

1994年南台灣夏季午後對流之研究

林熹閔¹ 郭鴻基²

¹中央氣象局氣象衛星中心

²國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十五年六月三日收稿；中華民國八十六年一月十六日定稿)

摘 要

我們比較1993、1994、1995三年夏季南台灣背景環境與降雨特徵之差異。相對於1993年及1995年，我們發現1994年夏季太平洋副熱帶高壓以及季風槽位置均偏北，因此低層風以東風為主宰，此和西南風主宰的1993及1995年相當不同。台灣地區之總降雨量遠多於前後兩年，其中屬於午後對流的降雨大多發生在中南部山坡地區。比較1993年及1995年之中南部對流降雨，雖然1994年屬對流類之總雨量並沒有比其他兩年多，但1993及1995年之降雨多集中於北緯22度到30度之山坡地區，而1994年的最大降雨區的位置明顯偏南。在1994年，環境風場受地形影響及條件性不穩定大氣的配合下，經常有長生命期的午後對流系統發生於中央山脈西側偏南的斜坡。本文利用密集的西部自動雨量站資料及逐時衛星雲圖，分析1994年夏季臺灣地區午後對流的特性，並利用科羅拉多大學的三維非靜力模式(RAMS)，以5公里解析度的嵌套網格(Nested Grid)，模擬1994年7月5日的個案，利用模擬與觀測結果的相互印證，探討整個對流系統的激發、維持與移動的過程。

綜合觀測及模擬的結果顯示，低層大氣的微弱東風，在地形被太陽加熱後，得以越過中央山脈與西側的上坡風輻合，在山坡上形成一條約略與山脈主軸平行的輻合帶，此輻合帶為激發對流的主要機制。也因激發機制涉及東風過山，所以1994年之午後對流較1993及1995年的位置偏南。整個對流系統包含數個meso- γ 尺度的對流胞，每個對流胞的生命期約1小時左右。對流系統在中央山脈西側的輻合帶上，透過輻合帶上個別對流胞的新生、分裂及合併的過程以維持長生命期達8個小時。地面觀測資料及模擬結果也都可以分析出伴隨對流降雨的冷空氣及低層外流等特性；此低層冷空氣外流和南側繞山氣流，及較後發展海風之交互作用，是對流移出山坡區域的原因。1994年台灣南部午後對流以及產生的機制，提供了一個在熱帶副熱帶區域，背風面有明顯日夜對流變化的例子。

關鍵詞：午後對流、上坡風、過山氣流、低層外流

一、前 言

台灣的地形陡峭複雜，大部分的山勢在50公里以內拔起3000公尺以上。如圖1所示，中央山脈由北到南縱貫全島，山脈東側斜坡陡峭，山脈以西坡度較緩。夏季期間，在太平洋副熱帶高壓籠罩之下，因海陸及地形斜坡受太陽輻射之差異加熱，所引發的海風及上坡風等局部環流的作用，南台灣午後常有對流性降水發生。在適當的環境風場及垂直不穩定條件的配合，經常有長生命期(約8小時左右)的組織性對流系統發生於中南部山區斜坡，此對流系統之演變即為本研究之重點。

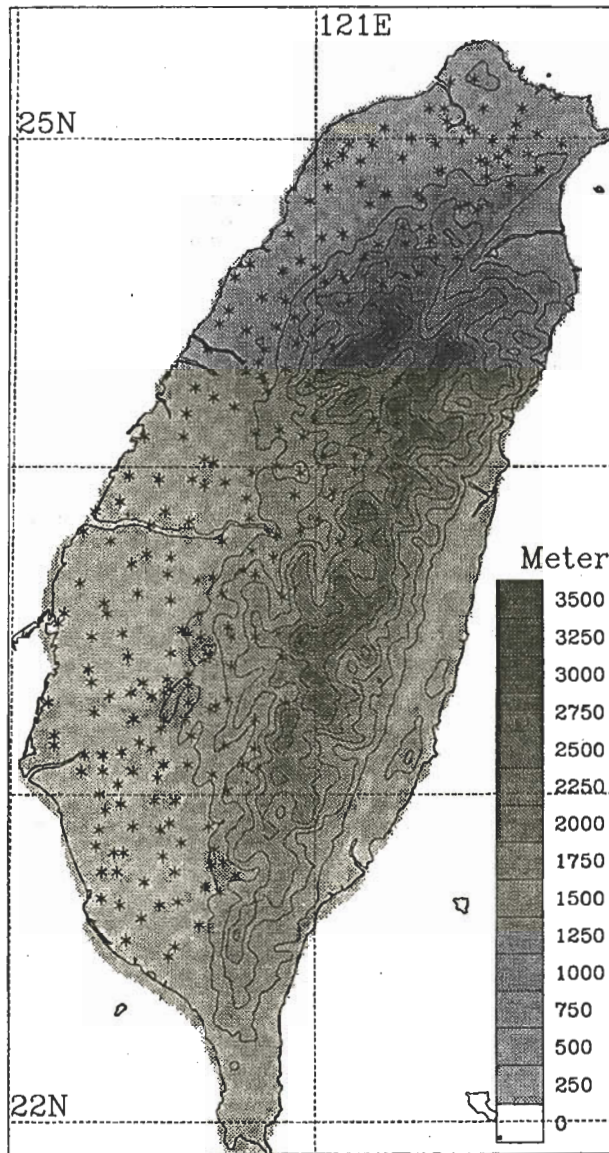


圖1 臺灣地形及西部自動雨量站「*」分布圖，地形資料的解析度為5公里，地形高度同時以等高線(間隔500公尺)及陰影區(間隔250公尺)表示。

氣流遇中尺度地形(如中央山脈)之阻擋,所引發的局部環流極為複雜,依大氣之穩定度、風速、風向及地形高度、形狀之差異,可能導致不同的結果。Smolarkiewicz and Rotunno(1989, 1990)模擬層化氣流流經三維障礙物時在沒有地表摩擦的條件下,當Fr(Froude number)小於某一臨界值(約0.5)時,在背風面仍可形成一對渦旋,在迎風面則有明顯的逆向回流及停滯點(stagnation point)。Reisner and Smolarkiewicz(1994)利用線性理論及數值模擬證實,考慮地表加熱效應時,雖然Fr小於0.5,只要地表加熱達某一程度,氣流仍可過山,即迎風面的逆向回流及停滯點將消失,而背風面的逆向回流將加強並與過山氣流在背風面輻合。

根據陳與陳(1987a)模擬高度500公尺,非對稱地形受熱時的結果顯示,低層輻合與上升速度區,會從山頂往坡度較緩的斜坡移動,此與Banta(1986)的模擬結果相似。陳與陳(1987a)認為,這是由於在坡度較陡的坡地,因地表加熱所生的上坡風較強,經水平平流的作用,導致低層輻合與上升速度區移向坡度較緩的斜坡。山區斜坡地由於地表加熱及環境風場的配合,在背風面會有輻合區形成(陳與陳, 1987b; Banta, 1986),伴隨此輻合區的上升運動,在條件性不穩定的大氣下,有助於對流系統的生成與發展。輻合區及上升運動區,因為受到環境氣流和濕對流之交互作用,會從斜坡地往西移到平地。Chen(1990)利用二維雲模式探討地形對颱風的影響,結果顯示地形也有可能抑制颱風的持續前進與發展。Banta and Schaaf(1987)利用同步衛星雲圖,追蹤科羅拉多山區雷雨產生區域,配合山頂的風場資料分析顯示,在山的背風面有一輻合帶生成,此輻合帶常是午後對流形成的激發機制。值得一提的是,若山頂的風速愈強,此背風面輻合帶則愈不顯著。

除過山氣流外,海風也可以激發局部對流,Pielke(1974)利用三維數值模式模擬佛羅里達半島南部的海風環流,結果顯示,在沒有綜觀尺度擾動存在的環境條件下,佛羅里達州南部積雨雲發生的地點,主要受海風環流的控制。簡與陳(1986)也利用二維雲模式,模擬夏季半島寬度對於對流雲生長的影響,結果顯示,半島寬度在30-50公里間,兩岸海風所產生的輻合最有利於對流雲的生成。當然這類模擬的結果,取決於地表加熱速率及垂直方向之紊流熱擴散速率。

Johnson and Bresch(1991)分析TAMEX期間,五月份三個在弱綜觀條件下,屬午後對流降水的個案,顯示降水主要發生在100至500公尺高度的西部斜坡上,此和許多熱帶島嶼之觀測相近,他們認為這是由於海風流經西岸平原後,遭遇斜坡地形抬升所致。劉等(1987)曾就濁水溪至高屏河流域的降水系統進行個案分析,結果顯示在歷次個案中,山區降雨量均較平地為大,且低層風速、風向、大氣穩定度及地形對降雨分布均有決定性的影響,更進一步的合成分析結果(劉與張, 1988),亦顯示雨量的分布與地形相當一致。

陳(1994)分析1991-1993年5-9月台灣電力公司的落雷資料,結果顯示暖季月份落雷主要發生在午後的陸上,特別是中央山脈以西地形高度200-1000公尺之山坡及盆地,有三個半永久性中心,位於台北、嘉義/阿里山與屏東,中央山脈及東側很少。圖2為曾文河流域19年雨量和

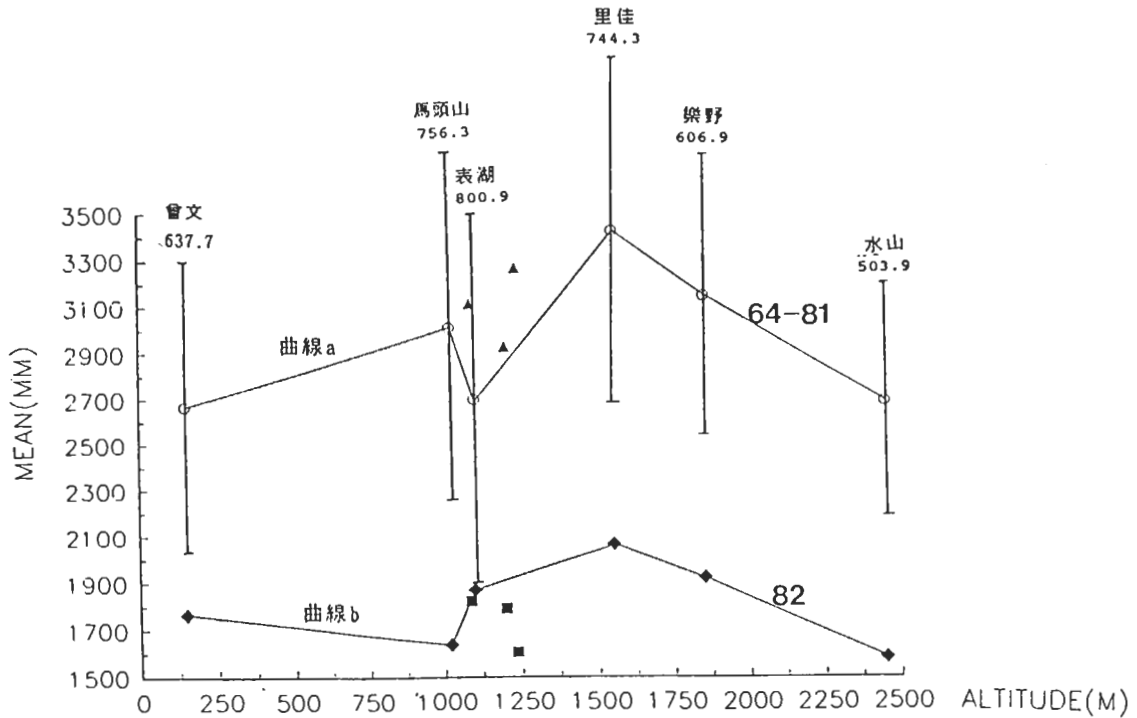


圖2 曾文溪流域六個水文測站18年(民國64年至81年)年平均降雨量(曲線a)以及民國82年年降雨量(曲線b)與測站高度之關係圖；圖中另示六測站平均年雨量之標準差以及三個新成立測站民國79年至81年之平均年雨量值(▲)和民國82年年雨量值(■)。

