

# 東亞地區暖季降水事件之氣候特徵與預報應用

陳泰然

國立台灣大學大氣科學研究所

王重傑

私立景文技術學院環境管理系

## 摘 要

由於較弱的綜觀強迫，以及較強的熱力與局部環流驅動，暖季（5 至 8 月）對流現象的發生較隨機而不規律，也因此相較於冷季，目前暖季的降水預報技術得分偏低，這是世界各主要氣象作業單位急欲改善的項目，也是 21 世紀最嚴峻的天氣預報挑戰之一。最近，Carbone et al. (2002) 使用高時空解析度之 WSR-88D 雷達資料，發現美國大陸地區暖季的對流性降水事件具有以特定範圍速度由西向東傳播的特性。這些事件常由一個以上的組織性對流系統（例如飈線與中尺度對流系統）組成，而由一日或更短週期的強迫作用驅動。重要的是，這些降水事件具有較個別對流明顯為大的時空尺度，有些甚至可移行 3000 km 並持續 48 h 以上，因此在降水預報上具有應用的潛力。

在東亞地區，我們使用 1998-2001 年 5-8 月之 GMS 衛星資料，分析 20°-40°N、95°-145°E 區域之暖季降水事件氣候特徵，並與 Carbone et al. (2002) 相比較。結果顯示，利用 GMS 衛星資料亦可辨認出許多降水事件，且具有類似之向東傳播特性。綜觀尺度系統、暖季前期（5-6 月）之梅雨鋒面、以及後期（7-8 月）之颱風等熱帶系統的影響在資料中均可辨認。許多深對流在青康藏高原東側，即 100°E 附近開始發展，並具明顯的日夜變化，隨後向東移行。盛夏時由於太平洋高壓增強，明顯抑制約 120°E 以東的對流。降水事件之統計特徵與北美地區者大略相近，許多事件之尺度在 1000 km 以上，少部份並超過 2500 km 並延續 40 h 以上。大部份事件之移行速度在 7 到 30 m s<sup>-1</sup> 之間，許多並接近 12.6 m s<sup>-1</sup> 之平均值。因此，東亞地區亦可利用 GMS 衛星資料所獲得之降水事件氣候特徵，發展統計方法應用於降水預報。未來若能進一步了解主宰這些降水事件東移的機制，並適當納入模式中，則可望能更大幅度地改善目前的暖季定量降水預報。

## 一、前言

由於較弱的綜觀強迫，以及較強的熱力與局部環流驅動，暖季（5-8 月）對流現象的發生較隨機而不規律，也因此相較於冷季，目前暖季的降水預報技術得分偏低 (Olson et al. 1993)，這是世界各主要氣象作業單位急欲改善的項目，也是 21 世紀最嚴峻的天氣預報挑戰之一。最近，Carbone et al. (2002) 使用 NEXRAD WSR-88D 雷達資料，發現美國大陸地區暖季的對流性降水事件（以其時空分布定義）具有以特定範圍速度由西向東傳播的特性。這些事件常由一個以上的組織性對流系統，例如飈線與中尺度對流系統 (MCS) 所組成，而由一日或更短週期的強迫作用所驅動。重要的是，這些降水事件具有較個別對流明顯為大的時空尺度，有些甚至可移行 3000 km 並持續 48 h 以上，因此在降水預報上具有應用的潛力。未來若能進一步了解主宰這些降水事件東移的機制，並將之適當地納入模式，則可望能更大幅度地改善目前的暖季定量降水預報。

針對東亞地區，吾人亦應了解其暖季對流降水事件之氣候特徵，但目前高解析度雷達僅涵蓋少部分地區而無法有效應用。因此，最適於此項研究的資料為

GMS 衛星之紅外線 (IR) 雲頂溫度。雖然雲頂溫度與降水的相關不若雷達回波密切，且卷雲污染與背景溫度變化等問題均會影響結果，我們仍使用 GMS 衛星資料，分析統計東亞地區暖季降水事件之氣候特徵，並與 Carbone et al. (2002) 之結果相互比較。

## 二、資料與分析方法

本文主要使用資料為 1998-2001 年 5-8 月之日本 GMS-5 同步衛星東亞地區雲頂（黑體亮度）溫度。逐時原始資料由中央氣象局提供，涵蓋整個東亞地區，並以 1024 × 1024 個字元代表像素 (pixel) 亮度溫度，因此其空間解析度約為 5 km。此種時空解析度，較 Carbone et al. (2002) 所用之雷達資料者（約 2 km/15 min）略低，但仍能有效解析個別對流系統。

本文所用之分析方法與 Carbone et al. (2002) 及 Ahijevych et al. (2001) 所用者相似，計算區域為 20°-40°N，95°-145°E（圖 1）。大致而言，該區域的西半部為東亞大陸，靠近西側界處並有青康藏高原，東半部則為太平洋。首先我們將計算區域劃分為 500 個寬度為 0.1° 經度的南北向窄帶，並將每個窄帶內所有像素之雲頂溫度加以平均，即可獲得平均雲頂溫度的經度/時間二維分布。因此，較低的雲頂溫度

