範圍不但涵蓋台北盆地，也包含中央山脈的西北向坡地及翡翠、石門二水庫，與區域供水密切相關。圖 28b 說明，台北盆地頻繁的午後雷雨，是使得台北與相距離 30 公里的基隆屬於不同氣候雨區的主因。

台北盆地依順時針方向被包圍在大屯山、中央山脈、林口台地及觀音山之中，只有淡水河與基隆河二道河谷聯繫台北市與海岸，間接形成了底層氣流的通道。海陸風環流在台北地區受到地形的阻隔，只能經由這二道河谷穿梭流通台北盆地。圖 29a 表示由淡水、台北及基隆三測站的長期平均風場與降雨日變化，其中淡水與基隆的風場在早晨九點由陸風轉變為海風，並持續吹向台

北市，至中午達最大風力，而台北的雨量從中午一點過後增加，在下午三點到達最大值之後，淡水與基隆的海風開始消退，到了傍晚五、六點回歸為陸風的型態。圖 29c 於下午三點的水平風場及降雨分布說明海風從二道河谷匯流於台北市，並在近山坡地的板橋、樹林等地輻合，因此降雨量在這個區域也最大。

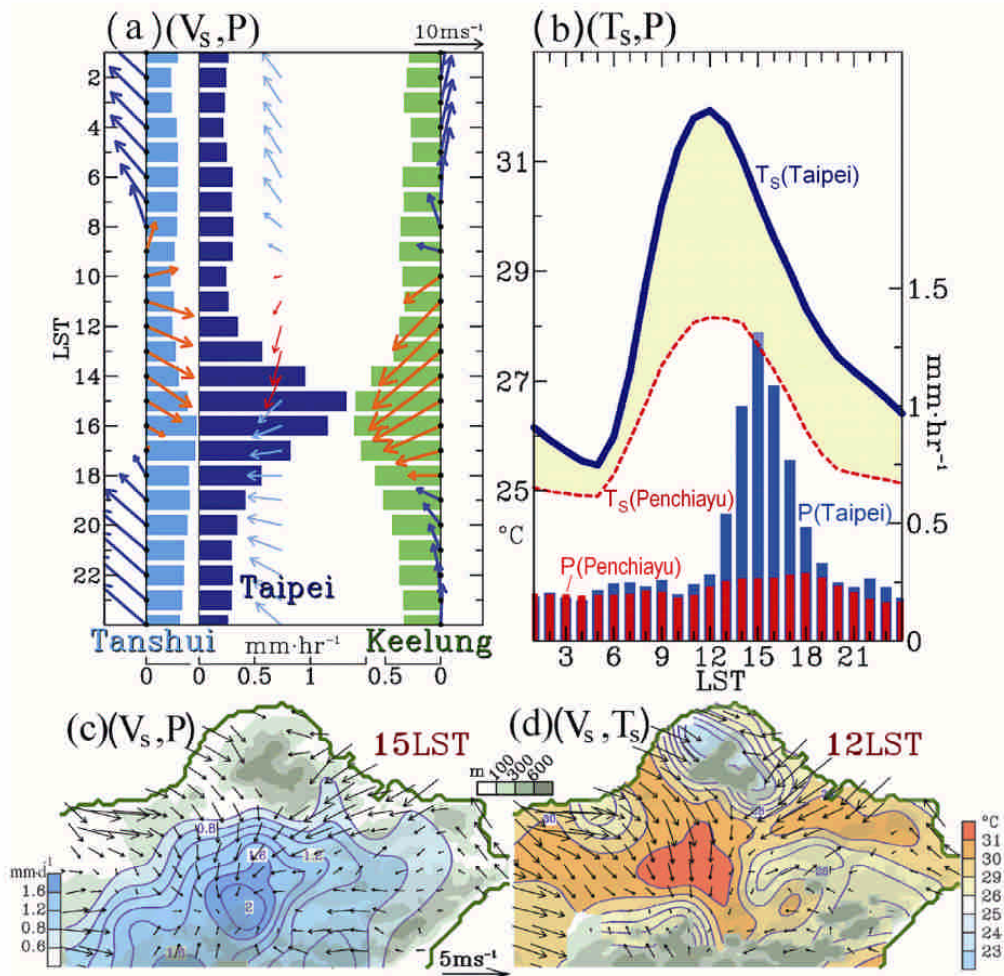


圖 29 (a) 於淡水(左)、台北(中)及基隆(右)的氣候逐時風場及降雨(柱狀圖)時序演進，海風(陸風)向量由藍色(橙色)箭頭表示。(b)台北及彭佳嶼的氣溫和降雨時序，說明標示於圖上。下圖為台北盆地及週遭之風場於(c)15 時配合降雨及(d)12 時配合氣溫的水平分布。本圖摘自 Chen 等人(2007a)。

比起西南部發生在下午五點的最大日雨量，台北市的午後雷雨顯得提早許多，這個現象突顯出都市熱島效應的可能影響。Chen 等人(2007a)比對台北測站與距離基隆只有 30 公里的彭佳嶼測站後(圖 29b)，發現二地的清晨溫差很小，但中午的溫差卻高達攝氏四度；對氣候而言，四度是非常顯著的溫差，特別是二地的海拔相似而距離甚近，而近地表氣溫的增加相對提高了大氣的不穩定度，使得對流更為容易。在雨量方面，彭佳嶼的降雨日變化並不明顯，但台北則呈現出清楚的午後降雨，二地的雨量在下午三點時相差高達每小時 1 毫米，在氣候上同樣顯著，突顯出台北盆地的地形特徵及都市建築對於降雨氣候的衝擊。過去針對都市熱島效應的研究指出，都市附近的日降雨往往在其熱島下風帶(downwind side)增強(見 Shepherd, 2005 之回顧)，圖 29d 於中午 12 時的風場、氣溫平面圖顯示，集中在台北盆地高溫地區與都市化的地區位置相符，但最大降雨區(圖 29c)正好位於台北市的海風下風帶，驗證了過去的研究，也解釋了台北盆地午後降雨旺盛的成因。