地形位置資料，圖2顯示較大的年平均降雨量集中在1~2公里的山坡上，其值比Johnson and Bresch(1991)所言之高度為高。以曾文水庫而言，全年最大降水通常發生在7月(梁等1994)，圖2顯示各測站有很大之降雨年際變化，從其他曾文水庫資料的分析，顯示乾旱皆存在於夏季降水嚴重不足的年度，可見夏季降水之重要性。雖然颱風帶來的豪雨為夏季降雨的主要來源，但在沒有其他綜觀或中尺度的擾動存在時，夏季午後對流降雨也是重要水源之一，也因其降雨分布與地形之間有密切的相關性，實為研究台灣地區地形效應及局部環流的一個良好題材。

本文的目的在於探討南台灣夏季，在弱綜觀環境條件下，因環境風場受地表加熱及地形影響所引發的午後對流降水。我們希望借觀測分析和數值模擬結果的相互印證，研究在條件不穩定大氣中外在熱力因素(海風、上坡風)及外在動力因素(繞山氣流、過山氣流)在對流發展過程中所扮演的角色。我們把此問題視為在條件性不穩定的大氣環境下，因背景強迫機制激發濕對流，從而再和濕對流交互作用而產生的現象。本研究所要探討的主要重點為：

1. 1994年午後對流降水分布的特徵，以及和其他年份降水的異同。
2. 環境流場因地形及地表加熱所引發的局部環流，在激發對流發展所扮演的角色。
3. 前述強迫機制與濕對流的交互作用，以及對流的維持與移動。

第二節將利用月平均雲圖及夏季總降雨量的分布，從大尺度環流的觀點，比較最近三年(1993, 1994, 1995)台灣地區7、8月的降雨量與太平洋副高壓及ITCZ位置之間的相關性，並分析1994年的降雨特性及環境條件。由於1994年的午後對流與環境條件有其獨特性，因此第三節選取該年7月5日的個案，利用台灣地區密集的觀測資料探討中南部地區午後對流的激發、發展、維持與移動的過程。第四節簡略介紹RAMS模式的內容及初始化的過程。第五節以5公里解析度的嵌套網格(nested grid)模擬對流的發展過程，配合分析與模擬的結果，以三張示意圖說明環境流場與對流的演變過程，第六節結論與討論。

二、氣候特徵及年際變化

圖3為最近三年(1993、1994、1995)夏季(7、8月)累積雨量分布圖，各圖左上角為總降雨量。由總降雨量及最大降雨量都顯示1993年的降雨明顯偏少(圖3a)，1994年的降雨最多(圖3b)，1995年次之(圖3c)。就三年總雨量的空間分布(圖3a, b, c)，並沒有明顯的一致性。若將夏季降雨分成午後對流、颱風及其他明顯不屬於前二類者共三種類型時，即可看出不同類型降水空間分布的差異性及同類型降水分布的一致性。

1993年夏季沒有侵台颱風，所有降雨均視為午後對流降雨(圖3a)。1994年夏季的降雨最多，其中有四個侵台颱風(提姆、凱特琳、道格及佛雷特)，8月9日到15日因道格颱風引進西南氣流先後造成中部山區及高雄地區嚴重水患的豪雨，此類降雨非屬颱風降雨，也不是午後對流降雨，即歸類為其他對流降雨。除此之外的午後對流降雨可見於圖3d。1995年7、8月間僅有二個颱風(蓋瑞及肯特)由台灣南部掠過，並沒有直接侵襲台灣，除去此伴隨颱風雨帶之降雨外的午後對流降雨可見於圖3e。此三年夏季各類型降雨的總降雨量及單站最大累積降雨量如表一所列。

由表一及圖3顯示出夏季降雨的主要特徵；颱風降雨有最大的年際變化，以及較不一致空間分布，但是颱風的主要降雨區仍集中在山區。而1994年8月9日至15日之豪雨主要集中在高雄海岸邊，此類對流降雨的發生過程應與午後對流不同，仍有待進一步的研究。圖3a、3d、3e可代表此三年7、8月的午後對流降雨分布，就對流類的總降雨量及最大降雨量的比較，此三年的差異不大，但1994年的降雨略多(表一)。就空間分布而言，降雨大都分布在中央山脈西側2000公尺以下的斜坡上，此與梁等(1994)，陳(1994)的分析頗為一致。1993及1995年的最大降雨區均集中在北緯23度與24度之間，而1994年的最大降雨區則明顯偏南。

台灣地區夏季降雨多寡與大環境條件的關係密切，吳(1992)分析台灣地區夏季降雨與太平洋副熱帶高壓的關係，結果顯示乾早年的7月副熱帶高壓較強，且往西延伸到中國大陸東南，乾早年的8月太平洋副高向東退縮。乾早年的7月和8月，西北太平洋面溫度較高，東太平

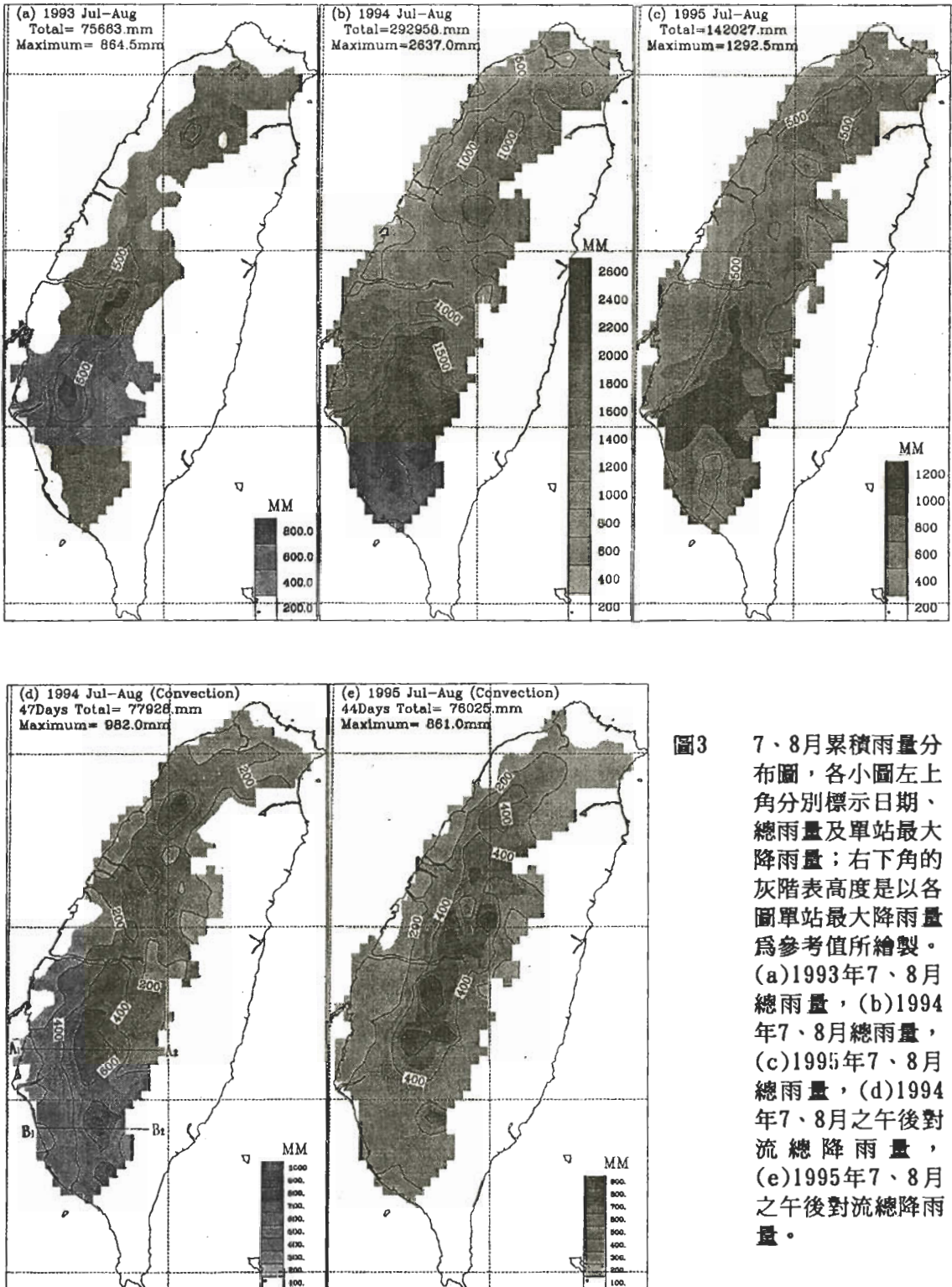


圖3 7、8月累積雨量分布圖，各小圖左上角分別標示日期、總雨量及單站最大降雨量；右下角的灰階表高度是以各圖單站最大降雨量為參考值所繪製。(a)1993年7、8月總雨量，(b)1994年7、8月總雨量，(c)1995年7、8月總雨量，(d)1994年7、8月之午後對流總降雨量，(e)1995年7、8月之午後對流總降雨量。

表一 各類型降雨的總降雨量及最大降雨量

分類 年	總降雨量 (mm)				最大單站累積降雨量 (mm)			
	午後對流	颱風	其他對流	所有	午後對流	颱風	其他對流	所有
1993	75663	0	0	75663	864	0	0	864
1994	77928	126232	72736	292958	982	1231	1338	2637
1995	76025	22074	25423	142027	861	606	437	1292

