

# 第一階段TAMEX密集觀測之個案對流系統 與降水研究

紀水上

陳泰然

中央氣象局  
衛星站國立台灣大學  
大氣科學研究所

(中華民國七十八年二月二十日收稿；三月十五日定稿)

## 摘 要

本文利用傳統觀測資料，逐時降水量及每三小時間距之衛星資料，分析導致1986年6月4~6日台灣地區豪雨之主要對流系統之演進及可能機制，對流強度之海陸差異與日夜變化，以及對流與降水量之關係。結果顯示，除地面鋒面擾動輻合與鋒面舉升，低對流層西南氣流與高對流層輻散為導致MC Ss形成與加強之有利環境條件外，地形效應(舉升、加熱)及日間海風造成之局部輻合與夜間陸風與MC S前緣外流邊界造成之低層輻合均為導致系統形成與加強之主要機制。

對流系統之強度變化主要發生在成熟前3小時至後3小時，且減弱速率遠比增強速率為快。對流中心在海面上者，其強度在深夜至清晨最強，屬夜強日弱型，而在陸上則自午後至傍晚達最強並持續至午夜，屬日強夜弱型。陸上日間較強顯係因太陽加熱及海風輻合而來，海上夜間較強可能因雲區與非雲區輻射差異導致局部環流日夜變化而來。此外，對流強度在鋒區亦有明顯的日夜變化，對流在南北部之強度亦有不同，並俱有海陸差異。雨量多寡與雲系生命階段有關，較大雨量發生在成長期至成熟期且在成熟期達最大，減弱期則迅速減少。短時間內一地區雨量之多寡亦與雲系面積及對流強度(雲頂溫度)有關。

關鍵詞：中尺度對流系統、豪雨、局部輻合、日夜變化、海陸差異、對流強度。

## 一、前言

中尺度對流複合體(Mesoscale Convective Complexes；簡稱MCCs)為導致美國中部春夏劇烈天氣最主要的中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems；簡稱MCSs)。不論MCCs源地何處，平均而言則在午後發展、傍晚組織而至深夜達最大範圍且持續至次日清晨。因此，MCCs被視為導致美國中部夜間雷雨與暴洪最大頻率的主要天氣系統(Wallace, 1975；Maddox et al., 1979)。導致夜間最強之因素

可能為夜間逆溫層形成，低層噴流出現且達最大強度及夜間雲頂輻射冷卻的結果(Wetzel et al., 1983)。

MCCs可在微弱氣壓和風速之大尺度環境及地面加熱不顯著情況下發生(Bluestein, 1985)，且可導致廣泛的劇烈降雨和洪患(Fritsch and Maddox, 1981；Maddox, 1980；Wetzel et al., 1983；Bluestein, 1985)。水汽供應則為此種微弱環境下導致MCCs發展不可或缺之條件。此種天氣系統除導致豪雨外，尚可引發強風。然而，導致此兩種天氣現象之MCCs除其所伴隨之中

低層環境不同外，尚與MCCs本身移速有關，但伴隨此兩種MCCs之高對流層（ $\sim 200$  mb）均俱有反氣旋式氣流或分流（diffluence）（Ray, 1986）。此外，MCCs之發展過程除與大氣之環境條件有密切關係外，尚與系統所在地區及對流產生季節之早晚有關（McAnelly and Cotton, 1986）。

伴隨梅雨鋒面/鋒面低壓之有組織且生命期持久之MCSs亦經常在日本、華南及台灣鄰近地區發生，並導致豪雨。導致台灣地區梅雨季豪雨的因素幾皆由鋒面雲帶內之MCS而來（例如紀和陳，1984）。但目前我們對此種天氣系統之辨認及演變，綜觀條件與激發機制及動力過程尚缺乏了解（陳，1986），致使由這些尺度所導致之劇烈天氣現象的預報能力非常有限。為增進中尺度天氣系統之了解以克服豪雨預報之瓶頸，故有國科會「台灣地區中尺度實驗計畫」（Taiwan Area Mesoscale Experiment；簡稱TAMEX）之實施。

TAMEX實驗分別在1986及1987年之5~6月梅雨季實施。第一階段第三次密集觀測期間（1986年6月4~6日）有一相當典型之梅雨鋒面過境，導致台灣各地豪雨發生，為該年梅雨期內各次鋒面過境所造成雨量最多之個案。陳和俞（1987）雖曾對該個案做分析，但其結果僅屬初步。為對導致台灣地區豪雨對流系統之演變進一步了解，故本文利用傳統觀測資料，逐時雨量及每三小時間距之衛星資料，探討上述對流系統演變及可能機制，對流強度之海陸差異與日夜變化，鋒面對對流強度之影響及陸地對流中心與降水之關係。

## 二、資料與分析

本文引用資料，包括1986年6月4~6日之中央氣象局、空軍氣象聯隊、民用航空局及第一階段TAMEX實驗之地面觀測逐時雨量，每六小時之東亞地區地面與12小時之850~200mb高空觀測報告。衛星資料除包括紅外線及經MB色調強化處理之紅外線雲圖外，並包括4日0000 UTC~5日

2100 UTC經由COMTAL系統處理之彩色雲圖以及台灣及其鄰近地區（ $19.0 \sim 26.5^\circ \text{N}$ ； $117 \sim 125^\circ \text{E}$ ）之紅外線數據資料，以作分析雲系之對流中心位置及雲頂黑體輻射溫度（blackbody temperature；簡稱 $T_{BB}$ ）分布與雲系分布。但因衛星數據資料之每一個像元（picture element；簡稱pixel）由0~255三位數字組成，為便於分析故以符號代替此三位數。雲頂黑體輻射溫度與其所代表符號關係可參見紀等（1988）。雲頂溫度之分析根據表內符號中之阿拉伯數字，且取其各符號代表溫度間距之平均值，若必要時則加上其他數值作分析，為避免等值線太密故僅繪出較具代表性者。對流中心位置係以最低雲頂溫度等值線所包圍平面之幾何中心為準。

本文追蹤4~6日衛星雲系之動向與逐時雨量之空間分布，確定導致台灣地區之14個對流系統。並依雲系範圍、雲頂溫度及其梯度分布型式區分各系統之生命階段。為便於說明影響台灣地區之MCS個案，將影響之每一個案冠以英文字母A, B, C, ……L，例如系統A，系統B……系統L，凡系統中含有兩個對流中心以上，則分別在字母之後加上阿拉伯數字藉以區別，例如A1, A2, A3……。各時段之對流中心名稱則根據雲型及雲頂溫度變化，以及考慮連續性而定。

為方便分析，在各種統計做了以下之定義：

1 生命階段：分(1)成長期：自對流系統或雷雨胞開始出現時刻至系統達成熟前；(2)成熟期：對流系統達雲頂溫度最低及/或範圍最大之時刻。(3)減弱期：成熟期後至無顯著對流為止。所選14個對流系統之各階段生命期平均為6, 3及6小時。