2. 西南部海岸之清晨降雨

台灣西南沿岸在夏季的早晨時常出現陣雨，雨勢雖不及午後雷雨般強烈，但也影響民眾的通勤與生活。由圖五的夏季環境氣流及圖二十四的台灣海陸風變化推測，底層的大尺度西南氣流正好與台灣西南岸的陸風形成匯流，很有可能在海岸附近造成氣流輻合，繼而引發對流降雨。這種例子在許多島嶼地形都很常見，夏威夷群島在夏季受太平洋貿易東風環繞，島嶼本身的海陸風環流和環境風場產生交互作用，持續的雨帶時常出現在貿易風迎風面，隨著貿易風勢及陸風變化呈現出離岸/靠岸的移動及強弱震盪(Carbone 等

人, 1998)。在日本及馬來西亞半島，清晨降雨亦多集中在面向盛行風的海岸(Oki 與 Musiaki, 1994)。印尼爪哇島的雨季(1~2 月)受到東亞寒潮爆發的衝擊，寒潮北風跨越赤道，引發爪哇島強烈的日對流，2007 年 2 月初雅加達的嚴重水患即導因自這種現象(Wu 等人, 2007)。由於台灣西南部的清晨降雨原因不明，Chen (2005b)即利用現有觀測資料研究其成因。

典型的西南沿海降雨可由發生在 2000 年 8 月 11 凌晨的個案表示，圖 30 為當日午夜 00:30 到早晨 07:15 的逐時 GMS 紅外線雲圖，一道沿著西南海岸的對流雲帶(紅色箭頭所指)於凌晨 2 點左右發生，到清晨 4 點時達最大強度，之後於 7 點之前消散。經由測站資料位於枋寮(A)、小琉球(B)及東沙島(C)的觀測顯示(圖 31a)，當時的地面環境風場在午夜由西風轉為西南風，並在早晨 9 點以前維持穩定的強度。枋寮的風場從晚上 10 點以前的西北風轉變為來自東北的陸風，於次日凌晨達到最強，符合圖二十四的環島風場日變化。小琉球距本島(東港)約 15 公里，其風場介於環境風及本島陸風之間，在午夜以前被台灣的海岸風影響，午夜以後則呈現大環境的西南風性質(以東沙島風場代表)，表示白天本島的海風環流觸及小琉球，但較微弱的陸風層則達不到。

計算小琉球與枋寮之間的氣流輻散量(紅色實線)後發現，氣流的輻合在午夜後增強，並與降雨同步(圖 31a 藍色柱狀圖；計算自高屏平原所有的雨量站)，風場輻合在凌晨 3 點最大降雨過後，於 4 點起突然反轉為輻散，緊接著降雨完全停止，這個現象與對流降雨造成下沉氣流並引發地面微高壓輻散的理論(Fujita, 1978)相符。在熱力方面，由內陸到海岸的五個測站(圖 31 地圖所標示 1~5)顯示，午夜山坡地的冷空氣受到陸