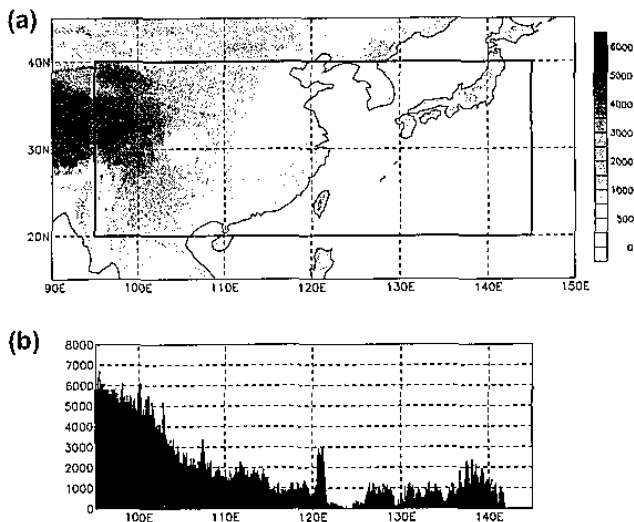


圖 1 (a) 東亞暖季降水事件之計算區域 (粗實線) 與地形高度 (m)。(b) 由 95° 到 145°E, 各寬度為 0.1° 之南北向窄帶在 20° 至 40°N 間之最大地形高度分佈 (m)。

表示該經度在 20° 到 40°N 間有雲發展 (且通常雲區涵蓋相當的緯度)。除平均雲頂溫度外, 我們也計算其它的數個參數, 例如雲頂溫度低於  $-32^{\circ}\text{C}$ 、及其它門檻值的百分比。

為辨認並量化在經度/時間二維分布中的雲區 (或降雨區域) 特性, 包括其東西向的空間尺度與延時, 我們使用一個二維的自相關 (autocorrelation) 函數。該函數在其中一個維度為直線 (權重相同), 但在另一個維度則為負的餘弦 (cosine) 曲線, 令其依序以  $0.2^{\circ}/1\text{ h}$  的間格移經資料的經度/時間場, 在每個網格點並旋轉直到自相關係數達到最大。因此, 藉此自相關函數可以找出降水事件在經度/時間分布中的斜率, 亦即其向東 (或向西) 之移速。而選擇負餘弦曲線的原因, 在於較低的雲頂溫度通常對應到較深的對流 (以及較強的降水)。若某網格點之自相關係數達到 0.4, 則加以紀錄, 最後, 滿足條件且相連的網格點, 則視為同一降水事件, 其起始與結束之端點, 即定義事件之東西向空間尺度與延時。前述的二維自相關函數, 其時空尺度分別為  $4^{\circ}$  與 8 h, 與一般個別之 MCS 之尺度大致相符。

### 三、降水事件特徵

圖 2 顯示 2001 年暖季平均雲頂溫度之經度/時間分布, 以舉例討論降水事件之特徵、5 至 8 月之季內變化, 及與 Carbone et al. (2002) 結果的比較。由於 7 月與 8 月之背景溫度增高, 在平均後常造成較高的雲頂溫度, 使降水事件之移行特徵無法顯現, 此處在平均時, 我們將所有亮度溫度高於  $0^{\circ}\text{C}$  之像素點以  $0^{\circ}\text{C}$  取代, 以凸顯發展較深之對流。我們曾以  $10^{\circ}\text{C}$  為間距測試其它的門檻值, 發現使用  $0^{\circ}\text{C}$  能得到較佳的效果, 但此種處理亦使所得溫度低於實際的平均

雲頂溫度。

圖 2a 為雲頂溫度於 2001 年 5 月 1-30 日之經度/時間分布, 可明顯看到大多數雲區 (降水事件) 呈長條狀, 並由左上方向右下方傾斜, 即具有由西向東移行之特性。5 月上旬的許多事件 (例如分別於 5 月 2、4、7、及 9 日通過  $120^{\circ}\text{E}$  者) 均於  $100^{\circ}\text{E}$  附近, 即青康藏高原背風面開始發展, 隨後向東移經東亞地區。各事件的東移速度 (斜率) 相當一致, 約在  $15\text{--}20\text{ m s}^{-1}$  之間, 亦與 Carbone et al. (2002) 所得者相近, 但由於所用資料的不同, 圖 2 中之降水事件則較雷達所得者為寬。尺度較大的事件, 其移行距離超過 3000 km, 延時則在 45 h 以上。在東西方向上, 5 月對流的最活躍處約在  $100^{\circ}\text{E}$ , 另外在  $120^{\circ}\text{E}$  附近亦有許多對流產生, 例如 6-8、10-13、及 20-23 等日, 由於此時適逢東亞梅雨期, 許多對流均與鋒面過境有關。在 5 月 16 至 23 日間, 位於  $105^{\circ}\text{E}$  以東的降水事件, 可共同組成一個略呈橢圓狀、尺度更大的降水區, 其主軸約由  $110^{\circ}\text{E}/16\text{ 日 } 12\text{ Z}$  處延伸至  $145^{\circ}\text{E}/23\text{ 日 } 12\text{ Z}$ , 故其相位速度較小, 約為  $5.5\text{ m s}^{-1}$ , 而組成此降水區的個別事件, 則仍以較快的速度東移。由於此大降水區之相位速度與高層斜壓波之移速相符, 顯然已受到後者強迫作用的影響 (圖 3)。此類綜觀尺度系統之作用, 與 Carbone et al. (2002) 於北美地區所見者相似, 暖季中均以 5 月最為常見。靠近計算區域西緣之降水事件, 具明顯日夜變化, 其中逐日之對流發展 (例如 5 月 21-25 日), 其激發機制可能與前一日對流產生之冷空氣外流邊界有關 (例如: Wilson and Schreiber 1986)。