2 海陸：(1)西部海上：距大陸東南海岸20公里以東至台灣西部海岸10公里以西之海面上；(2)沿海：台灣西海岸東西各10公里範圍內；(3)陸上：自西海岸10公里以東至東海岸止；(4)東部海上：自東海岸以東至研究範圍內（ $125^\circ \text{E}$ ）止。

3 鋒區對流：對流系統雲頂溫度 $\leq -32^\circ \text{C}$ 之水平尺度 $\geq 100$ 公里之對流中心定義為在(1)鋒上：若中心在地面鋒面位置南北各50公里範圍內；(2)鋒前

：若中心在鋒面位置前50公里至150公里範圍內；(3)暖區：若中心在鋒面位置前150公里以南；(4)鋒後：若中心在鋒面位置50公里以北。

紀和陳(1984)之個案研究指出，台灣地區對流中心與多雨中心之軌跡一致，但多雨中心在對流中心西方約20公里處。因此，除分析陸上對流中心與對應之同時及1~3小時後的時雨量關係外，亦分析對流中心20公里半徑範圍內之最大時雨量關係。定點雨量係由雨量分析之分布圖上讀取。

綜觀形勢研判則依據主觀地重新分析15~45°N與100~140°E範圍內研究期間之每六小時地面天氣圖及每12小時之850~200mb各層高空天氣圖。此外，為討論海陸風形成之可能性，採用日本氣象廳印行之1986年6月1—10日平均海面溫度。

### 三、結果與討論

#### 1 導致豪雨的主要對流系統

圖1為1986年6月4日0000 UTC至5日2100 UTC每三小時之紅外線雲頂黑體輻射溫度分布及地面鋒面位置，各對流系統之命名亦標示於圖內。4日0000 UTC(圖1a)顯示，在台灣北部海面有三個對流雲系沿著鋒面發展。此時，淡水至梧棲間之西部沿海皆盛行離岸風(南南東—東南風)。此等雲系隨著鋒面南移，在東邊之兩個減弱後消散，在西方者(系統A)於0300 UTC移至西北部沿海(圖1b)而加強。此時，淡水至梧棲間之西部沿海轉為向岸風(西北西—西南風)。此區午前地面溫度較海面溫度高約3—5℃，清晨則低約2—3℃，故上述地面風之日夜變化顯係海陸風之表現。系統A在該區加強，顯示除鋒區之擾動輻合與鋒面舉升外，台灣西北部沿海海風產生之額外輻合作用，可能為該系統加強之重要因子。系統A登陸後繼續加強，中心並於0600 UTC(1400 LST)移至台灣北部陸地而達成熟期(見圖1c)，顯示午後地形加熱效應與海風輻合作用可能較鋒面作用更為重要，而使對流系統移至鋒前發展。之後，

系統繼續東移出海遠離鋒面，此時鋒面與地形正效應消失，系統在西南氣流背風區減弱(見圖1d及e)。顯見，除鋒面作用外，對流系統A之加強顯係地形之摩擦效應及加熱效應與海風輻合之影響。此外，系統B及C亦分別在鋒面區形成，並在移至台灣北部時加強(見圖1d及e)，東移出海後減弱。在此三個對流系統過境期間，導致台灣北端4日之豪雨(主要發生在0500~1300 UTC)。

4日0300 UTC(圖1b)在梧棲外海有一對流系統E開始發展，該系統向東南移動登陸後加強，並於0600 UTC抵達台灣中部達成熟期。當其移經台灣中部地區時，導致該區豪雨。該系統雖於0900 UTC(圖1d)東移至花蓮附近海面，但其強度並未似前述三個系統之快速減弱而反有增強趨勢。分析東部沿海之風向日夜變化及海陸溫差，顯示海陸風亦極明顯。花蓮至新港間在0900 UTC時，地面風已由原0600 UTC之向岸風(海風)轉為離岸風(下坡風)。此系統登陸後之加強，再度顯示地形效應之重要性(舉升，海風輻合，加熱效應)。系統E在背風面沿海地區增強，當其東移遠離沿海地區時減弱。此種強度變化可能為台灣東南方中尺度低壓(參見陳和俞，1988)之東南氣流與下坡風在東部沿海產生之局部低層輻合之反應。

6月4日0000 UTC(圖1a)，在巴士海峽對流區之北部對流雲(系統H)向北伸展至台灣南端沿海，並在該區幾近滯留，於0900 UTC達成熟期(參見圖1d)，此段期間巴士海峽對流區南部之對流系統則向東南東移動。系統H於1200 UTC之後向東南移至巴士海峽並減弱，當其於1800 UTC移至巴士海峽中部200mb脊線附近時，則再度增強(見圖1g)。系統H在西南部沿海幾近滯留且加強，顯示西南氣流與地形交互作用之重要性。此系統導致4日西南部地區豪雨，台南142.2mm，高雄186.6mm，恆春176.1mm及佳冬170.6mm。最大雨量發生在系統成熟階段(4日1000~1300 UTC，例如：台南1200 UTC：33.2mm，1300 UTC：32.3mm；高雄1100 UTC：22.8