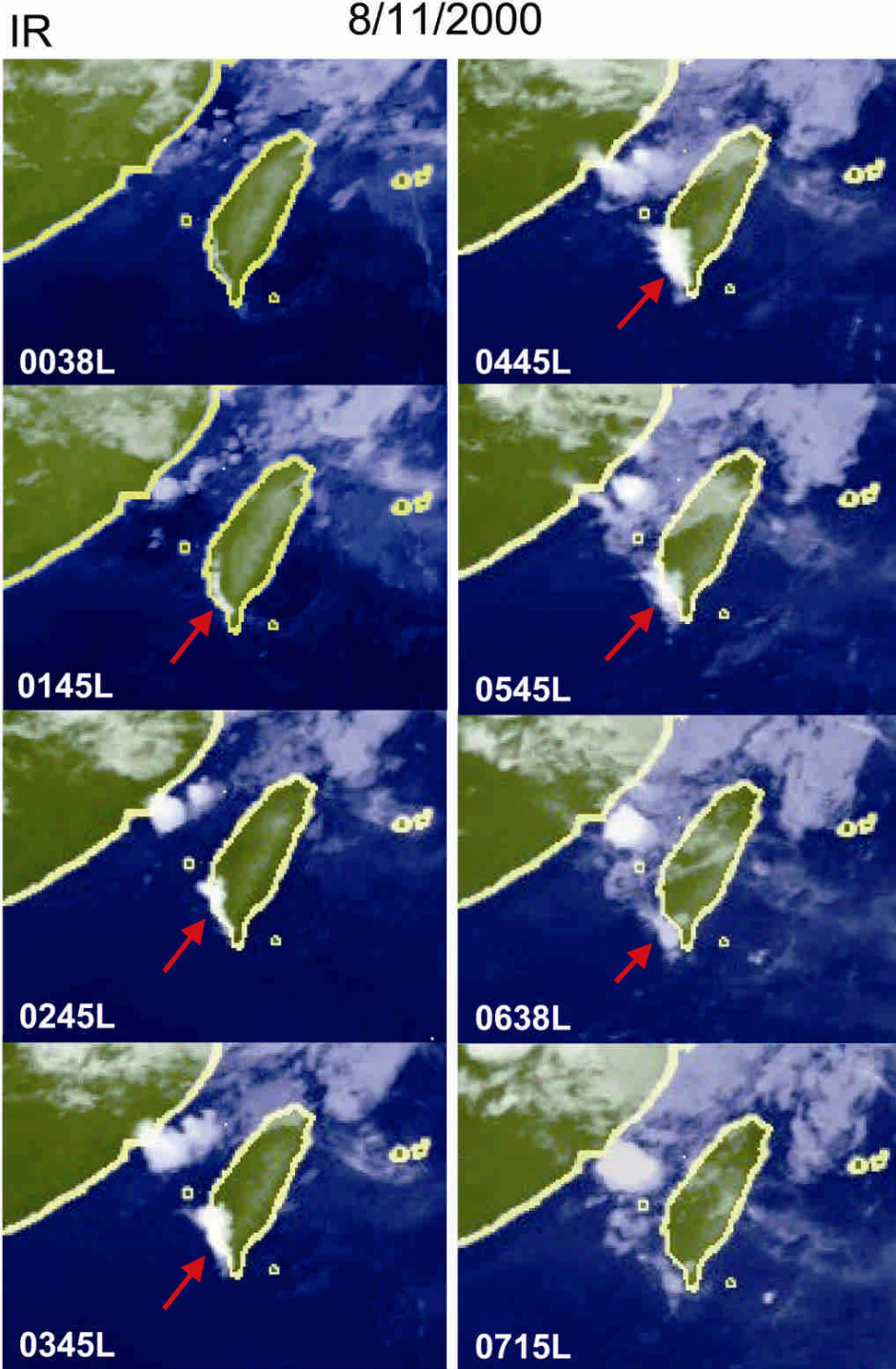


圖 30 GMS 紅外線雲圖於 8/11/2000 從午夜到清晨的時序演進，西南部沿海之對流發展由紅色箭頭標示。本圖摘自 Chen (2005b)。

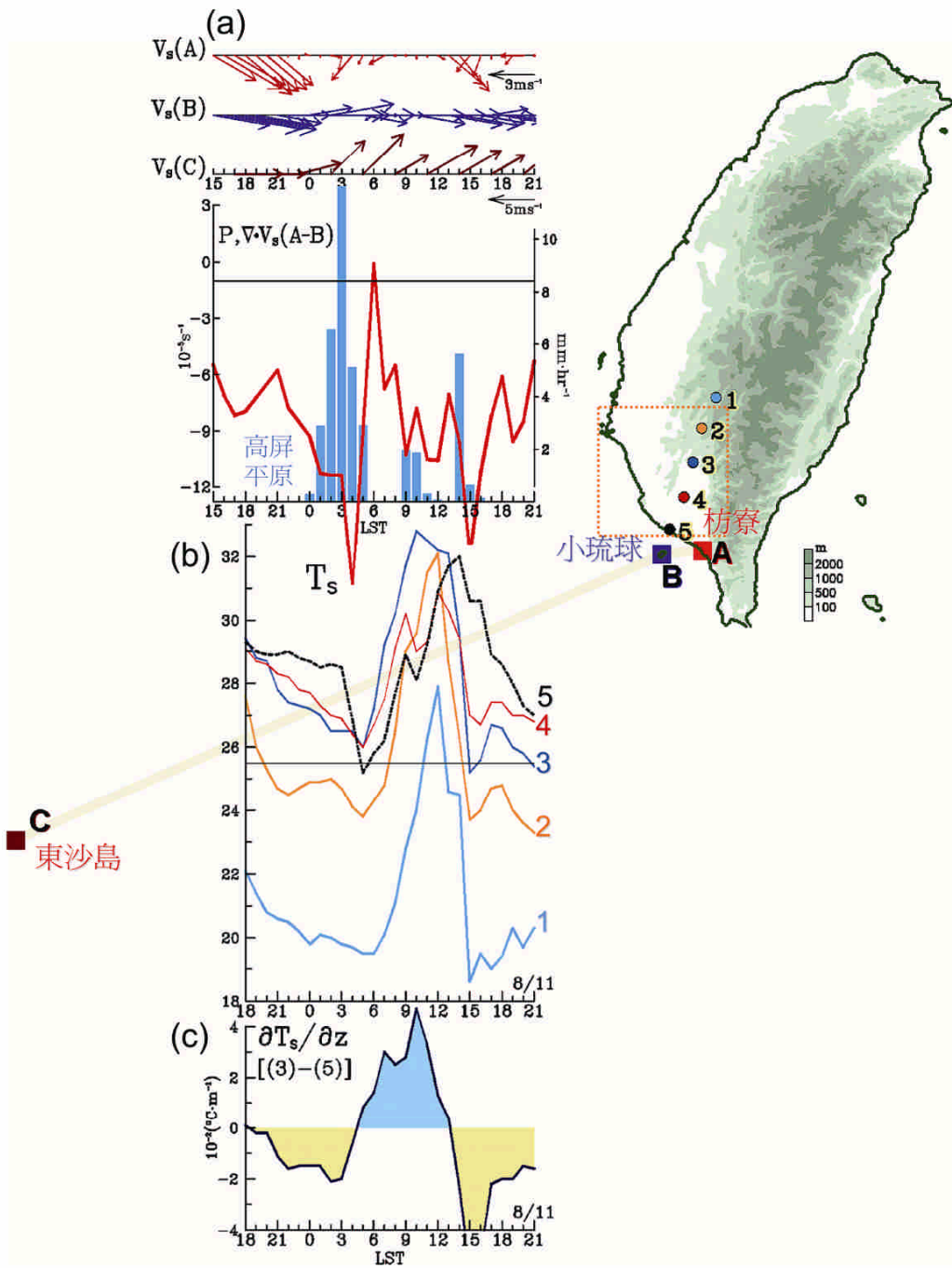


圖 31 (a) 枋寮(A)、小琉球(B)及東沙島(C)於 2000 年 8 月 10 日午後至 11 日夜間的逐時地面風場時序，配合高屏平原雨量站總合（地圖橙色方塊內）的逐時降雨（柱狀圖），以及由枋寮與小琉球風場所估算的輻散量（紅色實線）。(b)為由林園至三地門共五站（1~5 標示於地圖）的地面氣溫時序分佈，而(c)為由第 3 站與第 5 站所估計的近地表大氣剖面分析，表示靜力不穩定度（負值為不穩定，正值為穩定）。

風平流作用，與近海岸暖空氣的交會是增強幅合帶降雨的另一因子(圖 31b)，由第 3 站與第 5 站的氣溫所推估的地表溫度剖面逐時分析(圖 31c)亦顯示，降雨發生之前的底層大氣呈現顯著的靜力不穩定 ($\frac{\partial T}{\partial z} < 0$)，降雨過後才轉變為逆溫性的穩定層 ($\frac{\partial T}{\partial z} > 0$)。

儘管台灣具有密度甚高的自動氣象觀測站，但始終只限於陸地，週遭海洋的氣象因子只能依賴遙測或數值分析。美國的 QSCAT 繞極衛星可觀測 0.5°解析度的近海面風場，一天經過台灣二次，其中一次在清晨五點左右，正好可以用來與本島地面觀測整合。另一個參考資料為全球再分析的 ERA-40 (Källberg 等人, 2004)，儘管其水平