2001 年 6 月雲頂溫度之經度/時間分布 (圖 2b) 之降水事件顯示, 整體而言其組織性較 5 月者略低, 且呈斷續性之事件比例較高, 顯示對流發展之隨機性開始增加, 故亦較難準確預報。儘管如此, 降水事件之東移特性仍十分顯著, 許多並與梅雨鋒面過境有關 (例如 2-4、8-9、及 12-13 日者)。部分較窄且移行距離在 2000 km 以下之降水事件, 例如 5 日發生於  $125^{\circ}\text{E}$  以東者, 則由個別之 MCS 所造成 (Maddox 1980, Miller and Fritsch 1991, Laing and Fritsch 1997)。6 月時發生於  $100^{\circ}\text{E}$  附近的對流仍十分活躍, 在多數日期均有發生, 少數緩慢西移之事件則開始出現, 例如 6 月 18-20 與 22-24 日位於  $120^{\circ}\text{E}$  一帶者。此類向西移行之事件多導因於熱帶系統 (對流雲簇、熱帶擾動及颱風等) 由計算區域之東/南側移入。大約自 6 月 23 日開始, 由於太平洋高壓的增強,  $120^{\circ}\text{E}$  以東的對流發展明顯受到抑制。

至於 2001 年的 7 至 8 月, 對流發展除了進一步受到抑制 (尤以東半部為然) 外, 在青康藏高原背風面發展的降水事件之東移特性亦明顯減弱, 大部分移行距離均短 (圖 2c 與 2d)。雖然如此, 仍有少數事件東移距離較長, 例如 7 月 20-22 日與 8 月 21-22 日者, 若直接使用平均雲頂溫度顯示 (即高於  $0^{\circ}\text{C}$  者