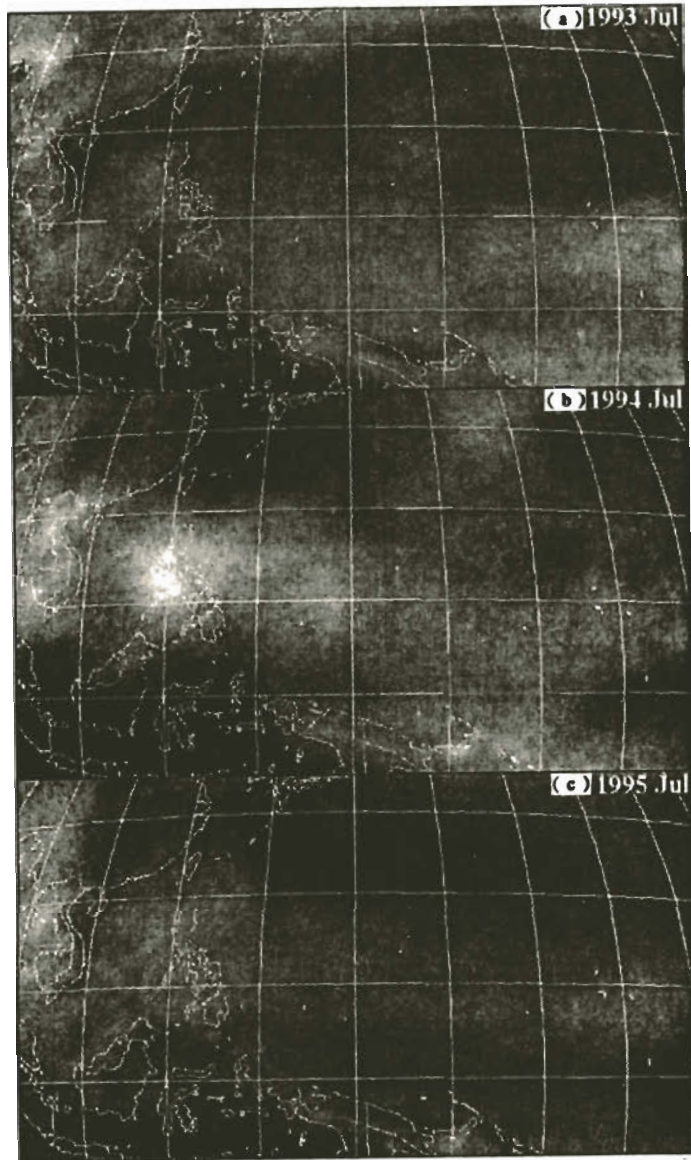


圖4 7月份月平均合成紅外線衛星雲圖；(a)1993年，(b)1994年，(c)1995年。

洋海面溫度則較低。因此我們利用7月份的月平均紅外線衛星合成雲圖(圖4)比較三年之間,7月份平均ITCZ位置及副熱帶高壓強度的變化,結果顯示,1993年ITCZ較弱且位置偏南(圖4a),太平洋副熱帶高壓籠罩台灣地區,壓制對流發展,所以1993年夏季總降雨量明顯偏少。1994年ITCZ(圖4b)明顯比另兩年強且位置偏北,台灣位在太平洋副熱帶高壓的南緣,該年降雨最多且有四個侵台颱風,而日本地區則發生嚴重乾旱。1995年ITCZ的強度及位置(圖4c)似乎介於二者之間,其降雨量也是介於兩者之間。由7月歐洲模式850hPa的月平均氣流線圖(圖5)可以看出,台灣附近的環境風場,在1993為西南風(圖5a),1995年為南南西風(圖5c),但1994年則明顯為東風分量所主宰(圖5b)。1994年季風槽的位置,約為北緯20度,和衛星合成雲圖一致,而1993及1995年之季風槽位置皆在北緯10度左右。

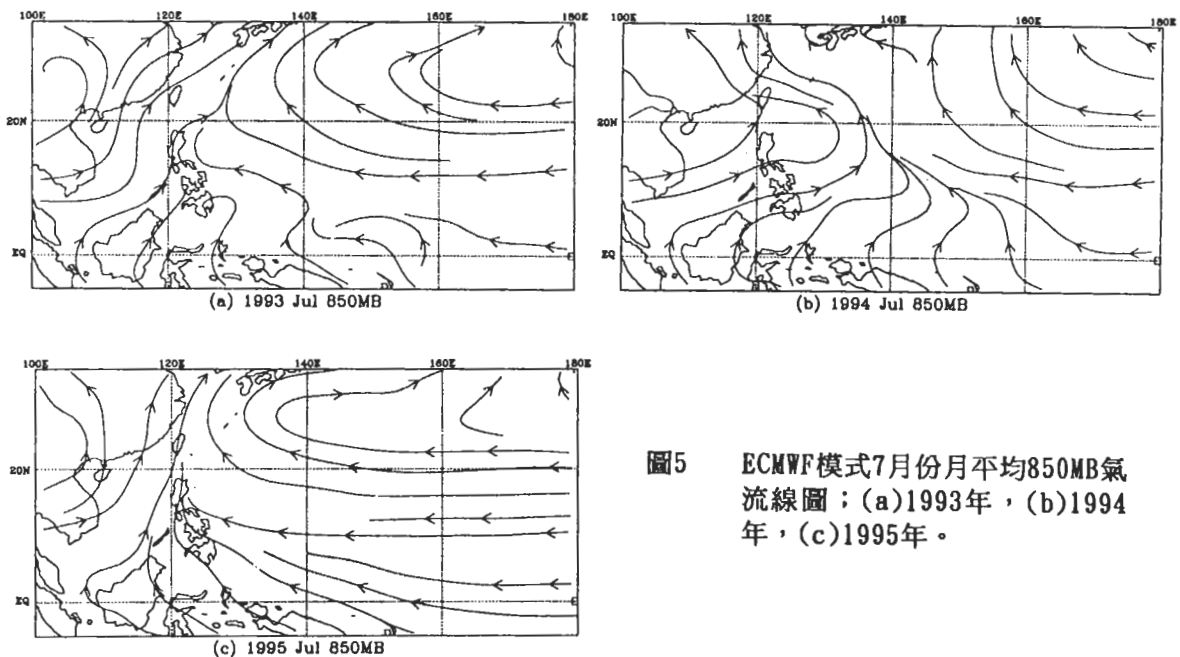


圖5 ECMWF模式7月份月平均850MB氣流線圖;(a)1993年,(b)1994年,(c)1995年。

綜合以上分析顯示,1994年夏季的降雨遠多於前後兩年,午後對流降雨雖僅略多一些,但其最大降雨區則明顯偏南,且平均的環境風場為東風,與前後兩年有很大差異。可見1994年的降雨特徵及環境條件均有其獨特性。事實上1993年與1995年的環境,可能較接近台灣南部夏季的常態(西南風主宰),1994年反而是較特殊的一年(東風主宰)。至於背景大尺度環境風場的差異,是否為造成1994年的午後對流降雨分佈明顯偏南的主要原因,則是本文所要探討的目的之一。我們以1994年夏季(7、8月)西部自動雨量站(249站)資料、逐時衛星雲圖及一般傳統觀測資料,分析1994年夏季臺灣地區午後對流的特性。

西部雨量站的平均距離約在10公里以內,資料時間解析度為5分鐘(原始資料為1分鐘)。根據降雨的時空分布,配合每小時紅外線及可見光衛星雲圖分析對流雲的發展,可以主觀判斷

當天降雨是否屬午後熱對流降雨。圖6a、圖6b分別為7、8月期間，單站最大日雨量時間序列圖，屬午後對流降雨者，以粗線標示於橫座標日期下面。扣除四個侵台颱風及8月9日到15日因道格颱風引進西南氣流先後造成中部山區及高雄地區嚴重水患的豪雨外，1994年7、8月間主要降雨均可歸類為午後對流型態，共計28天，尤其在7月份就有20天發生午後對流。由7月份東港探空的飽和濕靜能 h^* 時間序列圖(圖6c)顯示，大約在2到3公里的高度以下的飽和濕靜能幾乎都大於 35J/kg 。在7月的下半月，雖然台灣南部連續發生對流，而且每日最大降雨皆超過 100mm (圖6a)，但整個大氣仍能維持在條件性不穩定上。

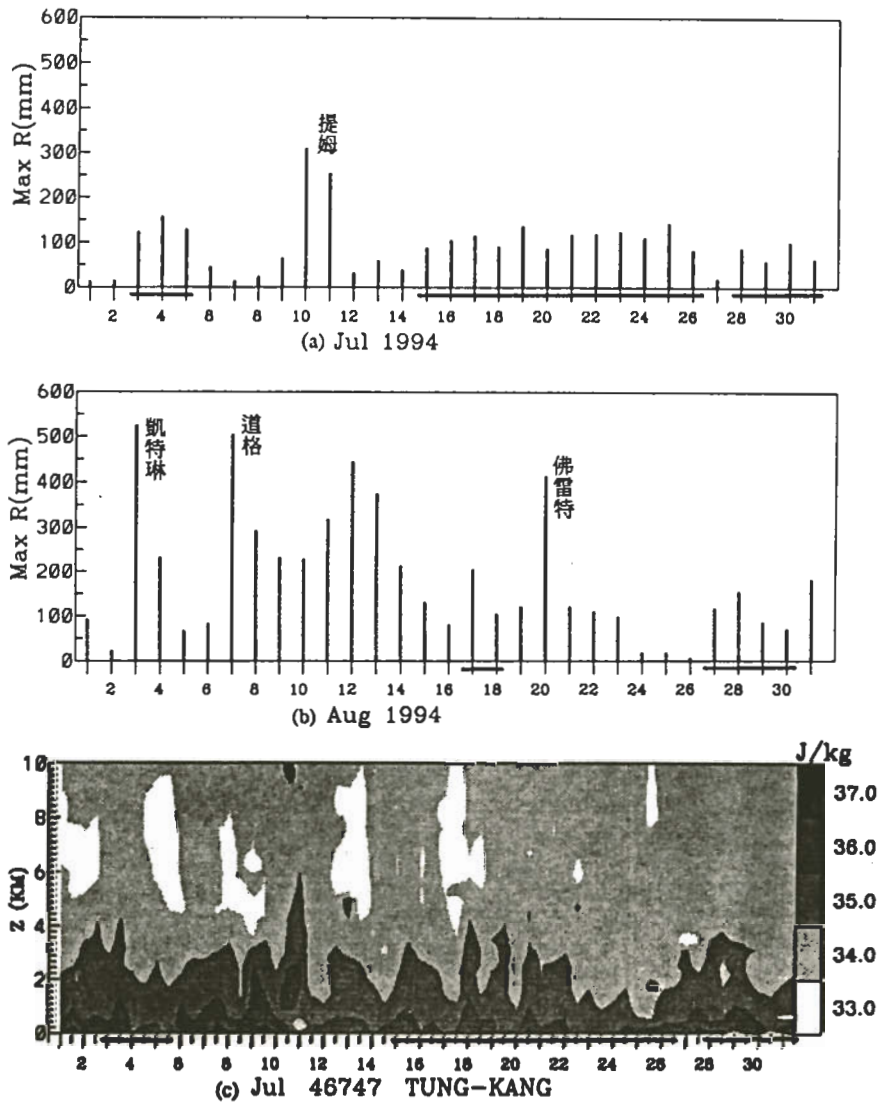


圖6 (a)1994年7月單站最大日雨量時間序列圖，(b)1994年8月單站最大日雨量時間序列圖；屬午後對流降雨者，以橫線標示於日期座標下方，屬颱風降雨者，以颱風名稱標示之。(c)7月份東港探空的飽和濕靜能 h^* 時間序列圖。

我們選取28個屬於午後對流的個案，首先分析降雨的分布與地形的相關性。此28天累積總雨量之分布如圖3d所示，午後對流主要發生在中南部，其中有二個主要降雨區，總降雨量約900mm，分別位於曾文水庫流域及屏東市北方。配合臺灣地形圖(圖1)及切於兩個主要降雨區(圖3d的A₁-A₂、B₁-B₂線)的東西剖面圖(圖7a、b)，可以看出主要降雨發生在近平地的山坡區，最大降雨並非發生在山頂上，山區降雨明顯多於岸邊平原區。北部另有一個降雨區位在新竹苗栗地區(圖3d)，但總降雨量僅約600mm，遠較中南部者弱。

Jul-Aug 1994 (Convection)