解析度未達 QSCAT 般精細，仍能有效描述近海面背景氣流。Chen (2005b)分析這些可用資料，圖 32a 為清晨二點 (18Z) 之地面測站與 ERA-40 合成後的地面流場，圖 32b 則是清晨五點(21Z)之地面測站與 QSCAT 整合後的地面流場(註3)，二圖所顯示的環境氣流基本上相同：越過台灣南部的西南氣流在東部海面形成氣旋式的背山擾動(如 Sun 與 Chern, 1993)，台灣島的風場由自山脈輻散的陸風環流支配，西南季風與台灣西南沿岸之陸風交會，形成一道幅合帶(紅色虛線標示)並激發對流降雨。由於台灣的陸風在清晨五點最強(圖 24)，於午夜二點較偏向山區之幅合帶(圖 32a)到了五點被增強的陸風推移至西南沿岸(圖 32b)。日出之後陸風衰退，此氣流幅合效應亦隨之減弱，在海風建立之後消失(圖未示)。追蹤過

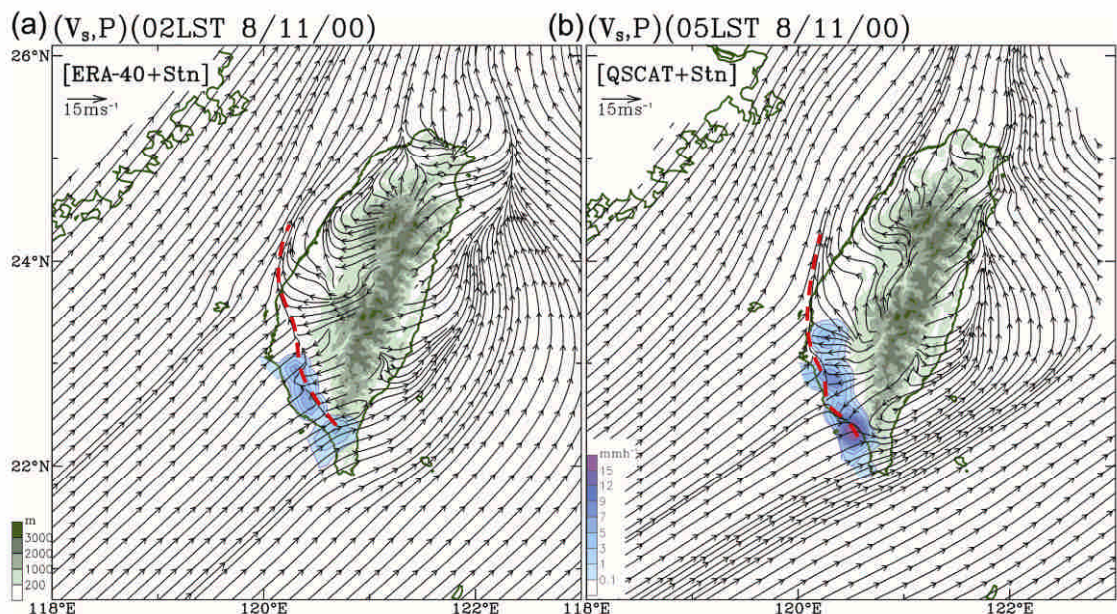


圖 32 (a)為由歐洲氣象中心再分析資料(ERA-40)融入台灣地面測站資料所合成的地面風氣流場，於 8/11/2000 清晨 2 時的情況；(b)為 ERA-40、台灣測站再加上 QSCAT 近海風場衛星估算的地面氣流場合成，於清晨 5 時的情況。降雨分佈來自於自動雨量站，而地面幅合帶由紅色粗虛線所標示。本圖摘自 Chen (2005b)。

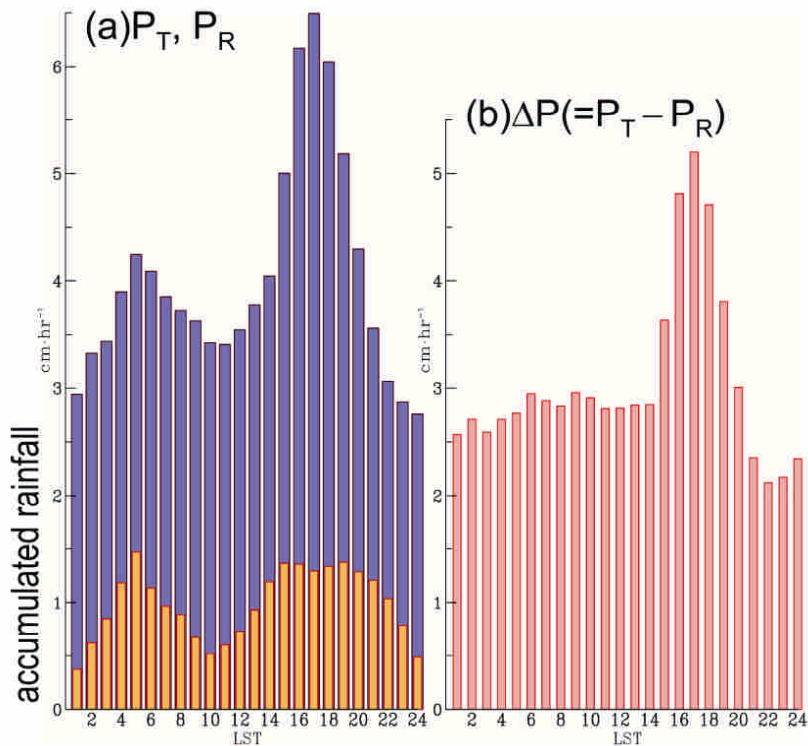


圖 33 由高屏平原所有雨量站所求得之逐時雨量時序圖，其中總雨量(P_T)及清晨雨量個案合成(P_R)展示於(a)，扣除 P_R 的剩餘雨量(ΔP)時序展示於(b)。