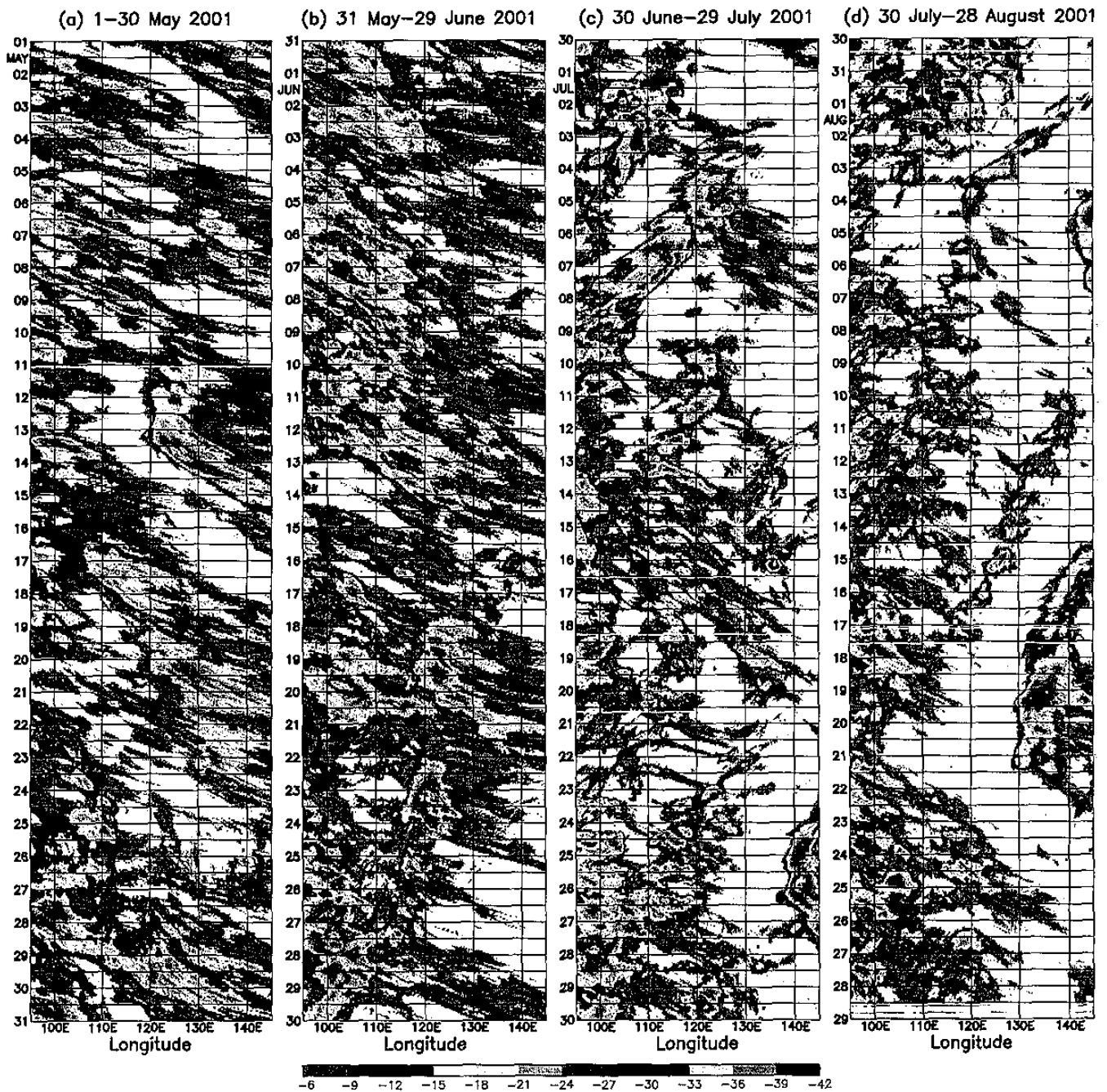


圖 2 2001 年暖季平均雲頂溫度 (°C) 之經度/時間分布。(a) 5 月 1-30 日, (b) 5 月 31 日-6 月 29 日, (c) 6 月 30 日-7 月 29 日, 及 (d) 7 月 30 日-8 月 28 日。溫度範圍示於圖下方, 計算方法細節請見內文。

不以 0 °C 取代), 則大多數此類事件之移行現象將無法看見。7-8 月間, 向東 (例如 7 月 15-19 日、8 月 22-25 日) 與向西 (例如 7 月 4-7 日) 之降水事件均有發生, 許多雲簇並於日間時段出現或增強, 顯示盛夏時太陽輻射加熱作用在引發對流與降水之主宰角色。在 8 月 10-13 日位於 100°-110°E 附近, 以及 23-27 日在 110°-120°E 一帶之對流, 每日發展位置均略微向東推進, 亦為值得探討之現象。至於 8 月 15-22 日靠近計算區東緣之事件, 則為颱風所造成, 其雲頂溫度之分佈形式, 與典型熱帶系統所伴隨者相近。

降水事件不僅向東西方向傳播, 在南北方向亦有移行現象。將計算區分為 200 個寬度同為 0.1° 之東西向窄帶 (自 95°至 145°E), 使用相似方法平均, 即

可製作雲頂溫度之緯度/時間分佈, 以檢視降水事件之南北向移動 (圖未示)。結果顯示, 每隔數日, 對流較集中發展之緯度帶即會變換位置, 此特性在 Carbone et al. (2002) 亦有發現。2001 年的 5-6 月間, 利於對流之緯度帶有數次以約 7-10 日之週期, 先緩慢南移後再北移, 顯示受到綜觀尺度系統之影響。與雲區之經度/時間分佈比較後發現, 雲區南移時多位於計算區之西半部、北移時則多位於東半部, 故其移動方向, 與東亞地區此時介於西伯利亞與太平洋兩高壓間之大尺度變形場相一致。因此, 雲區之分佈與降水事件之發展, 顯然受到季風環流系統之影響。最後, 由 5 月至 7 月, 利於對流與降水之緯度帶, 整體而言有逐漸由 28°-35°N 移至 30°N 以北之趨勢, 此與

梅雨鋒面平均位置的緩慢北移密切相關。

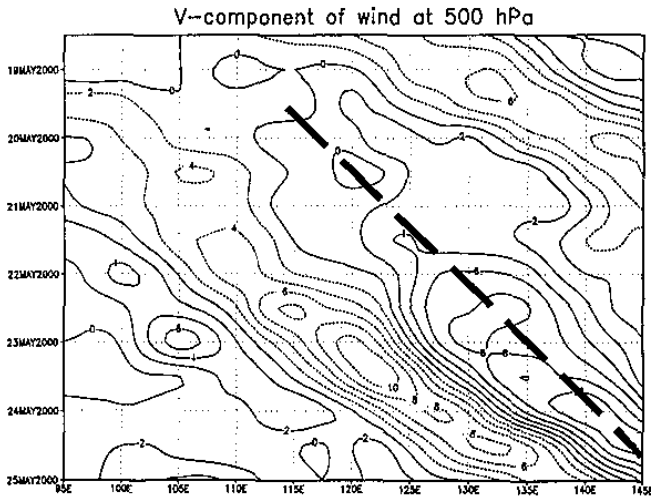


圖 3 2001 年 5 月 15-28 日間，由 ECMWF 2.5° 網格分析之 500-hPa 風場平均  $v$ -分量 ( $\text{m s}^{-1}$ )。等風速線間距為  $2 \text{ m s}^{-1}$ ，粗虛線指示最大南風分量主軸位置。