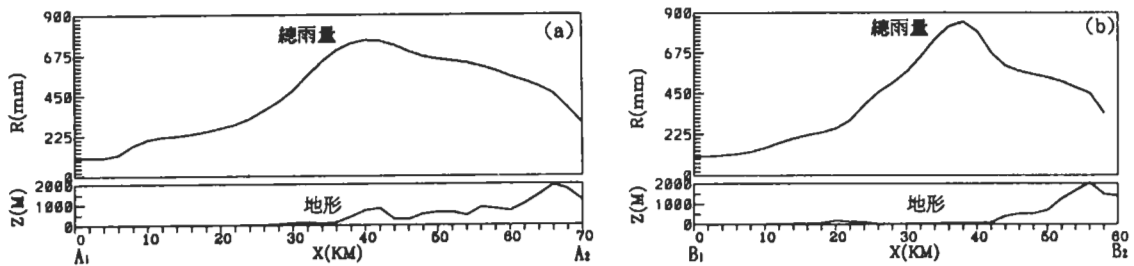


圖7 1994年夏季午後對流總雨量對應地形之東西剖面圖；(a)切於圖3d之A₁-A₂剖面，(b)切於圖3d之B₁-B₂剖面。

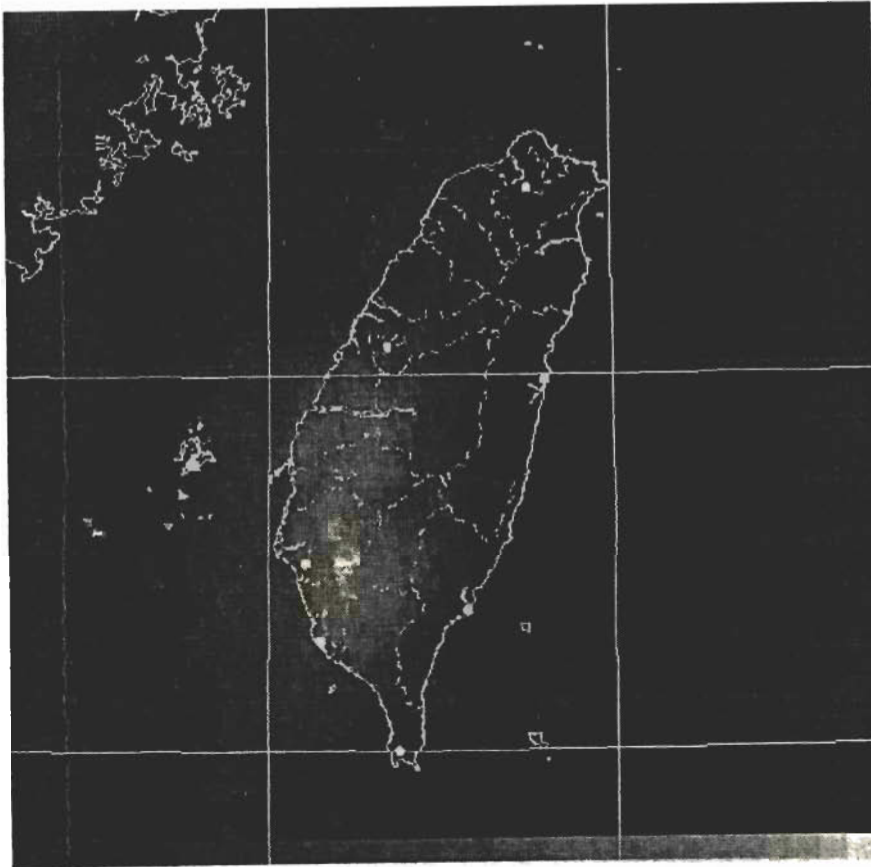


圖8 1994年7、8月，28個屬午後對流之合成紅外線衛星雲圖。

圖8為將28張午後對流的紅外線衛星雲圖的合成雲圖，我們把圖像亮度值高於210(大約是雲頂溫度低於 -32°C)的區域定為1，經疊加合成後再強化其對比，仍以雲圖的方式表現出來。此合成雲圖可詮釋為對流雲發生頻率的分布圖。原始衛星雲圖的導航(navigation)誤差在圖中均小於10公里。由此合成衛星雲圖可以明顯的看出，1994年夏季的午後對流主要發生在中央山脈以西，嘉南高屏一帶發生的頻率最高。北部偶有對流發生，但頻率顯然遠低於中南部地區。合成衛星雲圖的對流分布與雨量站累積雨量的分布(圖3d)相當一致。

由於1994年夏季的太平洋副熱帶高壓及ITCZ位置偏北(圖4b)，台灣位在太平洋副熱帶高壓的南緣，因此籠罩在高壓環流的東風分量下(圖5b)。分析7月份綠島探空風場(圖9)，亦顯示午後對流發生時(以粗線標示於橫座標日期下面)，臺灣附近普遍盛行微弱東風；約在2km高度以下的風向有明顯偏向南的分量，這應該是在Fr較小的情形下受地形影響所產生之繞島氣流所致。本文所選取的研究期間，雖然只有西部雨量站的資料，但是配合衛星合成雲圖(圖8)及陳(1994)的落雷分析結果相互印證，均顯示夏季對流主要發生在中央山脈以西的斜坡地區。為了進一步探討午後對流系統的演變過程，下一節將選擇7月5日的個案，做較詳細的個案分析。

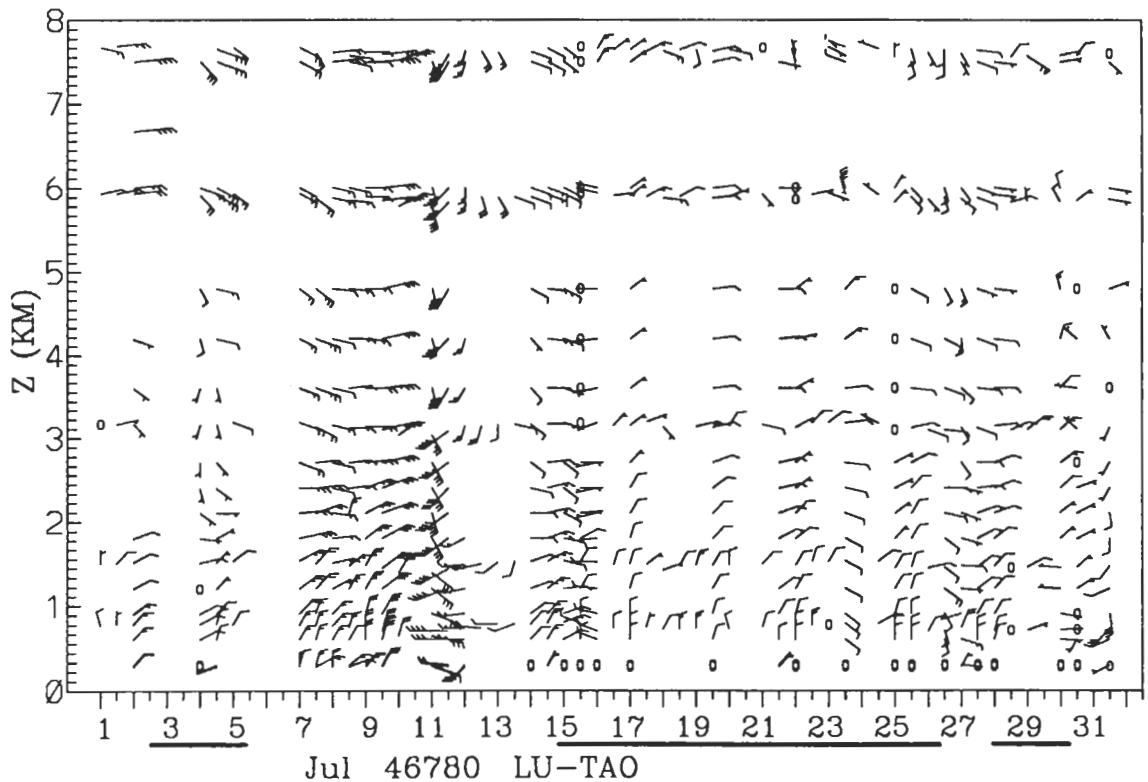


圖9 1994年7月份，綠島測站的高空風圖，屬午後對流之日期以橫線標示於日期座標下方。

三、1994年7月5日個案分析

圖10是1994年7月5日的逐時紅外線衛星雲圖，對流於下午2點鐘(圖10a)在中部濁水溪附近山區開始發生，在一小時內迅速發展成一個深對流(圖10b)，而同時生成在東部山區的小對流胞，很快就消散掉。南部高屏地區有另一新生對流發展起來(圖10c)，隨後與中部的對流合併(圖10d)。合併後的對流於下午6點鐘(18LST)發展達最成圖10是1994年7月5日的逐時紅外線衛星雲圖，對流於下午2點鐘(圖10a)在中部濁水溪附近山熱(圖10e)，由雲頂溫度的變化可以看出，圖10e有兩個最低溫區，顯示此對流雲底下可能包含兩個主要對流上升區。下午7點鐘(19LST)以後對流逐漸減弱(圖10f)，主要對流系統往南移(圖10g)。此時中部及北部海岸附近仍有一些對流存在(圖10g)，但很快就消散掉了。主要對流最後由高雄地區移海上(圖10h)漸漸消散(圖10i)，整個對流的生命期超過8小時。

圖11是7月5日之地面觀測資料。由下午2點鐘之圖11a可見南部沿海及馬公的地面溫度由早上的28度(圖略)上升到31~32度，此時對流剛開始要發展，全島除大武站外都有明顯的海風形成。北部及南部的海風受地形影響，風向有明顯的差異，如新竹、梧棲吹西北風而台南、高雄吹西南風，顯示西岸的海風可能也包含繞山氣流的分量在內。下午3點鐘(15LST)對流已經發展起來(圖11b)，馬公的風向可能是受海風及對流發展的雙重影響，由西南風轉為西風。到18LST(圖11c)台南首先出現離岸風，溫度降到27度，嘉義的風向也轉為東南風，嘉義與阿里山的氣溫分別降到26、15度。由於此時太陽尚未下山，其他測站仍屬海風環流，參考衛星雲圖(圖10e)此時對流雲的範圍已涵蓋此三測站，且雲頂溫度最低的位置大約在此三測站之間，顯示此地區之溫度劇降，應該受日照減弱及對流降雨的影響。風向之改變可能是由於伴隨對流降雨的冷空氣向外輻散而產生的低層外流(outflow)。此現象在一小時之後(圖11d)更明顯，離岸陸風的範圍已擴展到高屏沿海地區，高雄站的氣溫也降至26度。綠島測站的持續東北風，應該是環境東風受地形影響所致。圖11之大武、阿里山及台東三測站的風速、風向，一直都沒有改變，其正確性存疑；而溫度、溫度露點差及氣壓尚有合理的變化，仍然具有參考價值。

由於降雨及對流雲遮蔽日照輻射，都會使得地表冷卻降溫，有可能導致入夜以後才會發生的離岸陸風提早發生。由圖11並不容易判繼台南及高雄之溫度劇降與風向逆轉，是否為單純的離岸陸風，或是包含冷空氣外流的因素在內。因此我們以7月5日高雄與台南測站逐時氣象要素圖(風、溫度、露點溫度及時雨量)，進一步分析冷空氣外流的存在。以高雄測站為例(圖12a)，早上地表受熱，溫度逐漸上升，一天觀測三次的土壤溫度以「+」表示，最高溫大約發生在下午2點鐘(14LST)，此時的土壤溫度比氣溫高4度，海風(南風)在8時左右開始形成。由衛星雲圖(圖10)的發展可以看出，對流大約在17時以後由北往南移，逐漸接近經過高雄站。到19時高雄站已經開始降雨，溫度在兩個小時內(18時到20時)下降5.3度，主要降雨就發生在19時到20時之間，顯示對流經過此站。19時高雄站的風向劇轉為北風偏東，20時風向逆轉為南風，