去 12 年 (1993~2004) 的類似個案後，Chen (2005b) 發現這類經由西南季風與島嶼陸風所引發的降雨，在西南部海岸及平原地區貢獻了約 30% 的夏季晨間 (1-10 LST) 雨量 (圖 33a)；減去這些晨間降雨事件後的剩餘降雨變化後，圖 33b 已不見晨間降雨的訊號，表示這種西南季風與陸風的輻合效應，是造成當地清晨降雨的主因。

七、結 語

東亞夏季季風由於其獨特的生命週期而比其他季風區顯得更為複雜，其中的降雨變化不但包含不同本質天氣系統的交相影響 (如中緯度的鋒面及熱帶低壓擾動)，亦參雜顯著的日變化與季內變化，這些交錯的特性促成了許多有關東亞季

風的降雨氣候研究，但直接與台灣有關的研究數量卻未成正比。事實上，台灣的地理位置處於東亞季風區核心，東西向位於季風西風帶與西北太平洋高壓脊勢力抗衡的範圍內，南北向介於中緯度天氣系統南下與熱帶低壓系統北上的交錯影響，是研究東亞夏季季風很適當的出發點。過去十年來 (1999~2008)，美國愛荷華大學及國立中央大學持續科學合作，以東亞降雨為主軸，進行了多項從大尺度 (如季風週期) 到中小尺度 (如台北盆地、西南海岸日對流) 的氣候及天氣研究，這些成果值得在系統性回顧後，與台灣氣象學界分享。本文依照降雨現象的時、空間尺度及特性，將這一系列研究的主要發現歸類為東亞季風降雨及台灣天氣降雨二主題，分別整理如下：

(一) 東亞地區

1. 季風生命期

以氣候的觀點，台灣所顯示的季風降雨呈現春末夏初及夏末秋初的二次雨季；以天氣學的觀點，季風前期為頻繁的中緯度鋒面活動，後期則伴隨熱帶擾動的劇增。然而自 Ramage (1952) 提出東亞季風生命週期的觀點後，這些現象在過去半世紀中未再被深入探討。Chen 等人(2004)利用各式現代資料，系統性地整合以 Ramage 觀點所詮釋的降雨現象，提出東亞季風的活躍期形成自中緯度鋒面系統在短時間內的密集活動，回復期則是熱帶氣旋頻率隨季風槽發展而增加，進而提升熱帶擾動的降雨機率；至於二個雨季之間的中斷期，則代表了鋒面與熱帶天氣型態的轉換。西太平洋高壓脊伴隨西南緣季風槽的北移是形成這個降雨週期最重要的環流因素，此環流的演進使得東亞季風區的降雨時序由南到北逐漸延後，在緯度較高的東北亞（如日本本島），秋季的季風回復期不再只由熱帶氣旋支配，而是與鋒面活動的恢復共伴而成。

2. 天氣系統之降雨貢獻

東亞主要降雨天氣系統包含春末夏初的對流雨暴、中緯度鋒面、颱風（或熱帶低壓）、日對流等，這些天氣擾動受季風生命週期支配而盛行於不同的時節，然而其降雨貢獻卻未曾被估算。由於台灣位於東亞季風的主要勢力範圍內，Wang 與 Chen (2008) 利用台灣的雨量站進行各種東亞天氣系統的降雨貢獻評估，發現鋒面本身在夏季並非降雨的主要來源，季風降雨主要來自雨暴、颱風及午後／傍晚日對流。春末夏初之際，雨暴的降雨貢獻高達 50%，若依事件頻率均分，其雨量貢獻並不亞於颱風。季風間歇期間，綜觀天氣

系統的活動頻率降低，午後對流成為主要的降雨來源。夏末進入颱風季節後，颱風在氣候上卻不是壓倒性的雨量來源，而是與日對流分佔約 40% 的降雨貢獻，因此夏季的日對流降雨是氣候上不可忽視的因子。

3. 季內震盪

東亞季風區顯著的週期變化反應在季內 (intraseasonal) 時間尺度上，全球性的 MJO 及區域性的 12~24 天模是造成降雨季內震盪最主要的季風模。台灣的測站資料顯示這二種模的訊號反應在氣壓及雨量變化上，不論在高山或島嶼都同樣清晰，表示這對季內模具有深厚的垂直結構 (Chen 等人, 2004)。鋒面與颱風等綜觀尺度天氣系統受到 MJO 及 12~24 天模的支配，颱風活動在 30-60 天模與 12~24 天模的低壓槽中增加而在高壓脊中減少，鋒面活動跟隨 30~60 天模所調節之西風強度與反應 12~24 天模之中緯度短波列改變，影響這些天氣系統與其產生的降雨，進而調節東亞的水文氣候 (Chen, 2005a)。此外，南海及東亞的季風週期經常受到其中一組季風模異常增強的支配，或是由二者之間相位一致所產生的「共振」效應所觸發，其中 30~60 天季風槽的北移活動更是驅動梅雨雨帶南北震盪及消長的主要機制 (Chen 等人, 2000b)。

4. 梅雨季對流雨暴

過去研究廣泛地將這類雨暴歸納於伴隨於「梅雨鋒面」的 MCS，並認為旺盛的對流若非產生自鋒面擾動即是發展於南海北部海面。經由分析高解析度 NCEP GFS 模式的初始資料，Chen 等人(2007b)識別一系列附屬在中層西風/西南風噴流的短波擾動，這些擾動以穩定的速度向東移動，其槽前區域往往激發深對流活動，形成一波

波雨暴行經中國南岸、南海北部及台灣。春末夏初之際，中層大氣的強西風帶在孟加拉灣與西藏高原之間形成一個季風低壓槽，槽前的西南噴流伴隨著動力不穩定度與豐富水汽，跨越中南半島並通過南海北部，在當地構成適合擾動生成的環境。同時，大氣輻散環流在中南半島與南海呈現顯著而反相的日變化，促使對流活動呼應而起。在這些條件的輔助下，Chen 等人(2007b)發現雨暴擾動的產生區域集中於二處：(1)越南北部與中國西南部之山區，雨暴多為午後及傍晚形成；(2)東京灣及南海北部海域，雨暴多在凌晨或清晨發生。這些發現將過去對梅雨季雨暴的認知推展到一個新的層面，相信能有助於梅雨季的豪大雨預報。