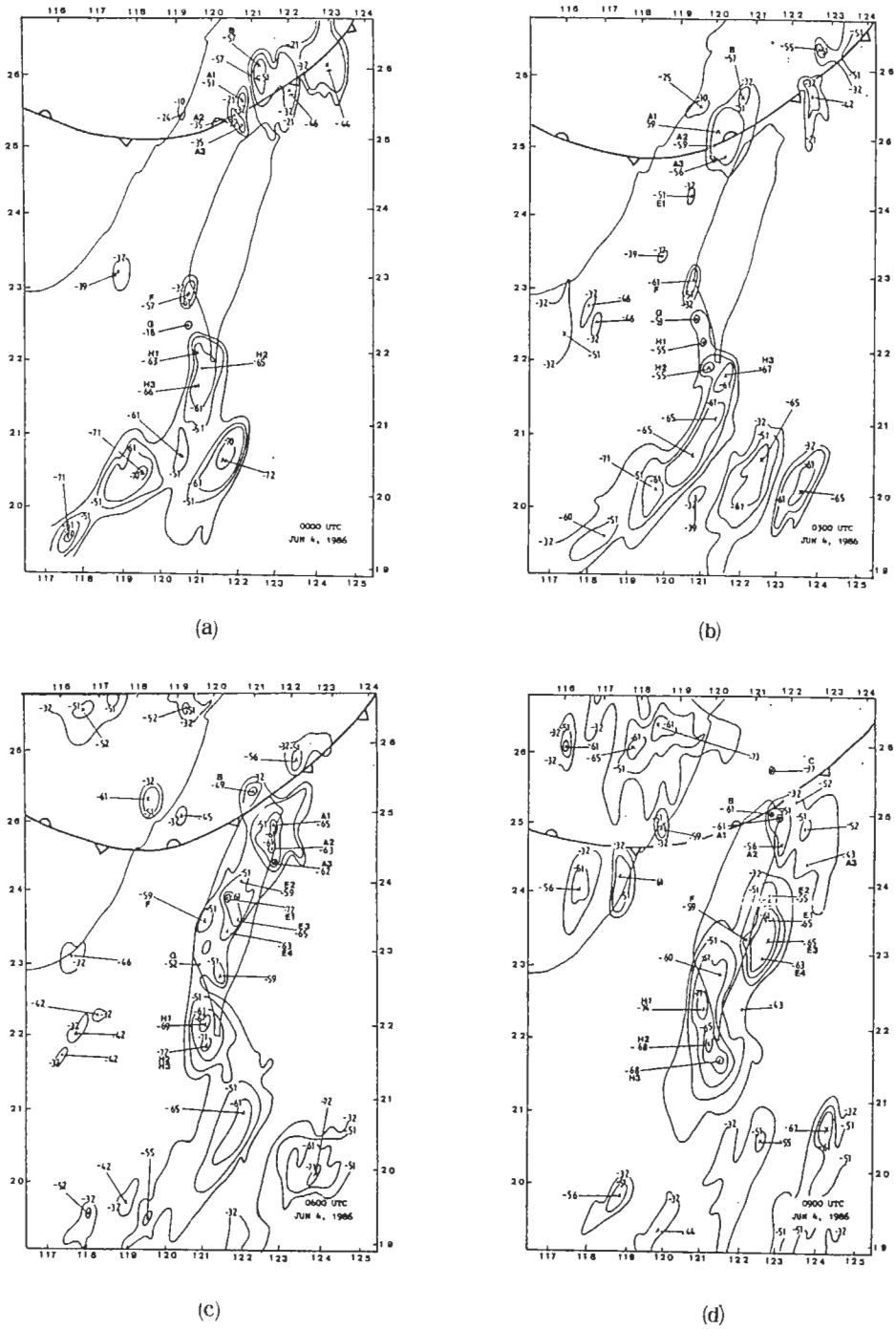
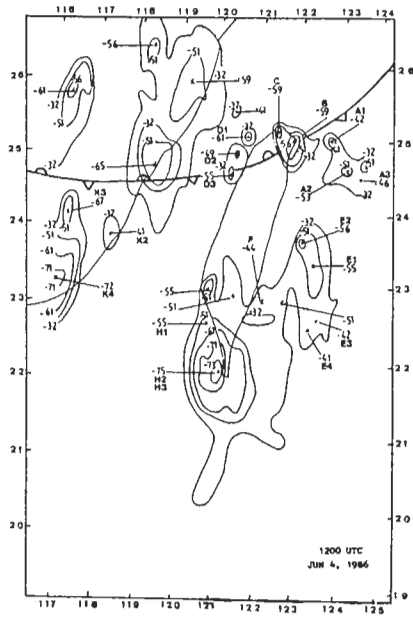
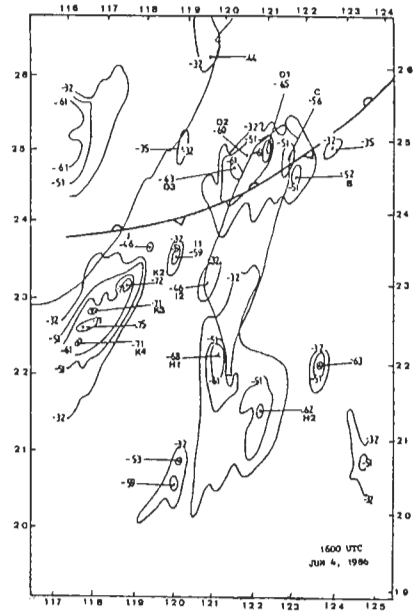


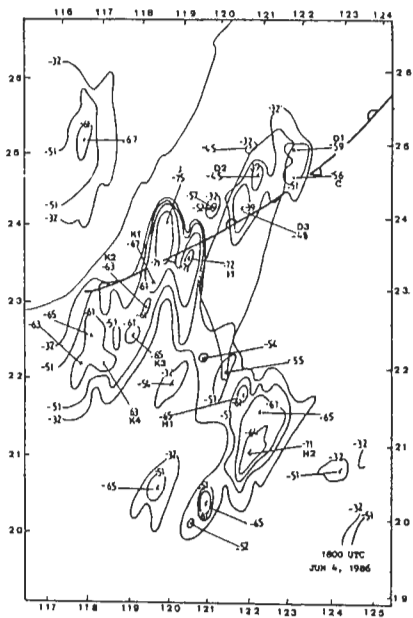
圖 1 1986年6月4日0000 UTC (a)–5日2100 UTC (d) 雲頂黑體輻射溫度(°c) 分佈與地面梅雨鋒位置。



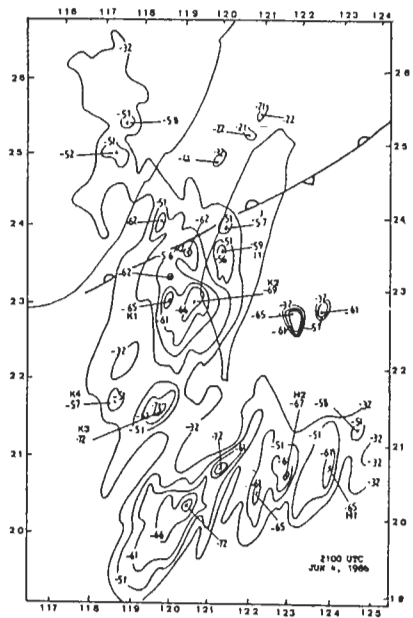
(e)



(f)

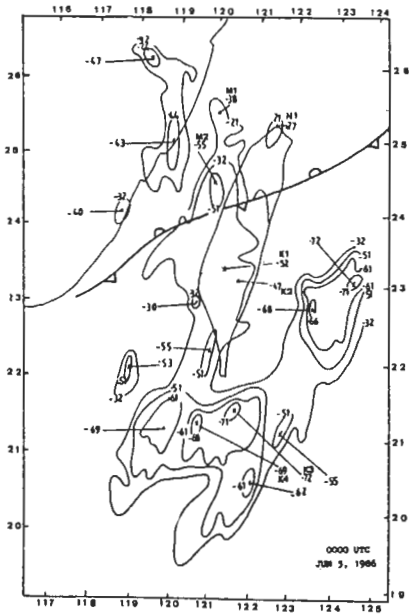


(g)

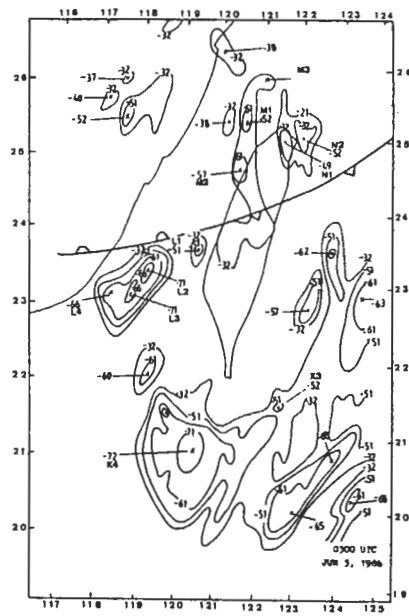


(h)