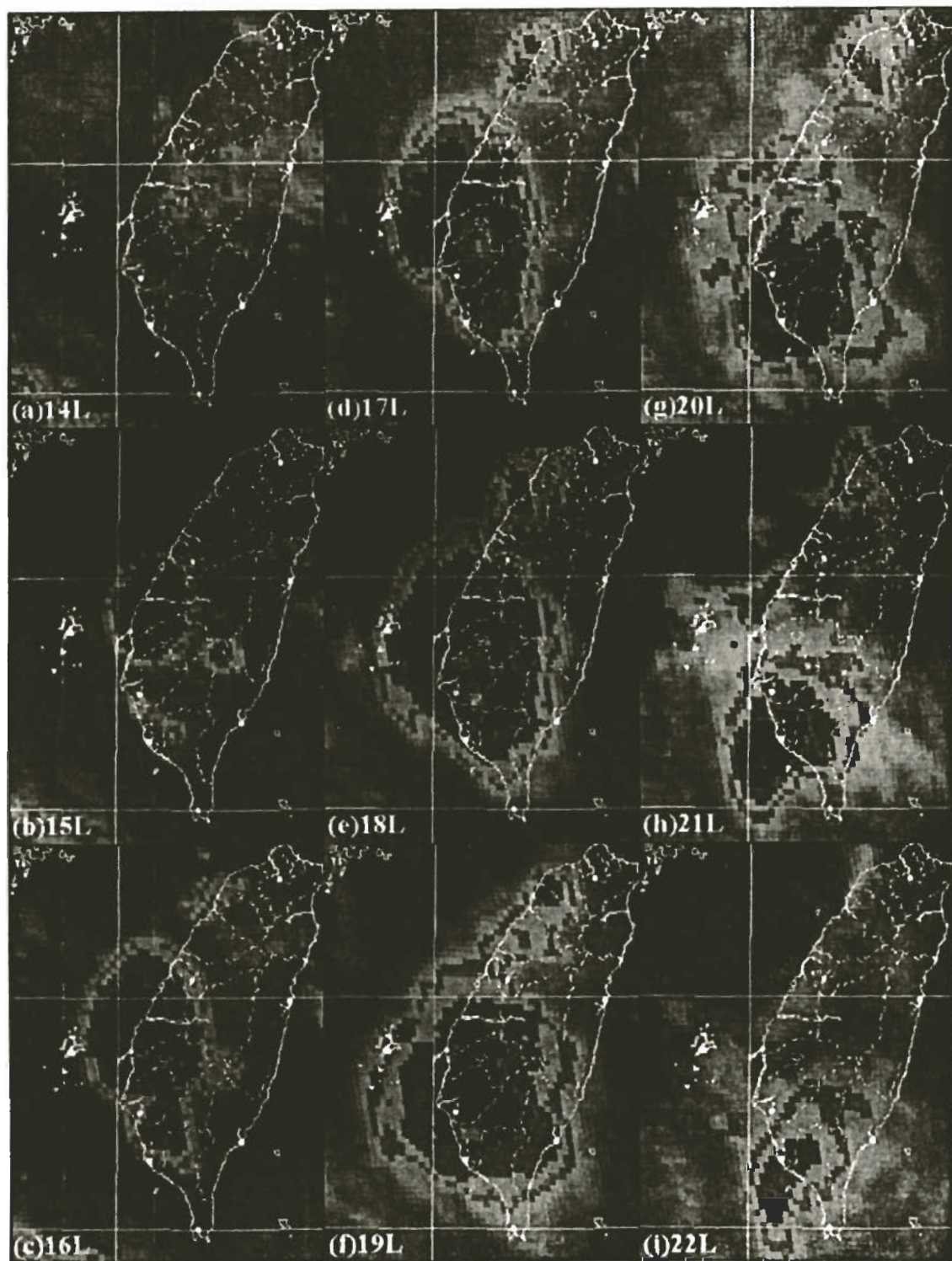


圖10 1994年7月5日下午2點(14LST)到晚上10點(22LST)之逐時MB色調強化紅外線衛星雲圖，時間標示於各圖左下方。

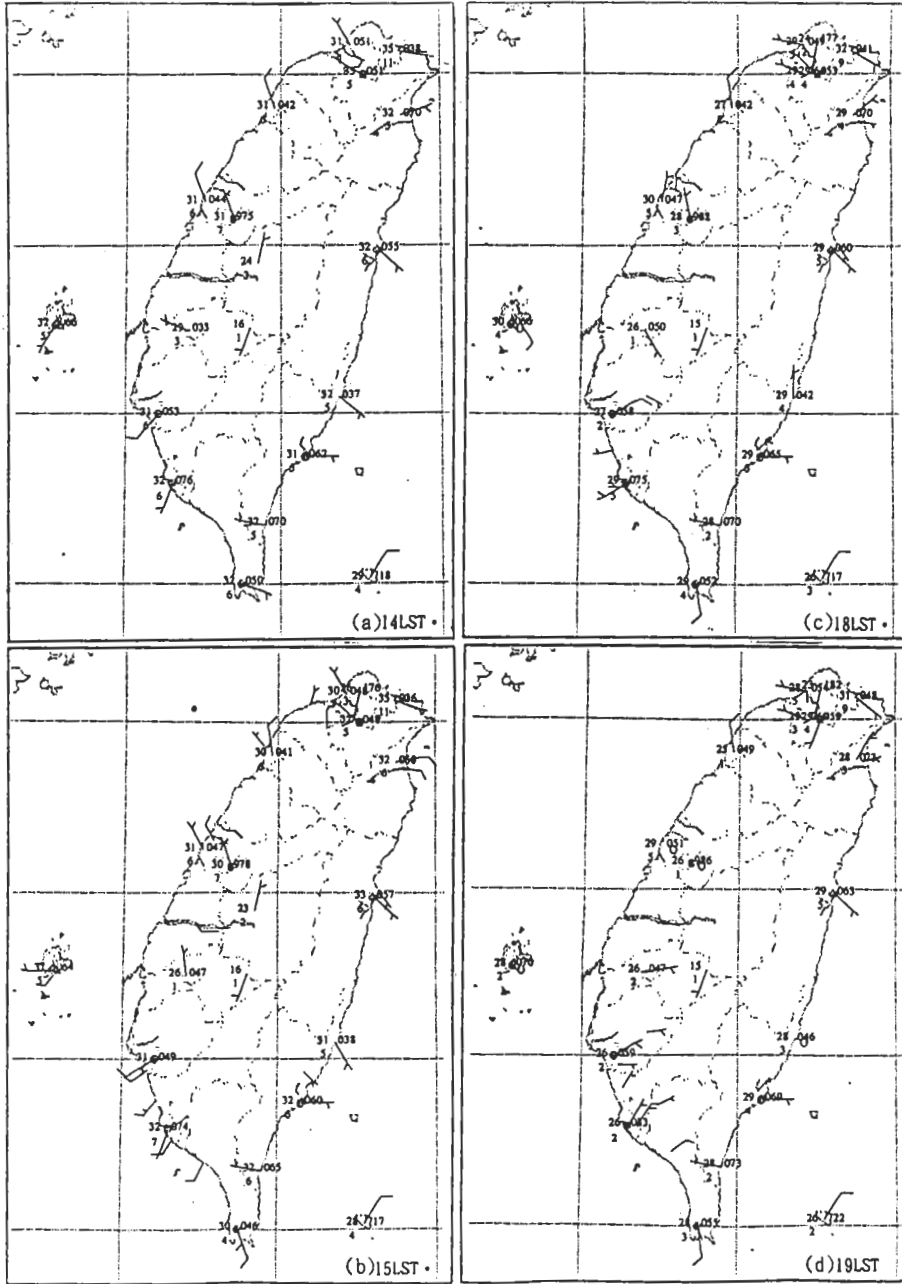


圖11 1994年7月5日，台灣地區地面測站觀測資料，時間標示於各圖右下角；(a)14LST，(b)15LS，(c)18LST，(d)19LST。

1小時之間，風向逆轉約180度，21時以後風向轉為東風。至於台南站的觀測結果(圖12b)顯示，溫度在兩個小時(17時到19時)內下降3.5度，較高雄站弱。18時以後的風向轉為穩定東風偏北的離岸風，並沒有如高雄站風向逆轉的現象發生。但在風向改變後，19時以前台南站仍有一些降雨(2mm)發生。

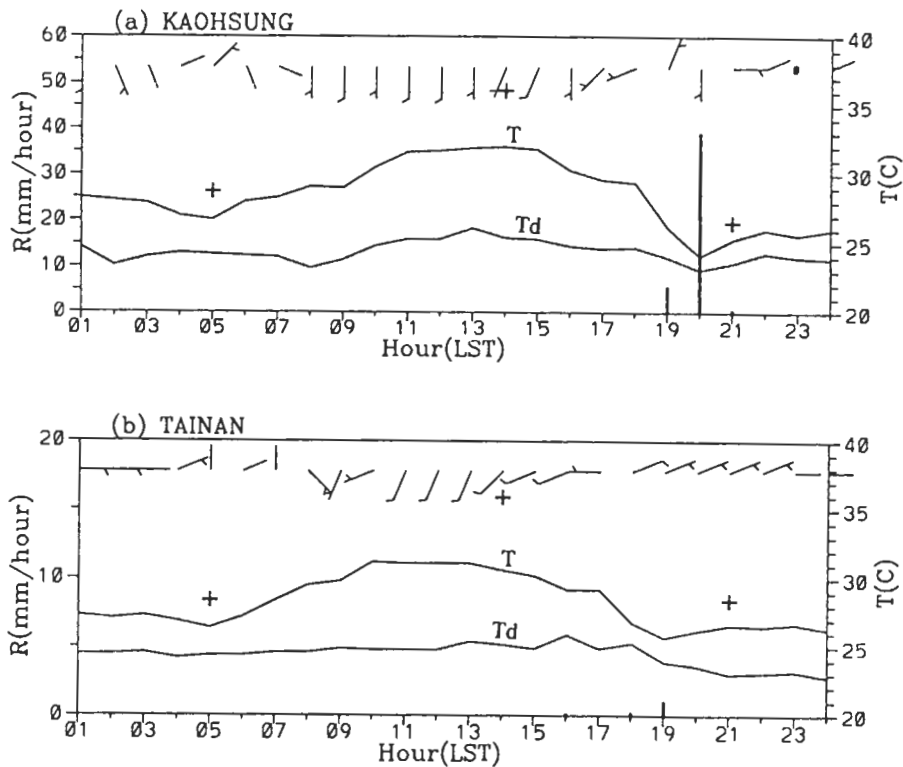


圖12 1994年7月5日地面測站逐時氣象要素(風、溫度、露點溫度及時雨量)的時間序列圖，一天觀測三次的土壤溫度以 '+' 表示；(a)高雄測站，(b)台南測站。

由高雄站與台南站的觀測結果，加上衛星雲圖，可知對流系統大約在20時之前經過高雄站。以高雄站在19-20時之間的溫度露點差減小、風向逆轉約180度及風向改變後的降雨等觀測結果，可以推論，應該有伴隨對流降雨前緣的冷空氣，在低層形成向外流，並產生強迫作用造成降雨，以及後續的風向由北向南逆轉。圖12b顯示，18時的風速(4m/sec)略大於19時的風速(3m/sec)，而在19時之前，台南站也有下一些雨，依此推論，約在18時左右，對流從台南站的東側經過(圖10)，而且很接近台南站，由溫度露點差之減小、以及風向之改變，顯示伴隨對流降雨的冷空氣外流也有吹到台南站，因此造成18時的風速略大於19時的風速。