5. 日變化

東亞與南亞地區的日降雨週期呈現出系統性的時序變化：清晨在東北亞，午時在日本，午後在東海與其列島，傍晚在台灣及東南亞，午夜/凌晨在青藏高原，之後再回歸到東北亞而形成一順時針的時序演變。Chen (2005a)利用水汽位方程發現，大尺度水汽位函數的日變化具有一全球尺度、波數一型態之西傳模，及因東亞海陸差異所形成之東西向震盪模，這二個日變化模在亞洲的接合形成了類似旋轉的活動。由於水汽收支方程指出水汽位函數與降雨具有直接的關聯，這組亞洲暨西太平洋的旋轉性水汽位環流驅動著降雨，使該地區雨量的日變化亦呈現旋轉性質，進而支配亞洲的區域性日降雨特徵。

(二) 台灣日降雨

1. 全島變化

利用啓用於 1993 年的環島自動雨量觀測系統，Chen 等人(1999)廣泛地分析台灣夏季降雨變

化的特性，歸納出海陸風環流與午後對流的時空關係：環島海風環流所引發的輻合於當地時間 14 時達到最大值，而降雨在 16~17 時最為顯著，主要集中在西側山坡地與西南平原。此外，分布於中央山脈西側坡地及西南沿岸的測站都顯示出清晨（5 時）的一次降雨高峰，與傍晚 5 時的降雨高峰形成約 12 小時的時間差，正好與亞熱帶顯著的氣壓半日潮變化相符。氣壓半日潮的二次最低值各於晨間 4 時及傍晚 4 時出現，下降的氣壓趨勢可能輔助地區性的降雨機制，進而加強半日週期的降雨變化。

2. 台北盆地午後雷雨

大台北地區具有全台密度最高的地面測站分布，形成一個理想的都市微觀測網 (mesonet)。Chen 等人(2007a)運用這個觀測網近年來收集的資料，剖析了台北盆地夏季特有的午後雷雨成因。都市熱島效應使得台北近地表大氣較週遭地區不穩定，這個效應隨著日出之後即迅速增強，使得對流更容易被引發。由於盆地週遭山地的阻擋，日間海風只能沿著淡水河與基隆河二道河谷進入台北盆地，二道氣流在市區匯合後爬升於東南方坡地，而潮濕的海風在市區熱島效應的作用下變得更加不穩定，稍有抬升即容易引發午後對流，因此形成夏季困擾著木柵貓空纜車的頻繁落雷。這個區域性的氣象特徵，加強了台北市夏季雨氣候和基隆冬季雨氣候之間的對比。

3. 西南沿岸晨間降雨

夏季底層大氣的西南季風與台灣地形交互作用，是造成西南部山脈迎風面雨量特別高的主因 (Yen 與 Chen, 2000)，然而在清晨陸風最強盛之際，高屏沿岸的離岸陸風時常與盛行的西南季風產生一道輻合帶，繼而引發對流降雨 (Chen 等

人, 2005b)。由於此種氣流輻合降雨往往集中在海岸, 因此從台南到屏東的沿海城鎮都是這類清晨降雨頻繁發生的地區。因為缺乏日間地表熱力的催化, 這類對流通常不旺盛亦不持久, 但仍影響早晨民生交通甚鉅。除了風向的考量之外, 大氣溼度與溫度亦是促進這類晨間降雨的主要因素。

以上所回顧的研究成果透露出兩個訊息：一是東亞天氣／氣候的研究得以由台灣為主軸來發展, 進而延伸探討不同時間尺度的現象；二是台灣本身具有獨特的天氣現象, 許多仍有待進一步發掘。陳等人 (2007) 不久前針對台灣的大氣壓力變化發表了一份研究回顧, 他們利用玉山及平地測站偵測到各種氣壓的自然週期, 如全年週期、半年週期、全日潮、半日潮等, 配合先進的再分析資料, 將地區性氣壓特徵與全球尺度的大氣壓力結構連結, 亦提供數值模擬研究一個簡易又有效的驗證途徑。本文所回顧的研究以台灣的雨量觀測出發, 探究東亞夏季季風降雨的各種氣候特性。台灣的降雨週期變化與東亞季風緊密結合, 然而其島嶼地形卻也顯著地調節氣候降雨的地區性格, 這類特性尤其反應在降雨的分佈及時序上。因此, 欲有效掌握台灣的天氣及氣候, 整合季風環流及區域氣象之間的各種知識將是必要的途徑。

致 謝

本文所列之研究由 Cheney 研究基金所資助, 手稿在第一作者訪問國立中央大學期間完成, 該訪問由教育部「發展國際一流大學計畫」、NSC95-2811-M-008-009 及 NSC95-2111-M-008-007 資助。第二作者的研究工作由 NSC95-2111-M-008-016-MY3、NSC96-2625-Z-008-002、NSC96-

2111-M-008-015 等國科會計畫資助。本文亦獲得國科會計畫 NSC96-2111-M-008-015 與 NSC96-3114-P-492-002-Y 的部分資助。特別感謝鍾愛如小姐協助資料收集、編譯與校稿, 亦感謝二位審查者的寶貴意見。

附錄一

根據 Chen (1985), 水汽收支方程 (water vapor budget equation) 為

$$\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla \cdot \mathbf{Q} = E + P,$$

其中 W 為降雨含量, E 為蒸發量, P 為降雨量, $\mathbf{Q} = \int_{p_s}^0 (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}) dp$ 為風場及比濕所合成的水氣通量。如同風場, 水氣通量 \mathbf{Q} 又可分成旋轉分量 (Q_R) 及輻散分量 (Q_D),

$$\mathbf{Q} = Q_R + Q_D.$$

運用 Laplace 方程, 我們可求得水氣通量流函數及水汽位函數,

$$\nabla^2 \chi_Q = \nabla \cdot Q_D$$

$$\nabla^2 \psi_Q = \nabla \times Q_R.$$

其中旋轉分量扮演水汽輸送角色, 只有水氣通量的輻散分量參與水汽循環及降雨過程。因此, 水汽收支方程可改寫為

$$\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla^2 \chi_Q = E + P.$$

方程式推導細節可參考 Chen (1985) 及 Chen (2005a)。

註 釋

註 1：此處之日對流指沒有綜觀天氣系統（如颱風、熱帶低壓、鋒面等）出現在距台灣 200 公里的範圍內時，發生於島內的午後/傍晚的日降雨，細節詳見 Wang 與 Chen (2008)。