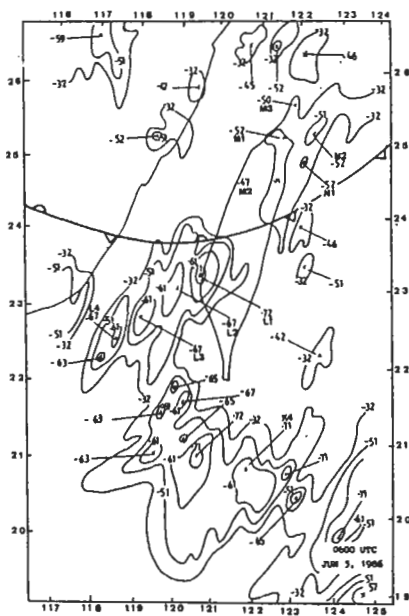
圖 1 (續)



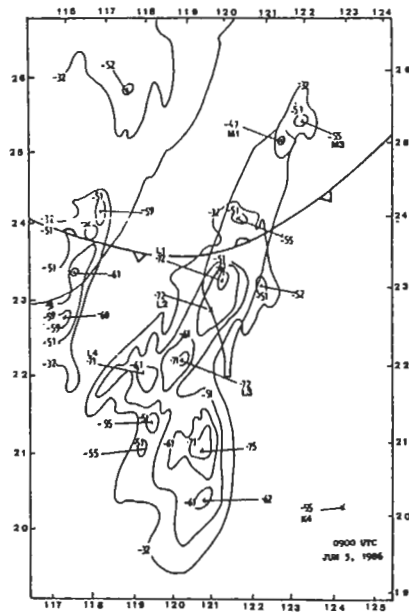
(I)



(J)

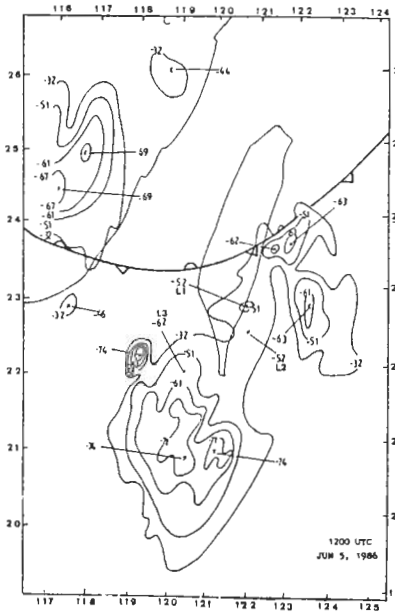


(k)

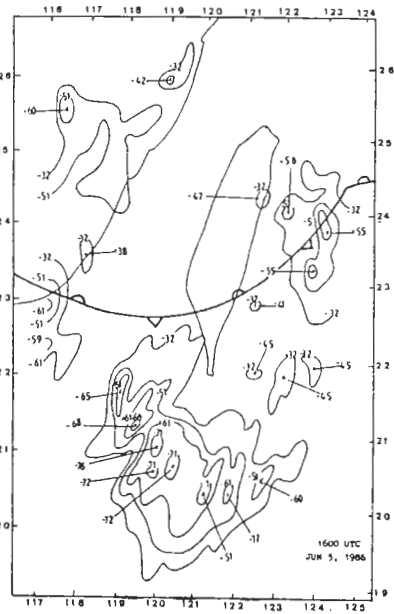


(l)

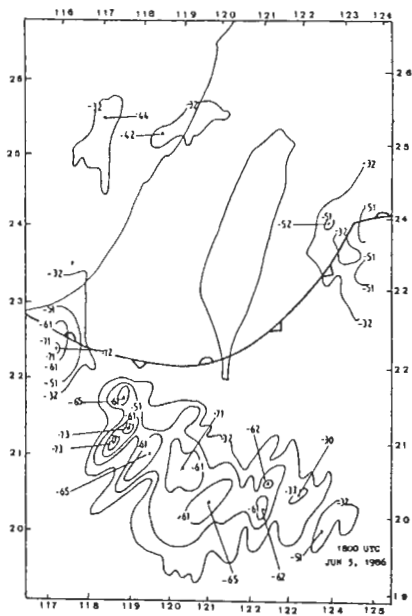
圖 1 (續)



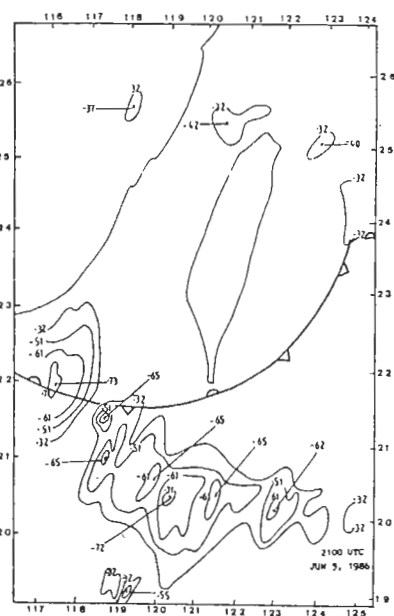
(III)



(II)



(O)



(P)

圖 1 (續)

mm, 1200 UTC : 39.4 mm, 1300 UTC : 20.1 mm ; 佳冬 1000 UTC : 21.0 mm, 1100 UTC : 53.6 mm, 1200 UTC : 61.0 mm)。

巴士海峽區之對流系統，在高對流層之分流/脊區輻散環境下發展，對流雲主軸均呈東北西南走向，並向東南東移動，其對流強度由外向內增強，最強對流區域無偏向上下游發展之傾向。

4日1600 UTC在臺灣西南部沿海有一對流系統  $I_2$ ，同時原在福建沿海的系統K已東移至海峽南部，在此兩對流系統間之鋒面則有另兩個對流系統  $I_1$  及J。系統  $I_1$  於1800 UTC在西南部海上加強發展成一呈南北走向且橫跨鋒面之線性對流系統（見圖1g）。此系統沿著鋒面東移，2100 UTC時已在陸上減弱。系統K在2100 UTC時已東移至西南沿海並發展至成熟期（見圖1h），於5日0000 UTC移至陸地時則加速減弱，系統  $I_1$  與K均在夜間移至陸地上後減弱。西南部沿海地面風日夜變化及海陸溫差，顯示有顯著海陸風發展。4日1500~2100 UTC之地面觀測資料顯示，該期間嘉義、台南及高雄等測站均有顯著之離岸風。因此，1800 UTC時南北向線性對流系統  $I_1$  之發展，可能係因陸風與對流雲系K前之外流邊界所產生之局部輻合激發而來。上述對流系統成長過程中，曾導致5日清晨澎湖及臺灣西南部沿海地區之豪雨。

5日0300 UTC（圖1j），在地面鋒前之海峽地區有發展中之對流系統  $L_1$  及  $L_2$ 。系統  $L_1$  於午後0600 UTC（1400 LST）登陸並加強（見圖1k）達成熟期，且於0900 UTC在臺灣南部陸上維持其強度， $L_2$  於0900 UTC登陸時亦見增強。此兩系統在鋒前東移，於1200 UTC移至東部沿海之背風面時減弱。此顯示鋒前西南氣流可能因午後海風而增強，使在臺灣西南沿岸因海陸摩擦差異，造成局部輻合導致系統加強。