綜合以上分析結果顯示，濁水溪以南的西部沿海測站，在19時均已轉為離岸陸風，但北部測站仍為向岸海風(圖11d)，可見西南沿海因受對流系統的影響使地面溫度下降，離岸風提早發生。而在對流直接經過的高雄測站，也可以測得伴隨對流降雨的冷空氣，在低層形成的外流。

圖13為該日總降雨量之分布與主要降雨區附近測站每5分鐘降雨量的時間序列圖。總降雨量之分布約略與地形等高線平行。南部有兩個最大降雨區，單站最大降雨量都超過120mm，北部降雨較弱。因對流最後由高雄移出，因此沿海岸線在高雄岸邊之降雨最大，圖3d亦有此特

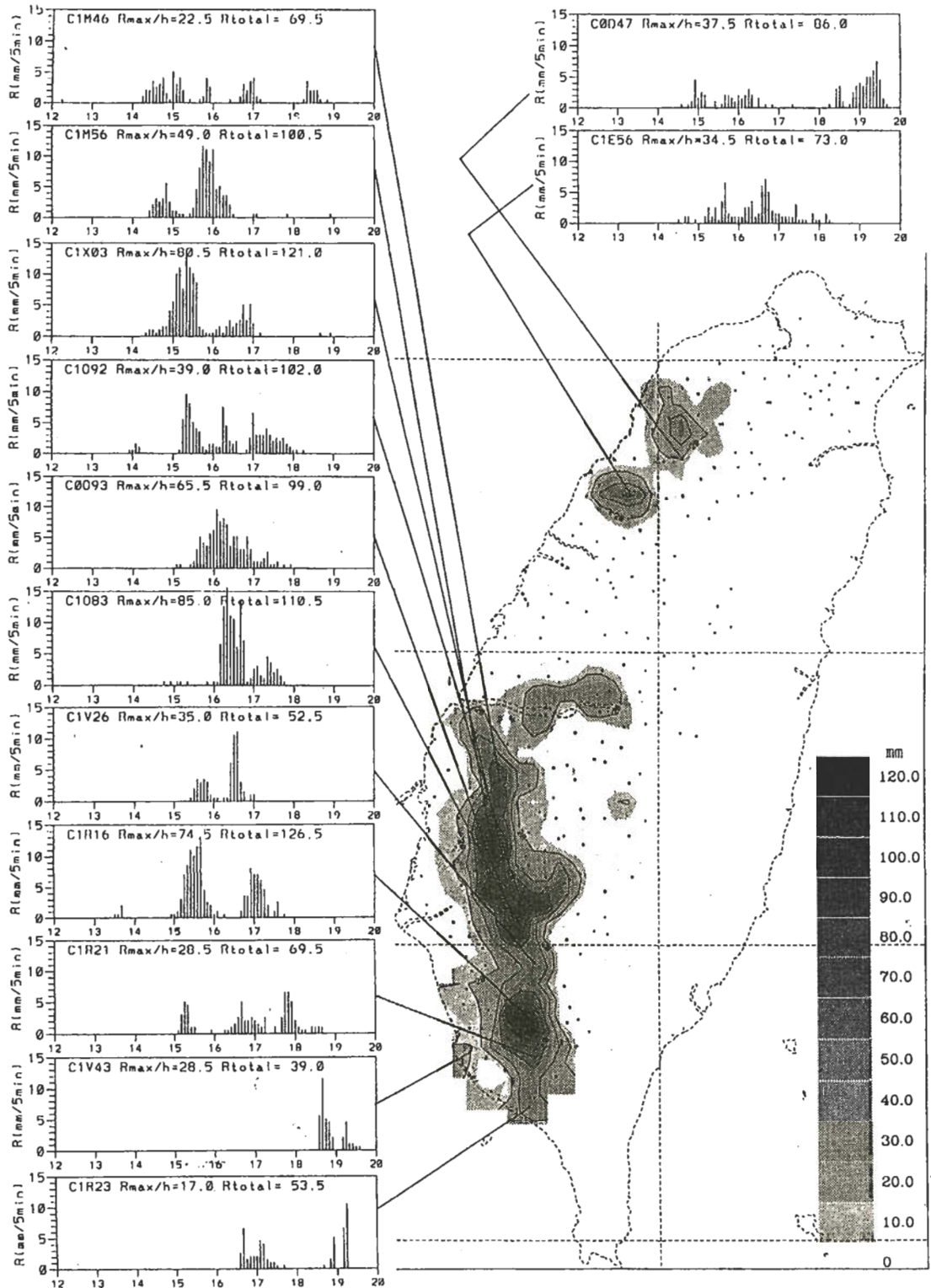


圖13 1994年7月5日個案總降雨量分布圖，以及主要降雨區附近13個測站每5分鐘降雨量的時間序列圖；降雨量分布圖以10mm灰階及20mm等值線表示。測站代碼、最大時雨量及總降雨量分別標示於各個單站時間序列圖的上方。自動雨量站的位置以黑點表示。

徵。此個案累積雨量的分布雖然較接近平地，但整體而言與1994年7、8月午後對流總雨量的分布(圖3d)極為相似，7月5日的個案應該是1994年南部地區的典型個案。

從主要降雨區附近測站每5分鐘降雨量的時間序列圖(測站代碼、最大時雨量及總降雨量分別標示各個單站時間序列圖的上方)可以看出，在此個案中，高屏地區主要對流的單站最大降雨量可達126.5mm(C1R16)，嘉南地區主要對流的單站最大降雨量也達121mm(C1X03)。北部地區的對流(C0D47、C1E56)雖然也持續數小時，但單站的累積雨量僅達86mm(C0D47)，降雨量及範圍均遠小於中南部地區。若以降雨開始到結束視為單一對流胞的生命期，由圖13的每5分鐘雨量時間序列圖可以大略估計出，大部分單一對流胞的生命期約1小時左右。單站累積總雨量超過100mm者，大都是由兩次以上的對流降雨累積而成。5分鐘降雨量最大可達15.5mm(C1083)，最大時雨量達85mm。19時前後，高屏沿海仍有很強的對流降雨(C1V43、C1R23)，但因對流移動較快，所以累積雨量不大。

圖14為該日從14時到19時期間，每20分鐘的雨量分布圖，此圖由上往下看為每20分鐘的變化，由左往右看可視為每小時的變化。我們可以利用此密集的雨量時空分布以推論對流系統的發展過程。中部濁水溪附近在14時，已經累積降雨達6mm，顯示對流在此之前已經形成。由圖14a-c可以看出，對流大約在14時左右已經在中部濁水溪附近開始形成，然後沿100公尺等高線南移發展成線狀對流。在14時到15時的發展過程中，可以明顯的區分成三個降雨區，若將獨立的降雨區視為個別的單一對流胞，則依降雨區的分布可以推論，此線狀對流系統包含數個對流胞，新生對流在南邊形成，造成對流系統南移發展。

南部高屏地區的主要對流系統約在15時開始形成(圖14d)，此對流發展迅速，到16時20分以前主要降雨區並沒有明顯的移動(圖14d-g)，所以在此地區的累積雨量很大。從15時40分(圖14e)到16時(圖14f)的變化可以看到，在主要對流的北邊及南邊各有新對流胞形成。若將北緯23度的南北邊的降雨區視為兩個對流系統，則16時以後這兩個對流系統已經開始合併起來(圖14f)，聯成一個南北走向的線狀對流系統。最大降雨區也在16時40分(圖14h)合併，隨後又分開(圖14i)。直到17時40分以後(圖14k)已經明顯分裂為兩個對流，這兩個對流分別往南及往北移行，往北的對流自18時以後逐漸減弱，往南的對流並沒有明顯的減弱，移到高雄岸邊時18時40分(圖14n)似乎曾再度加強，最後逐漸由高屏海岸移出(圖14o)。

綜合以上觀測分析的結果顯示，7月5日的午後對流發生在微弱東風的背風面，主要發生在中南部地區。約在下午2點鐘左右，對流在中部斜坡地區被激發，然後沿100公尺等高線南移發展與南邊另一對流結合，形成一個線狀對流，隨著降雨增強，對流又分裂為二，主要對流由高雄出海消散，整個午後對流系統的生命期可長達8小時。南部有兩個最大降雨區，分別位於曾文水庫流域及屏東市稍北。山坡地區降雨遠大於平地，最大降雨區發生在近平地的斜坡。由地面觀測資料也可以分析出伴隨對流降雨的冷空氣及向外流等對流特性。

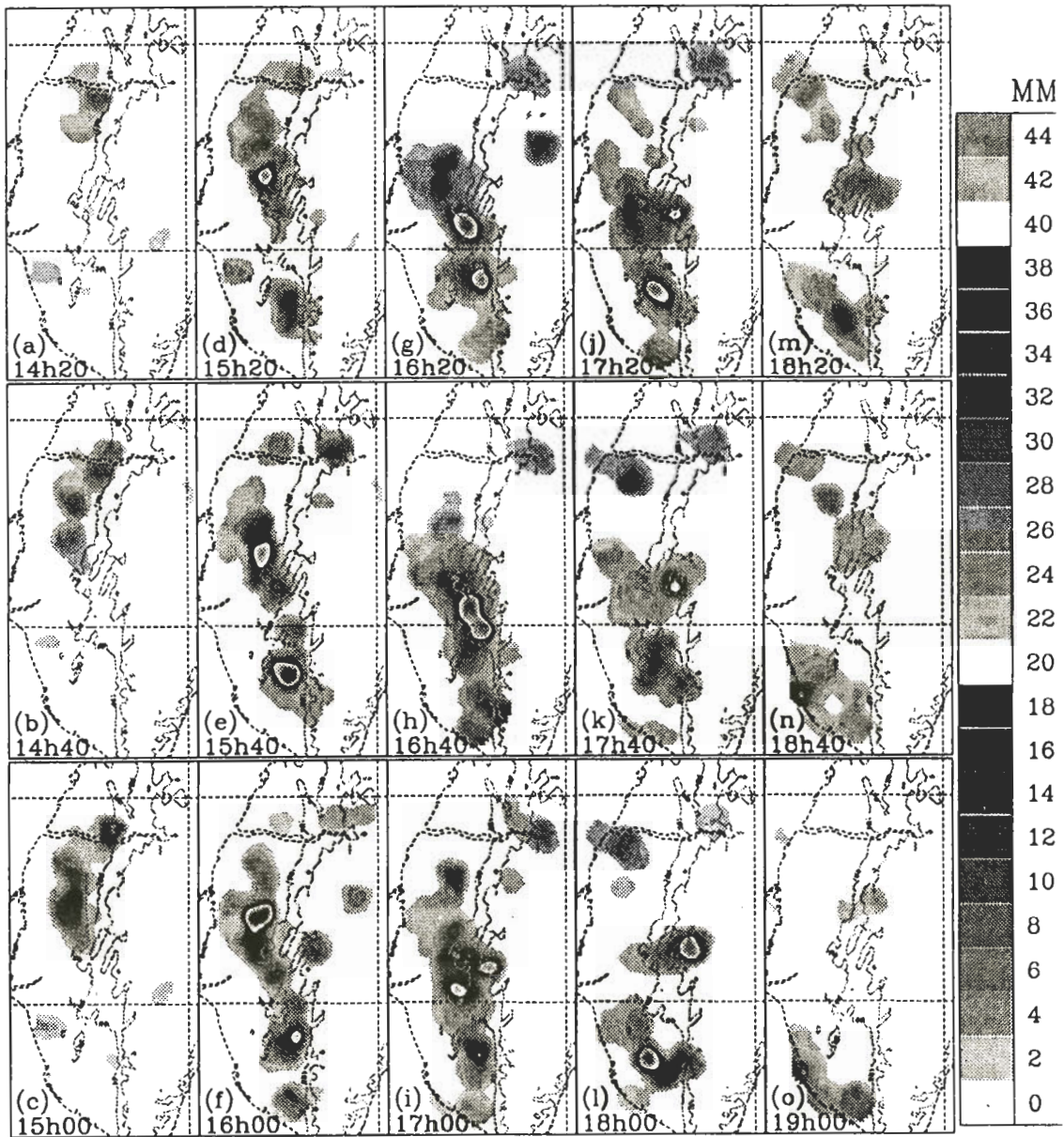


圖14 1994年7月5日14點到19點，中南部地區的每20分鐘降雨量分布圖，雨量值以灰階表示，圖中細虛線為100公尺及500公尺等高線，時間及圖序標示於各小圖的左下角。