#### 四、降水事件之週期性

為討論降水事件之週期性，首先將 1998-2001 年暖季所有月份、以及 5 月與 8 月之各經度窄帶雲頂亮度溫度低於  $-32^\circ\text{C}$  出現百分比之平均日變化示於圖 4，並將日變化圖形重複顯示以便於檢視。圖 4a 顯示，以 1998-2001 之暖季平均而言，愈向東則高雲的出現比例愈低，對流亦較不活躍。各處對流除具明顯日夜變化 (Dai et al. 1999) 外，頻率約有三處較高，其中以  $100^\circ\text{E}$  處最為活躍，此處對流於午前 (約 1000 LST) 達最大頻率並向午後時段延續，在夜間 (0300 LST) 則有最小頻率。另一頻率較高處在  $110^\circ\text{E}$ - $120^\circ\text{E}$

間，最大頻率發生略早，約在 0900 LST，而黃昏至凌晨間則頻率較低。第三個高頻率區在  $125^\circ\text{E}$  以東，在清晨有高值而午後有低值。雖愈向東頻率最大與最小區之發生時段均愈早，但詳細檢視後可看出高頻率與低頻率區實則由左上方向右下方傾斜，亦即有向東傳播之趨勢，此與 Carbone et al. (2002) 所得者相似。因此， $115^\circ\text{E}$  附近之高頻區，似由前一日位於  $100^\circ\text{E}$  者延伸而來，其所意味之東西向移速約為每小時  $0.5^\circ$  (或約  $13.8 \text{ m s}^{-1}$ )，亦與圖 2 所見者一致。此種訊號之東移現象，在  $120^\circ\text{E}$  以東則較不明顯 (圖 4a)。

比較 5 月與 8 月平均日變化之異同 (圖 4b 與 4c)，可看出 5 月之訊號東移現象較所有暖季月份平均者更為明顯 (包括低頻率區之東移)，可達到  $130^\circ\text{E}$  以東之區域。在  $130^\circ\text{E}$ - $140^\circ\text{E}$  之間，則具有半日週期之變化，對流活動除在 0700 LST 之外，在 1900 LST 左右亦有較高頻率。當季節進入 8 月盛夏，由於日間的輻射加熱作用，對流在大陸地區更為活躍，尤以青康藏東側處為然，反之在  $120^\circ\text{E}$  以東之區域，對流則進一步受到太平洋高壓的抑制而明顯減少，許多地區低於  $-32^\circ\text{C}$  之雲區比例在 10% 以下。較明顯的訊號東移現象僅局限在大約  $110^\circ\text{E}$  以西之區域，顯示熱力驅動已成為主宰對流發展之方式。

利用計算區內每個窄帶之原始平均雲頂溫度 5 至 8 月之一維時間序列 (不使用  $0^\circ\text{C}$  之門檻值)，亦可計算其自相關係數。此處之自相關在計算時間序列在不同的落後值 (lag number, 即資料點相位差) 與自身之相關係數，故與前述求取降水事件走向所用之二維自相關函數並不相同。求得不同落後值之自相關係數後，再將 1998-2001 年間的 4 個暖季結果加以平均，最後將所得係數表示為經度與落差值週期之函數，結果如圖 5，可顯示週期大於 1 日之相關性 (其中週期座標以對數顯示)。自相關係數之共同特性，