以上討論顯示，導致上述MCSs形成與加強，除地面鋒面擾動輻合與鋒面舉升，低對流層暖濕西南氣流（圖2），與高對流層輻散（圖3）等有利之環境條件外，日間海風造成之局部輻合及夜間陸

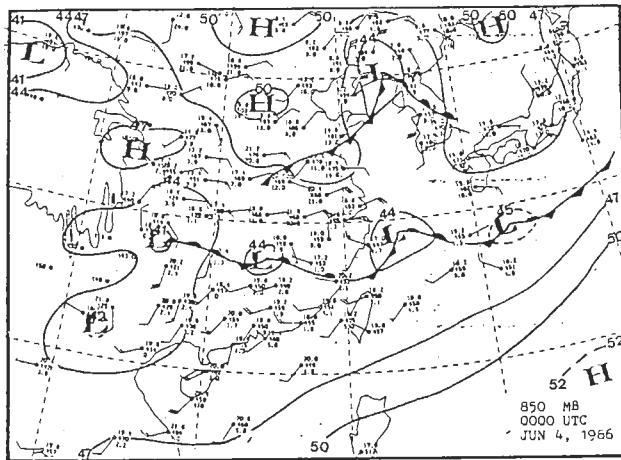
風與MCS前緣外流邊界造成之低層輻合均可能為導致系統形成與加強之主要機制。地形舉升（圖2）及地形加熱效應等亦為系統加強之因素。系統於日間登陸後加強（例如系統A、E及L），於夜間登陸後減弱（例如系統I、J及K），顯示陸地熱力效應之日夜變化，在決定對流強度改變之重要角色。Houze et. al.（1981）分析冬季季風實驗（Winter MONEX）個案指出，婆羅洲海陸風效應係為午後及深夜對流形成的激發機制，Chen et. al.（1983）研究台灣東北部冬季東北季風影響下之降水日夜變化，亦發現局部環流日夜變化之重要影響。

當系統東移出海地形效應消失後，則加速減弱（例如系統A及L），但當系統東移至東部沿海由中尺度低壓環流之東南氣流與下坡風造成之低層輻合時，則系統之強度可維持甚或加強（例如系統E）。顯見地形效應與海陸風在MCSs形成與加強扮演十分重要的角色。林和林（1988）對此個案之分析結果，認為引發北部豪雨主要為梅雨鋒面及地形舉升作用，南部地區豪雨係由台灣海峽之對流系統移入所造成。本文則更進一步針對導致豪雨之主要對流系統，分析其演變及探討可能機制。此外，本個案之對流，不論發生於鋒上、鋒前、鋒後或暖區，其對流主軸均呈南北走向，且與鋒面有很大交角，顯然鋒面對於對流結構之控制並不重要。

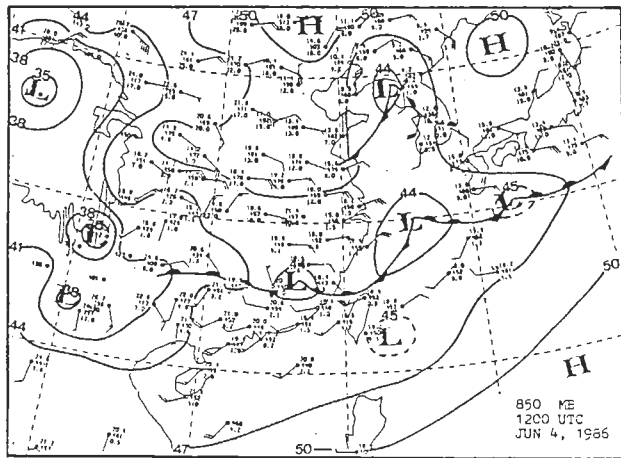
## 2 對流強度之變化

表一為所選十四個導致台灣地區豪雨對流系統，各生命階段對流中心之平均雲頂溫度變化。顯示，在成長期及減弱期之對流中心溫度變化不大，強度變化主要發生在成熟期前3小時至後3小時間，且減弱速率遠比增強速率為大。即平均而言，MCSs在成長階段緩慢增強，然後快速加強為成熟期，之後強度迅速減弱再緩慢消散。海上與陸上MCSs各生命階段之對流中心強度變化亦經分析，結果如表二所示。平均而言，不論任何階段，對流在海上之強度均強於在陸上者，尤在成熟期兩處之對流中心溫度可相差7.1℃。就系統強度隨生命期

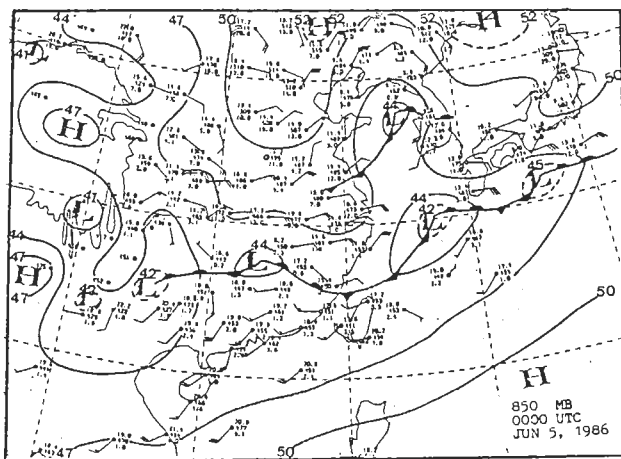




(a)

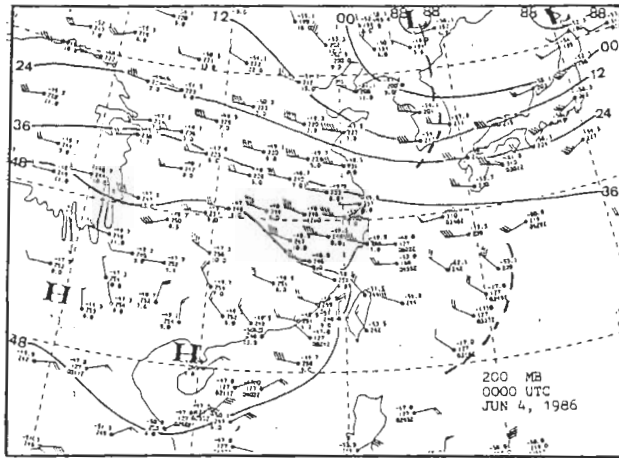


(b)

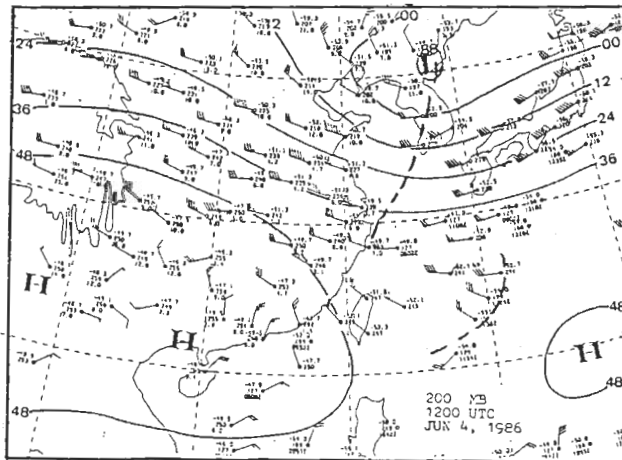


(c)