註 2：JMA 的颱風紀錄提供 30 kts 的暴風半徑資料。

註 3：利用 Cressman (1959) Scheme，以 5-km radius of influence 對 ERA-40 及 QSCAT 格點與測站位置進行風場之客觀分析，台灣島內區域只包含測站資料，海面島嶼則為 ERA-40 / QSCAT 與島嶼測站的合成。

參考文獻

- 林俊全，2004：台灣的天然災害。遠足文化。185 頁。
- 陳慶昌，嚴明鈺，王世宇，2007：從玉山看大氣壓力變化。大氣科學，34，291-307 頁。
- Atkinson, B. W., 1981: *Mesoscale Atmospheric Circulation*. Academic Press, 495 pp.
- Atmanathan, S., 1932: The katabatic winds of Poona. *Indian Met. Dept. Sci. Notes*, 4, 101-115.
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 130-155.
- Burpee, R., 1972: The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, W. A. Cooper, V. Grubišić, and W. C. Lee, 1998: Trade wind rainfall near the windward coast of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2847-2863.
- Chang, C.-P., 2004: *East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia)*, World Scientific Publishing Co., C.-P. Chang Ed., 600 pp.
- Chang, J.-H., 1972: *Atmospheric Circulation Systems and Climates*. Oriental Publishing, 328pp.
- Charney, J., and M. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 19, 159-172.
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, W. Wang, Z.-Y. Tao, and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2330-2351.
- Chen, T.-C., 1985: Global water vapor flux and maintenance during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1801-1819.
- _____, 2005a: Variation of the Asian Monsoon Water Vapor Budget: Interaction with the Global-Scale Modes. *The Asian Monsoon*, B. Wang, ed., Springer Verlag, 417-458.
- _____, 2005b: Pilot Studies for the East Asian Monsoon Experiment. The First Post-GAME (MAHASRI) Planning Workshop, Tokyo, Japan, 28 Aug 2005.
- _____, 2006: Characteristics of African easterly waves depicted by ECMWF reanalyses for 1991-2000. *Mon. Wea. Rev.*, 12, 3539-3566.
- _____, and J.-M. Chen, 1993: The 10-20 day mode of the 1979 Indian monsoon: Its relation with the time variation of monsoon rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2465-2482.
- _____, and _____, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*,

- 123, 2295-2318.
- _____, and M. Murakami, 1988: The 30–50 day variation of convective activity over the western Pacific Ocean with emphasis on the northwestern region. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 892–906.
- _____, S.-Y. Wang, W.-R. Huang, and M.-C. Yen, 2004: Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. *J. Climate*, 17, 744-762.
- _____, _____, and _____, 2007a: Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a Valley: Taipei. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 46, 1324-1340.
- _____, _____, _____, and A. J. Clark, 2008a: The monsoon gyre and its effect on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *J. Atmos. Sci.* (submitted)
- _____, M.-C. Yen, J.-C. Hsieh and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- _____, _____, and M. Murakami, 1988: The water vapor transport associated with the 30-50 day oscillation over the Asian monsoon regions during 1979 summer. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1983-2002.
- _____, _____, and J.-D. Tsay, 2000a: Annual and semiannual variations of surface pressure in Taiwan. *J. Climate*, 13, 1436-1440.
- _____, _____, and S.-Y. Wang, 2007b: Science Plan of the East Asian Monsoon Experiment. The 1st MAHASRI/ AMY (Asian Monsoon Year) Workshop, 8-10 January 2007, Tokyo, Japan.
- _____, _____, and S.-P. Weng, 2000b: Interaction between the summer monsoons in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes. *J. Atmos. Sci.*, 57, 1373-1392.
- Chen, W.-Y., 1977: Analysis of vorticity and divergence fields and other meteorological parameters over Lake Ontario during IFYGL. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1298–1309.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- Elsberry, R. L., 1988: *A Global View of Tropical Cyclones*. Edited by R. L. Elsberry. Office of Naval Research, 185 pp.
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius., 1986: The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Appl. Meteor.*, 25, 1333-1345.
- Fujita, T. T., 1978: Manual of downburst identification for project NIM-ROD. Satellite and Mesometeorology Research Paper No. 156, Dept. Geophysical Sciences, University of Chicago, 104 pp.
- Gadgil, S. and K. R. Kuma, 2005: The Asian monsoon—agriculture and economy, *The Asian Monsoon*. B. Wang Ed., Springer, pp. 651-683.
- Hall, J. D., A. J. Matthews, and D. J. Karoly, 2001: The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2970-2982.
- Hartmann, D. L., M. L. Michelsen, and S. A. Klein, 1992: Seasonal variations of tropical intraseasonal oscillations: A 20–25-day oscillation in the western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1277–1289.
- Holton, J., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology* (The International Geophysics Series, Vol 88) , Academic Press, 535 pp.