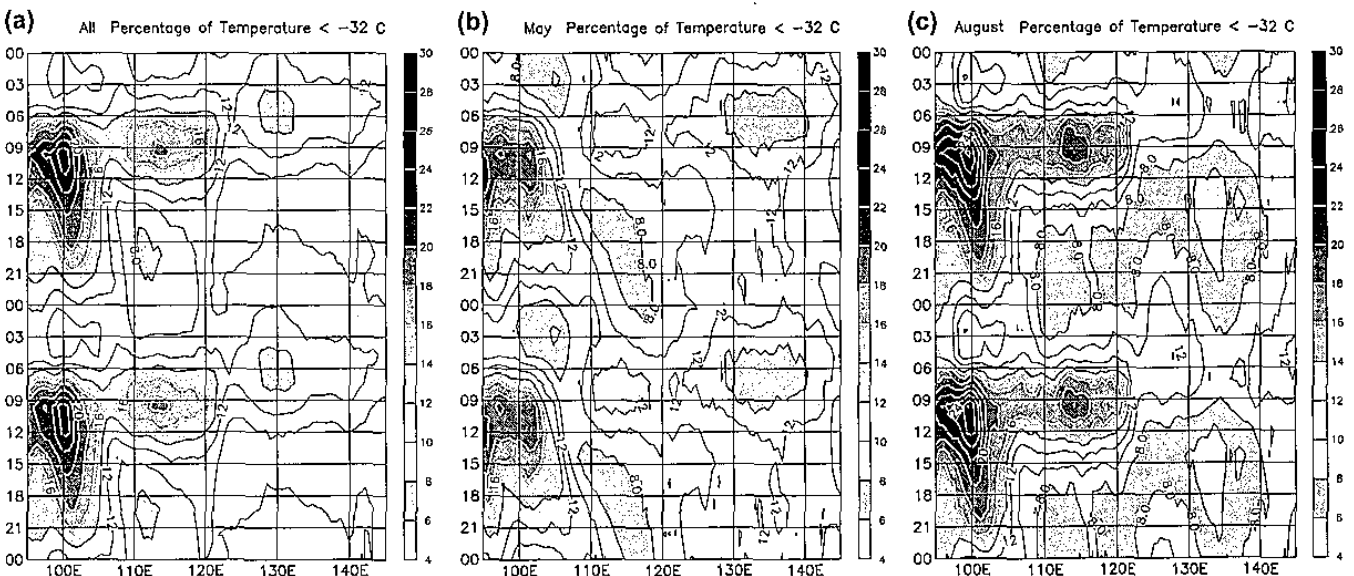


圖 4 1998-2001 年暖季各經度窄帶雲頂亮度溫度低於  $-32^\circ\text{C}$  出現百分比 (%) 之平均日變化。(a) 所有月份 (5-8 月)，(b) 5 月，及 (c) 8 月。灰階尺度示於各圖右側，日變化圖形並重複顯示以便於檢視。

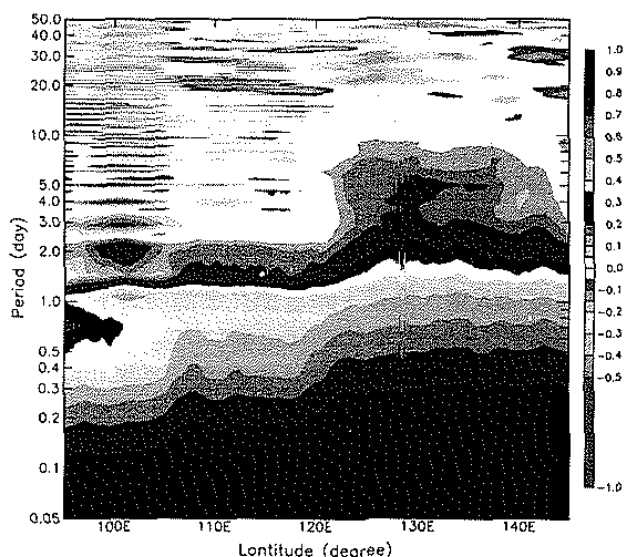


圖 5 1998-2001 年暖季各經度窄帶平均雲頂溫度時間序列之自相關係數分佈。橫軸為經度 (95°-145°E)，縱軸為落差值週期 (天)，並以對數表示。

為落差值週期愈短 (接近圖 5 之下方) 則相關係數愈高，至落差值為 0 時，相關係數為 1 (序列與自身作相關)。圖 5 顯示日夜變化 (週期為 1 日，落差值則為 24) 在 100°E 附近最強，自相關係數達 0.5 以上，與圖 4 之結果相符。此訊號並向上傳播，反應在落差值週期為整數倍之 2、3、4 日等處相關係數亦較高。在 120°E 以東處，由於週期為 1 日之係數並未出現最大值中心，日夜變化之訊號較弱。但此區在週期為 4-5 日處之自相關係數在 0.2 以上，且至 10 日以內之係數值均明顯較西半部為高，顯示 120°E 以東之區域受到梅雨鋒面等綜觀尺度系統之影響較大。最後，134°E 附近區域在半月週期之自相關係數達 0.7 以上，亦較其它地區者為高，此與前述圖 4b 中顯示該區在 5 月間具有較強半月訊號之結果一致。