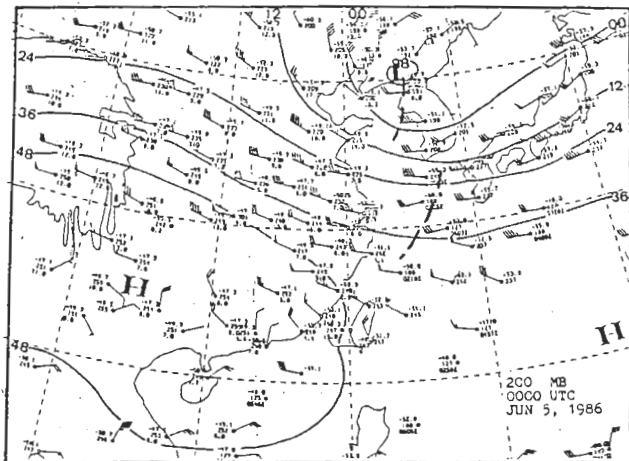
圖 2 1986年6月(a)4日0000 UTC, (b)4日1200 UTC, (c)5日0000 UTC  
850 mb 分析。



(a)



(b)



(c)

圖3 同圖2，但為200 mb。

變化而言，在海上者快速增強，亦快速減弱，在陸上者增強及減弱速率相當，但其速率均較在海上者為慢。

表三為在台灣西部海上、沿海、陸上及東部海上對流中心雲頂溫度變化。平均而言，對流中心在台灣西部沿海地區最強，在西方海面次之，顯然系

表一 1986年6月4—5日導致台灣地區豪雨之14個對流系統，各生命階段之對流中心平均雲頂溫度變化。

生命階段	成 長 期		成 熟 期	減 弱 期	
時間 (小時)	- 6 h	- 3 h	0 h	+ 3 h	+ 6 h
對流中心溫度 (°C)	- 53.6	- 57.3	- 65.0	- 53.7	- 52.8
資料數	20	32	29	29	8

表二 同表一，但為海上及陸上對流系統。

生命階段		成 長 期	成 熟 期	減 弱 期
海 上	對流中心溫度 (°C)	- 57.4	- 68.7	- 55.3
	資料數	48	22	29
陸 上	對流中心溫度 (°C)	- 54.4	- 61.6	- 53.5
	資料數	8	14	12

表三 同表一，但為西部海上、沿海、陸上及東部海上（範圍詳見文內）對流中心平均雲頂溫度變化。

地 區	西 部 海 上	沿 海	陸 上	東 部 海 上
對流中心溫度 (°C)	- 59.5	- 61.9	- 57.8	- 55.8
資料數	57	20	26	30

表四 同表三，但為北部及南部且沿海部份歸併入西部海上或陸上。

地 區		西 部 海 上	陸 上	東 部 海 上
北 部 (24°N以北)	對流中心溫度 (°C)	- 51.6	- 55.2	- 51.2
	資料數	22	19	11
南 部 (24°N以南)	對流中心溫度 (°C)	- 65.1	- 59.3	- 58.4
	資料數	47	15	19

統移至西部沿海加強，進入陸上後減弱，東移出海後繼續減弱。因本個案之MCSs在南部海面者較北部海面者為多，而在陸地者反是。因此，再分別分析台灣北部及南部MCSs對流強度在海上與陸上之差異，以 $24^{\circ}\text{N}$ 為界，位在 $24^{\circ}\text{N}$ 以北之MCSs列為北部，以南者列為南部。發生於南北部海、陸上對流中心之溫度變化如表四。平均而言，不論所在位置，南部對流系統均較北部者為強。但北部系統由西部海上進入陸地後增強，而南部系統則減弱，兩區系統由陸上進入東部海上則均減弱。由前節分析導致豪雨之MCSs，大都在午後進入北部陸上，而在夜間進入南部陸上，因此MCS進入陸上強度變化之南北差異可能主要乃因日夜變化而來。

為分析MCSs強度之日夜變化，選取研究範圍內雲頂溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 對流系統之水平尺度 $\geq 100$ 公

里之所有個案，分析其對流中心之強度變化。表五為對流中心位於梅雨鋒面不同位置每三小時之雲頂溫度變化。平均而言，以對流中心位於暖區者最強，而由鋒前向鋒後減弱。強度日夜變化則以鋒前者最明顯，呈夜強日弱型；此種日夜變化在暖區雖然較弱，但仍可見。鋒後，則呈日強夜弱型。

表六為在海上、陸上及無鋒面影響之海上MCS對流中心溫度之日夜變化。一般而言，對流中心在海上者，其強度在深夜至清晨最強，而陸上則自午後加強至傍晚達最強並持續至午夜，即海上對流夜強日弱，而陸上則日強夜弱。無鋒面影響之海上，MCS對流中心不論何時均強，但仍可見強度之日夜變化，呈夜強日弱型態。表六又顯示，不論日夜，除1200 UTC外，在陸上之對流強度較海上者為弱。顯見，MCSs除有日夜變化外，尚有明顯的海

表五 研究區內對流系統雲頂溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 之水平尺度 $\geq 100$ 公里之所有個案，其對流中心相對於鋒面位置各時間平均雲頂溫度，括號內為資料數。

對流中心位置	時間 (UTC)								
	03	06	09	12	16	18	21	00	平均
鋒上	-56.3 (9)	-57.6 (5)	-60.3 (8)	-59.5 (7)	-58.3 (9)	-61.3 (11)	-62.9 (7)	-51.8 (5)	-58.9 (61)
	-58.4 (29)				-59.3 (32)				
鋒前	-66.5 (2)	-63.2 (12)	-56.8 (9)	-57.7 (9)	-70.0 (5)	-67.3 (8)	-66.8 (6)	-49.5 (2)	-62.4 (53)
	-60.1 (32)				-66.1 (21)				
鋒後	-52.0 (2)	-51.9 (8)	-58.8 (6)	-62.8 (5)	-55.0 (3)	-51.0 (3)	-55.0 (2)	-45.0 (2)	-54.7 (31)
	-56.5 (21)				-51.8 (10)				
暖區	-62.1 (18)	-65.2 (18)	-62.8 (17)	-56.6 (12)	-65.6 (10)	-61.9 (11)	-65.6 (9)	-66.1 (15)	-63.2 (110)
	-62.1 (65)				-64.9 (45)				
平均	-60.0 (31)	-61.3 (43)	-60.4 (40)	-58.5 (33)	-62.8 (27)	-62.0 (33)	-64.2 (24)	-60.6 (24)	-61.0 (255)
	-60.1 (147)				-62.3 (108)				