- Kållberg, P., A. Simmons, S. Uppala, and M. Fuentes, 2004: The ERA-40 archive. *ERA-40 Project Report Series No. 17* (available online at <http://www.ecmwf.int/publications/>).
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kanamitsu, M., 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Wea. and Forecasting*, 4, 335–342.
- Kishtawal, C.M., and T.N. Krishnamurti, 2001: Diurnal variation of summer rainfall over Taiwan and its detection using TRMM observations. *J. Appl. Meteor.*, 40, 331–344.
- Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488–503.
- Krishnamurti, T. N., and P. Ardanuy, 1980: The 10- to 20-day westward propagating mode and breaks in the monsoons. *Tellus*, 32, 15–26.
- _____, P. Jayakumar, J. Sheng, N. Surgi, and A. Kumar, 1985: Divergent circulations on the 30 to 50 day time scale. *J. Atmos. Sci.*, 42, 364–375.
- _____, and D. Subrahmanyam, 1982: The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2088–2095.
- Lau, K.-M., Y. Ding, J.-T. Wang, R. Johnson, T. Keenan, R. Cifelli, J. Gerlach, O. Thiele, T. Rickenbach, S.C. Tsay, and P.H. Lin, 2000: A report of the field operations and early results of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1261–1270.
- _____, and M.-T. Li, 1984: The monsoon of East Asia and its global associations—A survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 114–125.
- _____, and S. Yang, 1997: Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 14, 141–162.
- _____, G. Yang, and S. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18–37.
- Liao, S. Y., 1979: Analysis of typhoon modification in relation to the foehn wind over Taiwan. *Bulletin of Institute of Geophysics*, College of Science, National Central University, Taiwan, N. 18, 44–60.
- Lin, H., and B. Wang, 2002: The time–space structure of the Asian–Pacific summer monsoon: A fast annual cycle view. *J. Climate*, 15, 2001–2019.
- Lindzen, R. S., 1978: Effect of daily variations of cumulonimbus activity on the atmospheric semidiurnal tide. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 526–533.
- Lorenc, A., 1984: The evolution of planetary scale 200 mb divergences during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 427–442.
- Lunde, P., 2004: The Seas of Sindbad. *Saudi Aramco World*, 56, 20–30. (available online at <http://www.saudiaramcoworld.com/issue/200504/>)
- Luo, Y. and M. Yanai, 1983: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early

- summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 922-944.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2001: The Madden Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2845-2558.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- Ninomiya, K., and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan. *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 93-121.
- Oki, T., and K. Musieke, 1994: Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1445-1463.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort. 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York. 520 pp.
- Ramage, C. S., 1952: Variation of rainfall over south China through the wet season. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 33, 308-311.
- _____, 1972: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 296 pp.
- Rao, X. P., 1976: *Southwest Monsoon*. *Meteor. Monogr.*, No. 1, India Meteorological Department, 367pp.
- Shepherd, J. M., 2005: A Review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, 9, 1-27.
- Sikka, D., 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.
- Sun, W.-Y., and J.-D. Chern, 1993: Diurnal variation of lee vortices in Taiwan and the surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3404-3430.
- 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.
- Ulanski, S.L., and M. Garstang, 1978: The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observation and analysis. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1047-1062.
- Wang, S.-Y., and T.-C. Chen, 2008: Measuring East Asian summer monsoon rainfall contributions by different weather systems over Taiwan. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 47, 2068-2080.
- Wu, P., M. Hara, H. Fudeyasu, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, F. Syamsudin, R. Sulistyowati, and Y. S. Djajadihardja, 2007: The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA*, 3, 93-96.
- Xie, P., and P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.
- Yen, M.-C., and T.-C. Chen, 2000: Seasonal variation of the rainfall over Taiwan. *Int. J. Climatology*, 20, 803-809.
- Yoshikane, T. and F. Kimura, 2003: Formation mechanism of the simulated SPCZ and Baiu Front using a regional climate model. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2612-2632.

Summer Monsoon Rainfall Variation over Taiwan and East Asia

Tsing-Chang Chen¹ Ming-Cheng Yen² Shih-Yu Wang¹

¹Department of Geological and Atmospheric Sciences, Iowa State University

²Dept. of Atmospheric Sciences, National Central University

(Manuscript received 10 July 2007; in final form 22 December 2007)

ABSTRACT

Around Taiwan, the environmental flow in the east-west direction is formed by the monsoon southwesterlies of the continental thermal low to its west and the trade southeasterlies of the western North Pacific anticyclone to its east, and the intrusion of midlatitude weather disturbances and the northward propagation of tropical cyclones. Thus, the rainfall variations of Taiwan and its vicinity are affected by variations of the circulation elements of its environment. A series of systematic studies of these rainfall variations were made in the past decades from two different perspectives: rainfall variations caused by the large-scale monsoon circulation, and mesoscale regional weather systems. A review of these studies is presented in terms of these two perspectives:

I. Large-scale monsoon circulation – Five aspects of this area are covered by the first perspective:

1. The East-Asian monsoon life cycle (active-break-revival) is established by rainfall produced by different weather systems during different phases of this monsoon.
2. Rainfall contributions from different weather systems across Taiwan were estimated from each portion of the monsoon life cycle.
3. The rainfall variations caused by two intraseasonal (30-60 day and 12-24 day) modes can be detected both in the plains and the tallest mountains of Taiwan.
4. Meiyu rainstorms originate in the northern Vietnam-southwest China region during evening and in the northern part of the South China Sea during early morning. Geneses of these storms occur along the midtropospheric jet ahead of a climatological short-wave trough in southeast China and are modulated by the land-sea thermal contrast.

5. The diurnal variation of continental-scale rainfall over East Asia exhibits a clockwise rotation which is caused by the modulation of the westward-propagating global diurnal mode by the east-west land-sea thermal contrast and the north-south differential heating.

II. Mesoscale regional weather systems – Three issues were addressed from the second aspect:

1. The round-island diurnal variation of rainfall follows the round-island divergence/convergence of surface flow: the surface convergence reaches its maximum at 14 LST, but the maximum rainfall occurs at 16-17 LST along the western plains and mountain slopes. Another minor peak of rainfall at 05 LST appears along the western slopes and is likely generated by the convergence between the downslope surface flow and the monsoon southwesterlies.
2. The afternoon thunderstorm inside the Taipei basin is induced by the interaction between the sea breeze along the Tanshui and Keelung river valleys and the mountain slopes southeast of the basin. The convection generated by this interaction is enhanced by the urbanization of Taipei.
3. An early morning rainfall is produced in southwest Taiwan at 5 LST by the convection developed through the convergence between the cold downslope flow and the warm moist monsoon southwesterlies.

Because rainfall is the most important ingredient of a monsoon system, it becomes clear from this review that time variation of Taiwan rainfall can be used as a monsoon index to explore the multiple-timescale process of the East-Asian monsoon system.

Key words: East Asian monsoon, Rainfall variation, Taiwan monsoon, Monsoon circulation