從以上的分析也可以初步推論，前述的中部對流及南部對流，其實各自都包含數個meso- γ 尺度的個別對流胞，單一對流胞的生命期約1小時左右。若將整個午後對流視為一個對流系統，在整個對流系統的發展過程中，可以看到類似單一對流胞分裂為二及兩個對流胞合併為一的過程，也可以看到類似由降雨所激發的新生對流胞。整個對流系統透過個別對流胞的新生、分裂及合併的過程以維持長生命期。

四、模式簡介

我們採用科羅拉多大學(CSU)的區域大氣模式系統(Regional Atmospheric Modeling System, 簡稱RAMS), 模擬台灣地區的夏季午後對流降水。此模式為三維非靜力(Nonhydrostatic)模式, 模式中包含雲、雨、冰晶之微物理過程及地表受熱將熱量、水汽量及動量等通量上傳給大氣的表面層參數化等過程。紊流參數化採用局部變形場(local deformation)及Ri(Richardson number)計算動量及熱量的渦流交換係數, 即 K_m 與 K_h 。

地表加熱的方式以模式最底層(123.5公尺)的氣溫與土壤溫度的差值 $\Delta\theta$ (即垂直溫度梯度)計算地表熱通量。本研究所使用的 $\Delta\theta$ 是假設凌晨6時為日出時間, $\Delta\theta$ 設為零, 6時開始以餘弦曲線增加, 到下午2時達最大值 $\Delta\theta_0$, 然後遞減, 直到傍晚7時(日落)劇降為零, 以後不再加熱。當對流發展起來, $\Delta\theta$ 會依雲量的增加而減少, 相當於簡單的考慮到雲雨對陽光的遮蔽效應。陸地的加熱不考慮地表特性及地形高度的差異, 海上的 $\Delta\theta$ 設為0。其他有關此模式所使用的動力及熱力方程式, 與詳細的數值方法及各類物理參數化過程可參考Tripoli and Cotton(1982)及Cotton等(1982)。

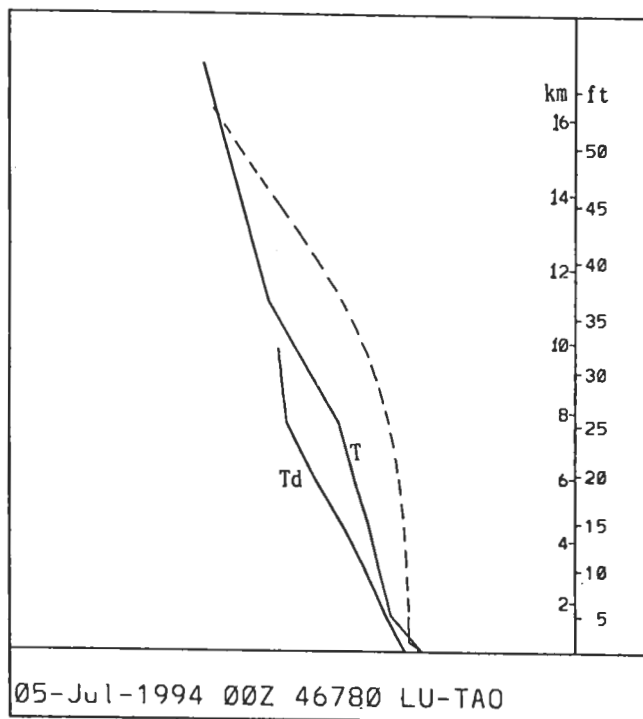


圖15 模式使用的初始探空斜溫圖(1994年7月5日00UTC綠島), 虛線表示空氣塊以地面溫度舉昇的路徑。

表二 兩層嵌套網格的水平網格系統

	格點間距 公里	網格點數 NXxNY	涵蓋範圍 平方公里	大時距 秒	小時距 秒
粗網格	10	52x61	520x610	12	3秒
細網格	5	50x84	250x420	3秒	0.75秒

模式採水平均勻單一探空的初始場，熱力及水汽場採1994年7月5日00UTC綠島探空(圖15)，風場簡化為3000公尺以上為5m/s東風，3000公尺以下風速線性遞減到地面為零。假設模式的初始時間為早上08LST即探空的時間，為便於與觀測結果比較，可將模擬時間加上8個小時視為對應於觀測的地方時。風速在半小時內由零遞增(spun up)到全風速，模式再執行一個半小時之後(10LST)才開始加熱，即模擬開始前2小時不含地表加熱的過程。本研究所使用的 $\Delta\theta_0 = -5^\circ\text{K}$ ，負值表示土壤溫度較高。模式採開放式側邊界條件處理水平風場，其他變數在側邊界均設為零梯度(zero gradient)。採用這種側邊界條件，表示在整個模擬的過程中，低層水汽及溫度可以初始值由側邊界不斷的提供。

本研究採兩層嵌套網格，水平網格系統如表二所示。模式涵蓋範圍以台灣本島為中心，台灣本島以外的區域均視為海洋。垂直方向採 σ -z座標共41層，網格間距由最底層的250公尺，以1.05的比例向上逐漸拉大，直到網格間距超過750公尺為止，以上維持等距。最頂層高度約22732公尺，但最上面10層(15982公尺以上)為吸收層，用來往吸收模式中往上传送的重力波。此模式為交錯網格，所以最底層離地表約123.5公尺。本研究不考慮輻射過程及地表特性的差異；也不考慮地表水汽的蒸發過程，即降雨達地面之後即不再蒸發回大氣中。

五、個案模擬

圖16為高度約2569.7公尺等 σ 面上的垂直速度(粗實線)與雨滴混合比(陰影區)。模擬5小時後(對應於實際時間約13LST)已有三個對流胞在中央山脈西側形成，如圖16所示由南往北分別標示為對流胞A、對流胞B及對流胞C。其中對流胞B的上升速度最強約達7m/sec(圖16a)，降雨區與上升氣流區幾乎重疊。隨著降雨的增強，對流胞B逐漸分裂為兩個上升區(圖16b, c)，南移出去的對流標示為B1，到6時30分(圖16c)對流胞A及對流胞C也各自分裂為二個上升區。如圖16c及16d所示，對流胞A1往北移與對流胞B1合併為對流胞D，此時對流胞A與對流胞B仍在原地沒有明顯的移動，三個對流胞聯成一個線狀對流系統。合併後的對流胞D發展很快(圖16e)，但也因降雨而減弱(圖16f)並再度分裂二(圖16g)。西南部山區因持續下雨，已不利對流再發

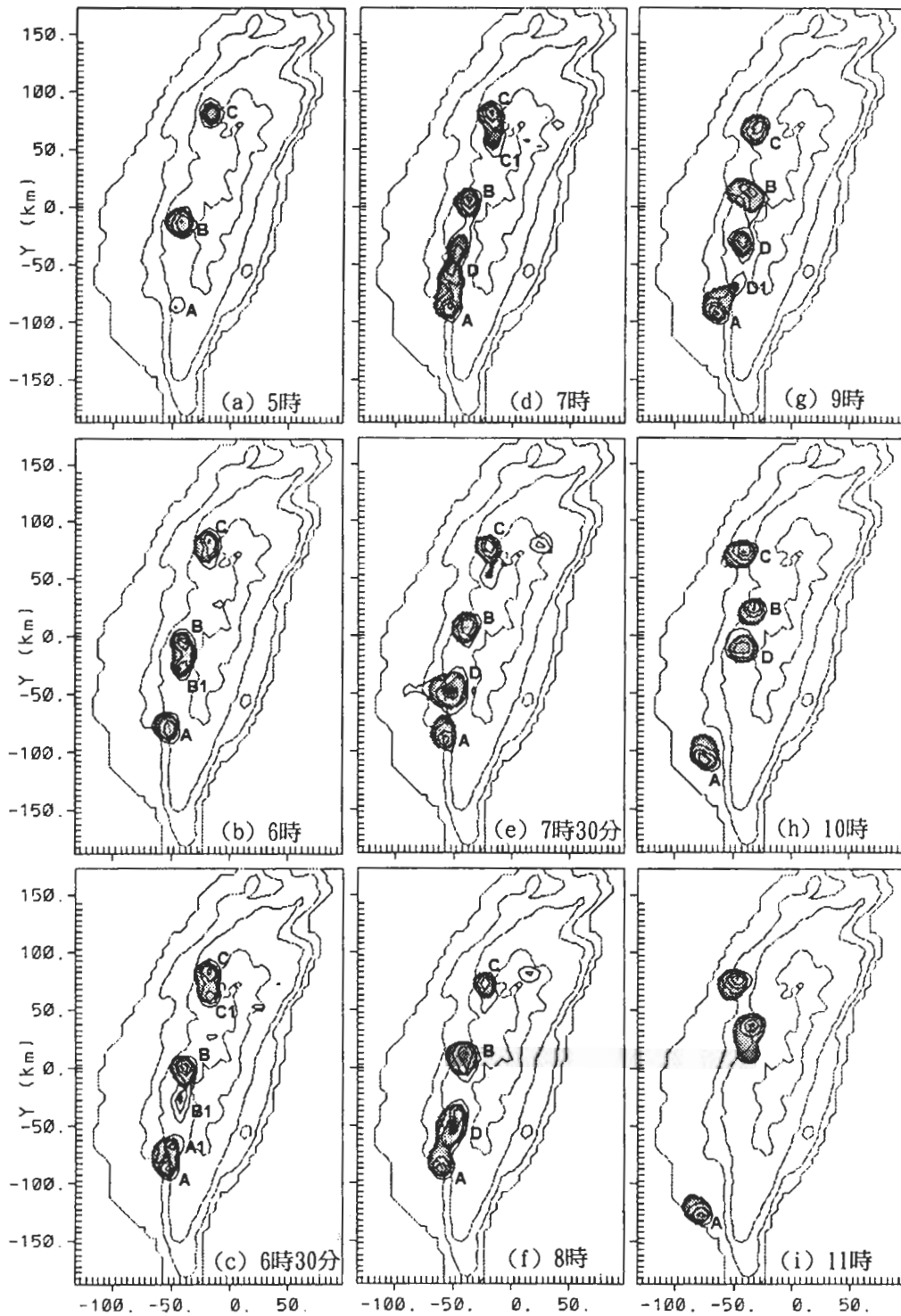


圖16 模式第10層(高度約2567公尺)的垂直速度與雨滴混合比(陰影區 $>1g/kg$), 實線為垂直速度等值線(1、3、5、7... m/sec), 虛線為海岸線與地形等高線(100、500、2000公尺), 圖序及模擬時間標示於各小圖的右下方; (a)5時, (b)6時, (c)6時30分, (d)7時, (e)7時30分, (f)8時, (g)9時, (h)10時, (i)11時。