表六 同表五，但為海上、陸上及無鋒面影響之海上。

對流中心 中心位置	時間 (UTC)							
	03	06	09	12	16	18	21	00
海上	- 60.5 ( 31 )	- 63.7 ( 28 )	- 60.8 ( 24 )	- 56.4 ( 21 )	- 64.9 ( 21 )	- 64.2 ( 29 )	- 65.8 ( 20 )	- 62.5 ( 20 )
	- 60.6 ( 104 )				- 64.3 ( 90 )			
陸上	- 52.0 ( 1 )	- 58.1 ( 15 )	- 59.6 ( 16 )	- 61.8 ( 12 )	- 60.5 ( 4 )	- 49.2 ( 5 )	- 56.5 ( 4 )	- 47.3 ( 4 )
	- 59.5 ( 44 )				- 53.1 ( 17 )			
無鋒面影響之海上	- 62.7 ( 16 )	- 67.1 ( 15 )	- 65.6 ( 11 )	- 65.3 ( 9 )	- 68.3 ( 9 )	- 67.3 ( 11 )	- 66.7 ( 12 )	- 66.5 ( 13 )
	- 65.1 ( 51 )				- 67.1 ( 45 )			

表七 對流系統各生命階段與對流中心對應之同時間至落後 3 小時逐時雨量 ( mm )，括號內為對流中心 20 公里半徑範圍內之最大時雨量。

生命階段	資料延時數	延時			
		$h_0$	$h_1$	$h_2$	$h_3$
成長期	7	7.3 ( 8.7 )	8.4 ( 14.2 )	1.8 ( 3.1 )	0.7 ( 2.3 )
成熟期	12	10.6 ( 23.1 )	10.3 ( 13.9 )	5.2 ( 11.7 )	2.3 ( 16.0 )
減弱期	12	1.5 ( 1.9 )	3.9 ( 5.4 )	2.1 ( 4.0 )	1.5 ( 4.9 )

陸差異。陸上日間較強顯係因太陽加熱及海風輻合而來，海上夜間最強可能因雲區與非雲區輻射差異導致之局部環流日夜變化而來。陳等 ( 1986 ) 研究梅雨期東亞及西太平洋 MCSs 之氣候特徵，Gray and Jacobson ( 1977 ) 研究熱帶地區組織性對流之日夜變化亦有同樣的結果。

3. 陸上之對流中心與降水量之關係

表七為在陸上之 MCSs 各生命階段對流中心下的時雨量及對流中心 20 公里半徑範圍內最大時雨量，同時間及 1 ~ 3 小時後之雨量變化。與衛星觀測同時間之時雨量，不論對流中心對應地點或對流中心 20 公里半徑範圍者，均自成長期至成熟期增加，成熟

期之後迅速減少。就各生命階段而言，在成長期均在一小時後達最大值，分別為 8.4 及 14.2 mm，之後均迅速減小，顯見系統移速快，故雨量在一小時達最大值後，該處雨量顯非原系統所導致。在成熟期，兩者雨量均在同時間達最大，且 20 公里半徑範圍之大雨量可持續 2 ~ 3 小時，此仍因系統達成熟階段時雲系範圍擴大，對流中心雖移出，但一地區在短時間內尚受該雲系影響可致豪 / 大雨。對流系統在陸地上，成長期至成熟期，及成熟期至減弱期，平均各為三小時，而成長期及減弱期之雲系範圍小，因此在對流中心之下 / 半徑 20 公里範圍內之較大雨量值由另一系統所導致之推論應屬合理。在成熟

表八 對流中心雲頂溫度與對應之時雨量分布，括號內為對流中心 20 公里半徑範圍內之最大時雨量。

雲頂溫度 間距 (°C)	-25 (-30)	-31 (-35)	36 (-40)	41 (-45)	46 (50)	51 (55)	56 (60)	61 (65)	-66 (70)	71 (75)
時	5.0 (6.0)			0.0 (1.0)	0.0 (1.0)	32.0 (33.2)	10.0 (20.0)	0.0 (5.0)		20.0 (24.0)
					1.0 (10.0)	5.0 (5.7)	30.0 (87.6)	4.0 (7.5)		3.0 (7.3)
					0.0 (0.0)	1.0 (1.0)	2.5 (2.5)	23.5 (23.5)		10.0 (11.0)
雨					0.0 (1.0)	1.0 (1.5)	0.0 (0.0)	0.7 (20.0)		11.0 (15.8)
					1.0 (2.0)		2.5 (3.0)	0.0 (1.0)		
					0.0 (2.5)		2.5 (2.5)	20.0 (58.0)		
量							0.0 (0.0)	5.0 (17.0)		
								0.0 (3.0)		
資料數	1	0	0	1	6	4	7	8	0	4
平均時 雨量 (mm)	5.0 (6.0)			0.0 (1.0)	0.3 (2.8)	9.8 (10.4)	6.8 (16.5)	6.7 (16.9)		11.0 (14.5)

階段，對流雲系範圍大故影響一地區之時間較長（～3小時），因此由衛星分析之對流在確定生命階段時，表七在降水預報上仍俱有預報價值。

表八為對流中心之下及20公里半徑範圍內在各溫度間距內之雨量變化。顯示，>5.0 mm之平均時雨量發生在對流中心之雲頂溫度-51°C以下，但溫度與降水量多寡並無顯著之正相關。對流中心20公里半徑範圍內最大時雨量與對流中心溫度之關係顯示，對流中心雲頂溫度<-51°C時即可致>10.0 mm之最大時雨量，且雨量隨對流中心之溫度降低而增加，即雲頂溫度愈低，最大時雨量愈大。顯然，利用衛星資料估計/預報某特定範圍內，對流導致之最大時雨量俱有某種程度之能力。

由上分析顯示，雨量多寡與生命階段有關，即較大雨量發生在成長期至成熟期且在成熟期達最大，減弱期則迅速減少，此與Scofield (1987)研

究結果類似。短時內一地區雨量之多寡亦與雲系面積大小有關，與Stout et. al. (1978)所研究之結果一致。紀和陳(1984)分析1981年5月27～28日個案亦有類似的結果。

#### 四、總結與建議

本文利用傳統地面及探空資料、逐時降水量及每三小時間距之衛星資料，研究導致1986年6月4～6日台灣地區豪雨之主要對流系統之演變及可能機制，對流中心強度之海陸差異與日夜變化，鋒面對對流強度之影響及陸地對流中心與降水之關係，結果可歸納如下：

1 除地面鋒面擾動輻合與鋒面舉升，低對流層西南氣流，與高對流層輻散等為導致MCSs形成與加強之有利環境條件外，日間海風造成之局部輻合

及夜間陸風與 MCS 前緣外流邊界造成之低層輻合均可能為導致系統形成與加強之主要機制。

2. 系統於日間登陸後加強，於夜間登陸後減弱，顯示陸地熱力效應之日夜變化，在決定對流強度改變之重要角色。

3. 當對流系統東移出海地形效應消失後，則加速減弱，但當系統移至東部沿海由中尺度低壓環流之東南氣流與海風造成之低層輻合時，則系統之強度可維持甚或加強。顯見地形效應與海陸風在 MCSs 形成與加強扮演十分重要的角色。