## 五、降水事件之統計特性

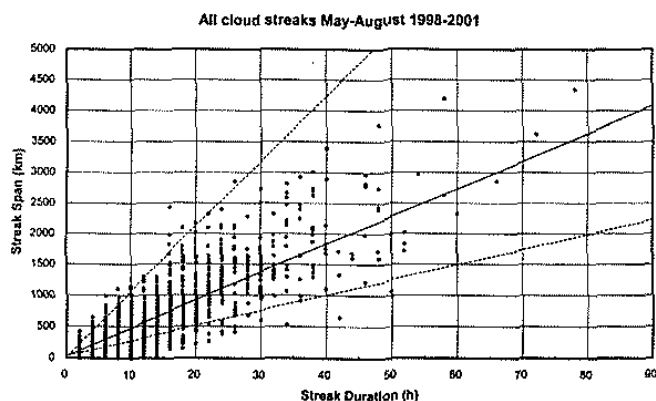


圖 6 1998-2001 年 5-8 月所有東移降水事件之移行距離 (km) 對延時 (h) 之散佈圖。實線、下方及上方虛線分別為 12.6、7.0 及 30.0  $\text{m s}^{-1}$  之位置。

表一 1998-2001 年各年暖季 (5-8 月) 間所有降水事件在不同重現頻率 (recurrence frequency) 時之最小東西向移行距離 (km, 第一列) 與延時 (h, 第二列) 門檻值。括弧內數字為總事件數，最右欄則為 Carbone et al. (2002) 之結果。

| 頻率      | 1998<br>(1081) | 1999<br>(1022) | 2000<br>(936) | 2001<br>(1005) | 平均<br>(4044) | Carbone<br>et al. |
|---------|----------------|----------------|---------------|----------------|--------------|-------------------|
| 每日      | 850<br>18      | 720<br>14      | 680<br>14     | 720<br>14      | 744<br>15.0  | 838<br>18.5       |
| 每 2 日   | 1300<br>24     | 1080<br>22     | 990<br>20     | 1140<br>20     | 1128<br>21.5 | 1250<br>24.5      |
| 每 3.5 日 | 1520<br>29     | 1520<br>27     | 1260<br>27    | 1520<br>28     | 1455<br>27.8 | 1588<br>30.5      |
| 每 7 日   | 1790<br>34     | 1810<br>32     | 1750<br>32    | 1870<br>35     | 1805<br>33.3 | 2000<br>40.3      |
| 每 15 日  | 2270<br>46     | 2450<br>39     | 2630<br>38    | 2130<br>44     | 2370<br>41.8 | 2325<br>49.0      |
| 每 30 日  | 2670<br>51     | 2800<br>44     | 2840<br>42    | 2530<br>48     | 2710<br>46.3 | 2500<br>55.5      |

如圖 2 中所示降水事件之特性，利用第二章所述方法而得之統計結果，於本章中討論。所有東移事件之平均東西向移行距離、延時、及移行速度分別為 357 km、7.7 h、及 12.6  $\text{m s}^{-1}$ 。若僅考慮移行距離最大、延時最長、以及移行速度最快的 1/2 個案，則此三項性質之平均分別增加為 605 km、12.3 h、及 18.2  $\text{m s}^{-1}$ 。

表一顯示 1998-2001 年各年暖季所有辨認出之降水事件在不同重現頻率 (recurrence frequency) 時之最小東西向移行距離 (km) 與延時 (h)。重現頻率之定義，乃指統計上超過某一標準之事件重複發生之平均頻率。舉例而言，在 1998 年暖季 (共 123 天)，共有 123 個事件移行超過 850 km，延時則在 18 h 以上，因此平均每日會出現 1 個此種規模之降水事件；而每週 (重現頻率為每 7 日) 則有 1 個事件移行距離與延時大於 1790 km 與 34 h。此處採用重現頻率之主因，在於如此可與 Carbone et al. (2002) 之結果直接比較。表一顯示，當重現頻率為每 2 日 1 次時，事件規模已超過 1000 km 與 20 h，較個別對流系統明顯為大。每年暖季並有數次事件移行距離在 2500 km 以上，延時則在 40 h 以上。與 Carbone et al. (2002) 所得之北美地區結果相較，兩者相當接近，但東亞地區事件之延時、以及較低重現頻率時之移行距離平均稍短於北美者 (表一)。

所有暖季東移降水事件之移速統計結果則示於表二。第一列所示移速為直接由表一內之移行距離除以延時而來，第二列數字則表示在所指定重現頻率時，之移速最小門檻值。例如：1998 年暖季，平均每日會有 1 次事件移速超過 21.2  $\text{m s}^{-1}$ 。表二中間樣列出

Carbone et al. (2002) 之結果以供比較。結果顯示，由表一直接計算之移速均十分接近，約在 13 至 17  $\text{m s}^{-1}$  之間。但當僅考慮移速最快之部分事件時，其門檻移速則可高出 12.6  $\text{m s}^{-1}$  之所有事件平均值甚多。極少部分之事件（不足 2%），並可能以超過 30  $\text{m s}^{-1}$ 、甚至 40  $\text{m s}^{-1}$  之移速前進。所有事件之東西向移行距離對延時之散佈圖（圖 6）亦顯示，大部分事件之移速在 7 到 30  $\text{m s}^{-1}$  之間（兩虛線間區域），且多接近 12.6  $\text{m s}^{-1}$  之平均值（實線），少部分事件移速則低於 7  $\text{m s}^{-1}$ ，而極少部分在 30  $\text{m s}^{-1}$  以上。由於降水事件移速特徵與 Carbone et al. (2002) 所得者接近，主宰東亞與北美地降水事件東移之主要機制亦應相似。這些機制，可能包括劇烈對流之冷潭動力，及其它尚未能明確辨認之過程。