4. 就生命階段而言，對流系統之強度變化主要發生在成熟前 3 小時至後 3 小時，且減弱速率遠比增強速率為大。平均而言，不論在任何階段，對流在海上之強度均強於在陸上者，尤在成熟階段更甚。對流中心在海上者快速增強，亦快速減弱，而在陸上者增強及減弱速率相當，但其速率均較在海上者為慢。

5. 平均而言，對流在台灣西方海上生成/加強，移至西部沿海地區達最盛期，登陸後強度開始減弱，東移出海後繼續減弱。

6. 不論系統所在位置，南部對流系統均較北部者為強。但北部系統由西部海上進入陸地後增強，而南部系統則減弱。此等 MCSs 進入陸上強度變化之南北差異可能主要乃因日夜變化而來。

7. 對流中心在海上之強度較在陸上者為強，顯見具有明顯的海陸差異。對流中心位於暖區者較強，而由鋒前向鋒後減弱，但不論對流在鋒區何處，對流主軸均呈南北走向且與鋒面有很大交角，顯然鋒面與對流強度有密切關係，但對於對流結構之控制並不重要。

8. 對流中心在海上者，其強度在深夜至清晨最強，而陸上則自午後加強至傍晚達最強並持續至午夜，即海上對流夜強日弱，而陸上則日強夜弱。陸上日間較強顯係因太陽加熱及海風輻合而來，海上夜間最強可能因雲區與非雲區輻射差異導致之局部環流日夜變化而來。

9. 雨量多寡與雲系生命階段有關，較大雨量發

生在成長期至成熟期且在成熟期達最大，減弱期則迅速減少。短時內一地區雨量之多寡亦與雲系面積及對流強度（雲頂溫度）有關。

本文雖僅分析該個案，但除發現我們所熟知之激發機制（地面鋒面擾動輻合及鋒面舉升，低對流層西南氣流和高對流層輻散）外，我們還發現地形熱力效應，海陸風效應等均為增強對流之主要機制。同時，亦發現利用氣象衛星資料在估計/預報某特定範圍內，對流導致之最大時雨量俱有能力，並對對流強度之日夜變化、海陸差異及地域特性有初步了解。未來，利用 TAMEX 期間之對流個案做更詳細地分析，應可對導致台灣地區豪雨之中尺度對流系統增加了解。

## 誌謝

我們感謝中央氣象局預報中心陳清得先生在天氣圖分析，衛星站陳興漢及何景輝兩位在資料蒐集的協助。並感謝台灣大學陳正剛先生協助部份統計。本研究在國科會專案計畫 NSC 77-0202-M052-04 支援下完成。

## 參考文獻

- 林煒閔與林民生，1988：第一階段 TAMEX 觀測期間台灣地區豪雨系統之個案分析。大氣科學，16，2，163～174。
- 紀水上與陳泰然，1984：1981年5月27～28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，95～114。
- 紀水上，陳興漢與劉文俊，1988：TAMEX IOP-13 之雲系特徵及與降水關係之初步分析。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，257～272。
- 陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」之“實驗設計”。國科會防災科技研究報告 75-01 號，93 頁。

- 陳泰然，吳倩雯與紀水上，1986：梅雨期東亞及西太平洋中尺度對流系統之氣候特徵。大氣科學，13，33～45。
- 陳泰然與俞家忠，1987：1986年5～6月第一階段實驗豪雨天氣系統之初步分析。國科會防災科技研究報告76～27號，78頁。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(一)。國科會防災科技研究報告77～30號，130頁。
- Bluestein, H.B., 1985: An observational study of a meso-scale area of convection under weak synoptic-scale forcing. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 520-538.
- Chen, G.T.J., S. Y. Chen, and M.H. Yan, 1983: The winter diurnal circulation and its influence on precipitation over the coastal area of northern Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2269-2274.
- Fritsch, J.M., and R.A. Maddox, 1981: Convectively driven mesoscale weather systems aloft. Part I: Observations. *J. Appl. Meteor.*, 20, 9-19.
- Gray, W.M., and R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1171-1188.
- Houze, R.A., Jr., S.G. Geotis, F.D. Marks, and A.K. West, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of north Berneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1595-1614.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso- $\alpha$ -scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 115-123.
- McAnelly, R.L., and W.R. Cotton, 1986: Meso- $\beta$ -scale characteristic of episode of Meso- $\alpha$ -scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1740-1770.
- Ray, P.S., 1986: Mesoscale meteorology and forecasting. *Amer. Meteor. Soc.*, Chapter 17, 390-413.
- Scofield, R.A., 1987: The NESDIS operational convective precipitation estimation technique. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1773-1792.
- Stout, J., D.W. Martin, and D.N. Sikdar, 1979: Estimating rain from geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 585-598.
- Wallace, J.M., 1975: Diurnal variation in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 406-419.
- Wetzel, P.J., W.R. Cotton, and R.L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part II: Evolution and structure of the mature complex. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1919-1937.



## CASE STUDY OF THE MCSs AND RAINFALL DURING TAMEX/PHASE I

*Shui-Shang Chi*  
Meteorological Satellite  
Ground Station  
Central Weather Bureau

*George Tai-Jen Chen*  
Department of Atmospheric  
Sciences  
National Taiwan University

(manuscript received February 20 1989; in final form March 15 1989)

## ABSTRACT

Conventional observations, hourly rainfall and three-hourly satellite data were used to study the evolution and the possible mechanisms of Mesoscale Convective Systems (MCSs) which produced heavy rainfall on 4-6 June, 1986. The land-sea difference and diurnal variations of the MCSs as well as the relationship between the precipitation and the evolution of convective systems were analyzed. Results show that the frontal forcing, SW flows at lower troposphere and the divergence at upper-level troposphere were the favorable conditions for the formation and intensification of MCSs. The terrain effects (mechanical lifting and heating), the local convergence produced by the daytime sea-breeze and the low-level convergence induced by the leading edge of outflow boundary of MCS and the night-time land-breeze were the possible triggering mechanisms for the formation and intensification of the MCSs.

The intensity variation of convective systems occurred mainly before and after three hours of the mature stage. The weakening rate was far faster than the intensifying rate. Convective systems over the ocean, reached their maximum intensity from midnight to early morning (night strong/day weak type), while those over land, reached their maximum from the late afternoon to early evening and maintained their intensity until before midnight (day strong/night weak type). Convective systems over land were intensified in daytime probably due to the solar heating and the local convergence produced by sea-breeze. Those over the ocean reached their maximum perhaps due to the diurnal variations of local circulation driven by the radiation difference between the cloud and cloud-free area. The diurnal variations of convective systems in the frontal area were also obvious. The intensity of MCSs over northern part of 24°N was different from those over the southern part. Their intensity also contained land-sea difference. The rainfall amount is positively related to the different lifetime of the MCSs. Heavier rainfall occurred during the intensifying and maturing stages. After mature stage the rainfall amount decreased rapidly. The rainfall amount over a specific area is also closely related to the area and the intensity of MCSs.

Key words: mesoscale convective systems (MCSs), heavy rainfall, local convergence, diurnal variation, land-sea difference, convective intensity.