表二 1998-2001 年各年暖季（5-8 月）間所有降水事件在不同重現頻率時之東移速度（ $\text{m s}^{-1}$ ）。第一列所示之移速為直接由表一內之移行距離除以延時而來，第二列數字則為在所指事件重現頻率時之移速最小門檻值。最右欄為 Carbone et al. (2002) 之結果。

| 頻率      | 1998 | 1999 | 2000 | 2001 | 平均   | Carbone et al. |
|---------|------|------|------|------|------|----------------|
| 每日      | 13.1 | 14.3 | 13.5 | 14.3 | 13.8 | 12.6           |
|         | 21.2 | 21.2 | 21.2 | 21.2 | 21.2 | 23.9           |
| 每 2 日   | 15.0 | 13.6 | 13.8 | 15.8 | 14.6 | 14.3           |
|         | 26.2 | 24.7 | 26.1 | 26.5 | 25.9 | 26.6           |
| 每 3.5 日 | 14.6 | 15.6 | 13.0 | 15.1 | 14.6 | 14.5           |
|         | 27.8 | 27.2 | 29.1 | 29.1 | 28.3 | 28.7           |
| 每 7 日   | 14.6 | 15.7 | 15.2 | 14.8 | 15.1 | 13.8           |
|         | 31.8 | 31.8 | 31.8 | 33.1 | 32.1 | 30.8           |
| 每 15 日  | 13.7 | 17.5 | 19.2 | 13.4 | 16.0 | 13.3           |
|         | 33.8 | 35.7 | 37.9 | 37.0 | 36.1 | 33.8           |
| 每 30 日  | 14.5 | 17.7 | 18.8 | 14.6 | 16.4 | 13.3           |
|         | 37.0 | 37.0 | 42.3 | 44.1 | 40.1 | 37.7           |

## 六、結論

本研究之主要發現，於本章中作一總結。首先，使用 GMS 衛星紅外線頻道之 IR 雲頂亮度溫度資料，已足以進行東亞地區暖季降水事件之氣候特徵研究，並獲得有用之統計結果。結果顯示，暖季降水事件與北美大陸地區者相似，可以距離/時間分佈圖加以辨認，並具有向東傳播之移行特性。季風環流系統、綜觀尺度系統、梅雨鋒面、以及熱帶系統等之影響於圖中均可辨認。許多深對流在青康藏高原東側，即 100°E 附近開始發展，並具明顯的日夜變化，隨後向東移行。盛夏時由於太平洋高壓增強，則明顯抑制約 120°E 以東之對流。針對東亞地區降水事件之統計結果顯示，許多事件之尺度在 1000 km 以上，少部份

並超過 2500 km 並延續 40 h 以上。大部份事件之移行速度在 7 到 30  $\text{m s}^{-1}$  之間，許多並接近 12.6  $\text{m s}^{-1}$  之平均值。這些主要特性均與北美地區者相近，故導致降水事件東移之主要機制亦應相似。由這些結果，即能夠發展統計方法，應用於暖季降水預報。未來若能進一步了解主宰這些降水事件東移的機制，並適當納入模式中，則目前的暖季定量降水預報，可望能有更大幅度地改善。最後，除雲頂亮度溫度外，未來亦應多方探討 GMS 衛星其它頻道資料之應用方法，合併使用，以降低卷雲污染與背景溫度等問題，並進而提高使用資料與降水間之相關性。

誌謝 作者感謝 NCAR 的 J. Tuttle 博士提供辨認降水事件與求取統計特性之原始程式。本研究在國科會計畫編號 NSC-91-2111-M-002-030 支援下完成。

## 參考文獻

- Ahijevych, D. A., R. E. Carbone, J. D. Tuttle, and S. B. Trier, 2001: Radar data and climatological statistics associated with warm season precipitation episodes over the continental U.S. NCAR TN-448+STR., P. O. Box 3000, Boulder, CO 80307, USA.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. Ahijevych, S. B. Trier, 2002: Inferences of Predictability Associated with Warm Season Precipitation Episodes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2033-2056.
- Dai, A., F. Giorgi, and K. E. Trenberth, 1999: Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation of the contiguous United States. *J. Geo. Res.*, **104** (D6), 6377-6402.
- Olson, D. A., N. W. Junker, and B. Korty, 1995: An evaluation of three decades of quantitative precipitation forecasting at the Meteorological Operations Division of the National Meteorological Center. *Wea. and Forecasting*, **10**, 498-511.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1997: The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 389-405.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Miller, D. and J. M. Fritsch, 1991: Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
- Wilson, J. W., and W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2516-2536.