展，對流只有向南及向北移行，方能繼續生存。對流胞D1南移減弱後併入對流胞A(圖16g)。對流胞A在9時以後開始南移，並有逐漸減弱的趨勢(圖16g-i)，到模擬11小時(相對於19LST)對流胞A已差不多移出海邊。對流胞D北移與對流胞B合併，合併後的對流仍繼續往北移(圖16g-i)。

由以上模擬結果，分析整個對流系統的發展過程顯示，主要對流先後在中部及南部形成，經由新生對流胞的分裂與合併過程，形成南北走向的線狀對流，最後對流再分裂成兩部分，分別往北及往南移行。上述過程與觀測結果(圖10及圖14)比較大致吻合。

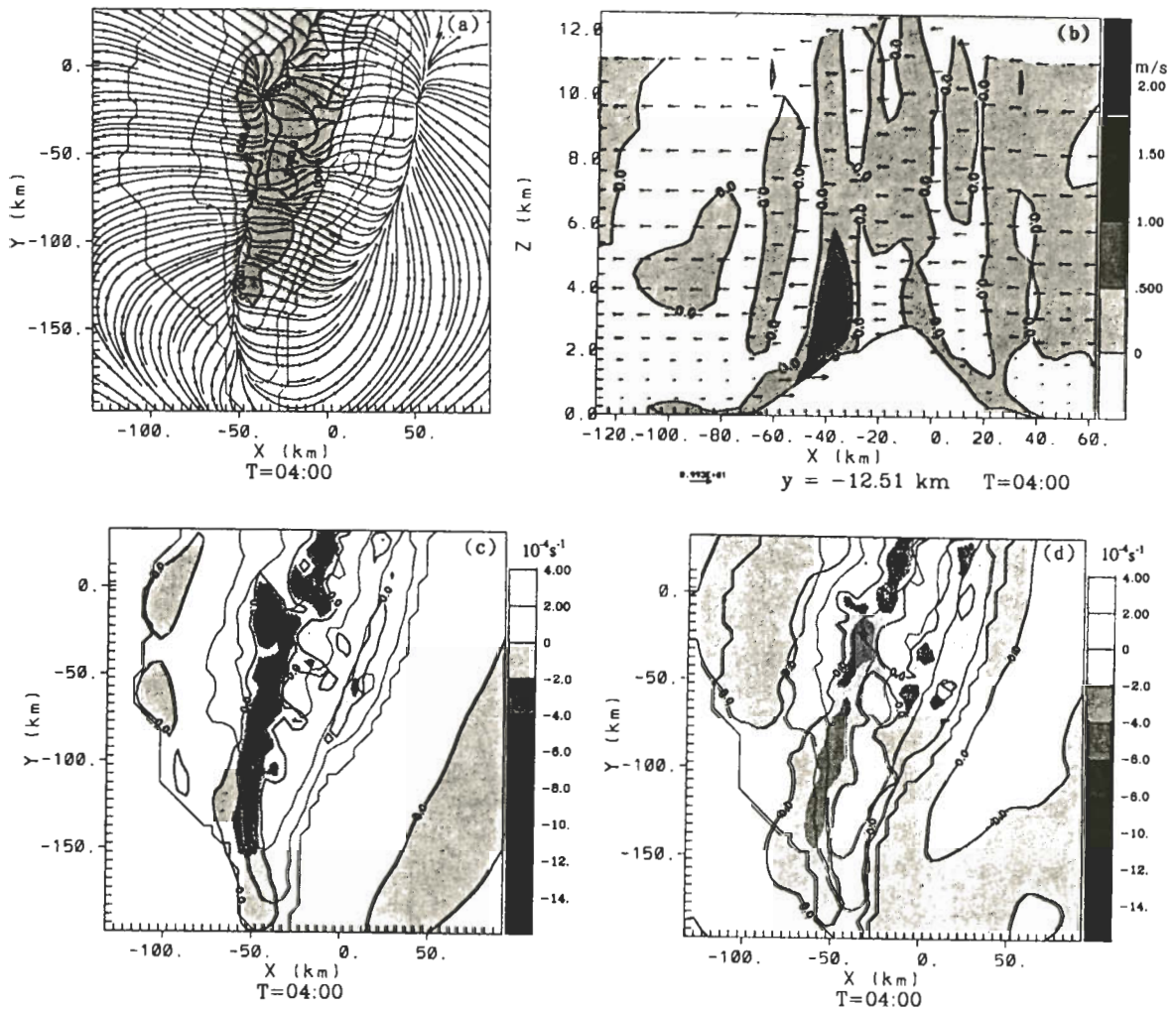


圖17 模擬4小時，(a)模式最底層(離地高度約123.5公尺)的氣流線圖，1000公尺以上的山區以陰影表示；(b)切於Y=-12.5公里的東西向垂直剖面圖，垂直速度以等值線(0、1m/sec)及灰階表示；(c)模式最底層的輻散場，輻合的區域以陰影表示，輻合強度如圖右之灰階表；(d)同圖17c，但沒有地表加熱。

圖17為在模擬對流開始發生時，也就是模擬4小時的低層風場。由對流剛開始發展時的氣流線圖(圖17a)顯示，西部沿海的海風，約從高雄以南，逐漸由西風轉為西南風。1000公尺以上的山區以陰影表示，南台灣東部明顯吹東風，且已越過中央山脈，在山脈西側約1000公尺的斜坡上形成一條約略與等高線平行的輻合帶，山脈西側斜坡上的主要對流(圖16a)即發生在此輻合帶上。配合切於 $Y=-12.5$ 公里(約對流B發生的位置)的東西向垂直剖面圖(圖17b)，可以在山頂西側看到過山氣流(東風)與中央山脈西側的上坡風(西風)輻合，在此輻合位置上的上升速度(陰影區)已達 2 m/sec 。由圖17a的氣流線圖可以看出台灣南部的繞山氣流配合高雄凸形海岸的海風，在高屏地區輻合有利南部對流的激發。中部的對流位在最高山峰(玉山)的背風面，背風輻合的效應可能也是對流在此發生的有利因素之一。

為了探討對流初生的激發過程及地表加熱的重要性，我們以沒有地表加熱的模式再進行模擬比對，並比較對流開始發生時的輻散場。圖17c為有地表加熱，模擬4小時，大約是對流開始發生之前的輻散場，輻合的區域以陰影表示，輻合強度如圖右之灰階表。圖17d同圖17c，但為沒有地表加熱的實驗。圖17c之主要輻合帶在中央山脈西側斜坡上，與圖17a之氣流線輻合位置符合。比較圖17c與圖17d的中央山脈西側主要輻合帶的位置相當一致，但有地表加熱(圖17c)的輻合強度，最大可達 $15 \times 10^{-4}/\text{s}$ ，而沒有地表加熱(圖17d)的輻合強度，約僅 $4 \times 10^{-4}/\text{s}$ 。就以上初步的測試比較結果顯示，雖然地表加熱對主要輻合帶的位置影響不大，但卻明顯增加輻合的強度。沒有地表加熱時，需模擬6小時以上，單一對流胞才開始在中部山區被激發(圖略)，其他地區都沒有對流發生。若以降低地面露點溫度2度的方式，減小初始探空的不穩定性，再作數值實驗。沒有地表加熱時，模擬到12小時仍沒有對流發生，但有地表加熱時，模擬4個小時，對流即開發展(圖略)。由此可見，地表加熱在午後對流的激發及發展過程中，均為不可或缺的重要因素。

圖18為選擇切於 $X=-42.5$ 公里的南北垂直剖面，利用垂直速度及雨滴混合比的消長，分析對流胞B的分裂過程。圖18a顯示了對流胞B被激發起來之後快速發展，最大上升速度可達 15 m/sec ，降雨(陰影區)發生在最大上升速度區的正下方。由圖18b可見持續的降雨，阻礙了上升速度繼續發展，並將單一對流胞分裂成兩個上升區；而圖18c可見分裂開的對流逐漸往南北移行。對流的上升區雖因降雨而分裂，但在分裂的過程中，最大降雨區域的上空仍為上升運動，並沒有下降速度的下沖流。

圖19為 $X=-47.5$ 公里的南北垂直剖面，分析圖16c中對流胞A1與B1的合併過程。如圖16c所示，在6時30分對流胞A1與對流胞B1分別由對流A與對流B分裂出來。由於對流B1只被切到邊緣，所以對流B1的上升區較弱(圖19a)。半小時後(圖19b)約7公里以下的上升區均已合併，但中高層仍有兩個對流中心，隨後這兩個對流很快的合併成一個(圖19c，圖16e)，合併後的對流明顯增強。

由圖18及圖19的分析顯示，在對流發展的旺盛期，最大降雨區似乎並沒有伴隨下降氣流。從模擬9小時以後的低層位溫及風場的分布(圖20)可以看出，伴隨對流降雨的冷空氣逐漸

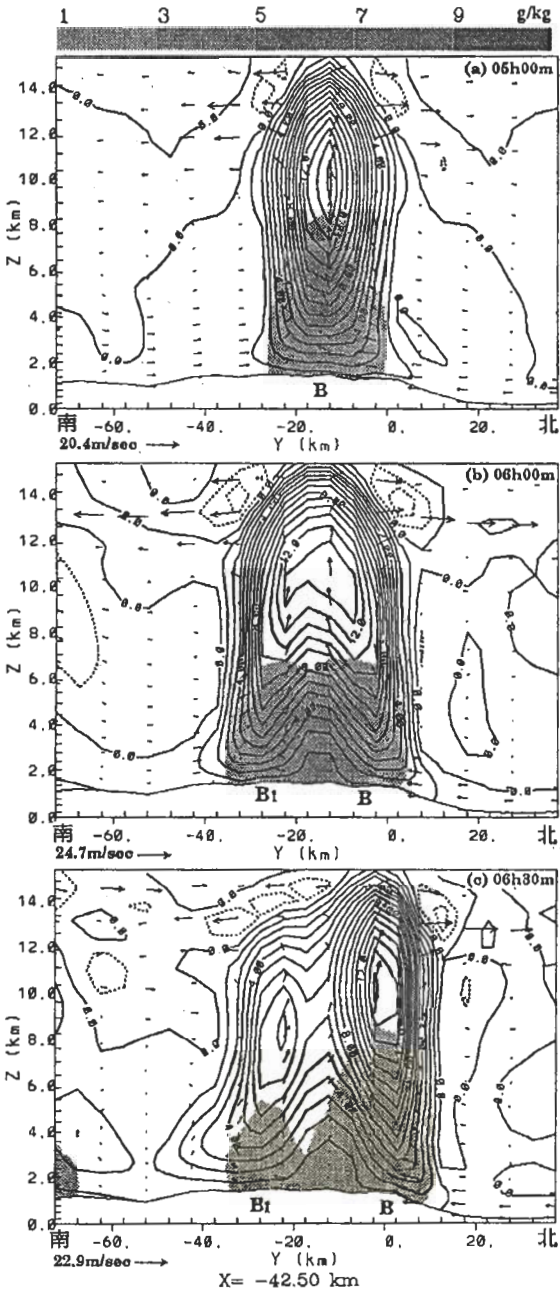


圖18 切於對流B(X=-42.5公里)的南北垂直剖面圖，垂直速度(實線 >0，虛線 <0)等值線間隔 1m/sec，陰影區為雨滴混合比 >1g/kg；模擬時間分別為，(a)5時，(b)5時30分，(c)6時30分。

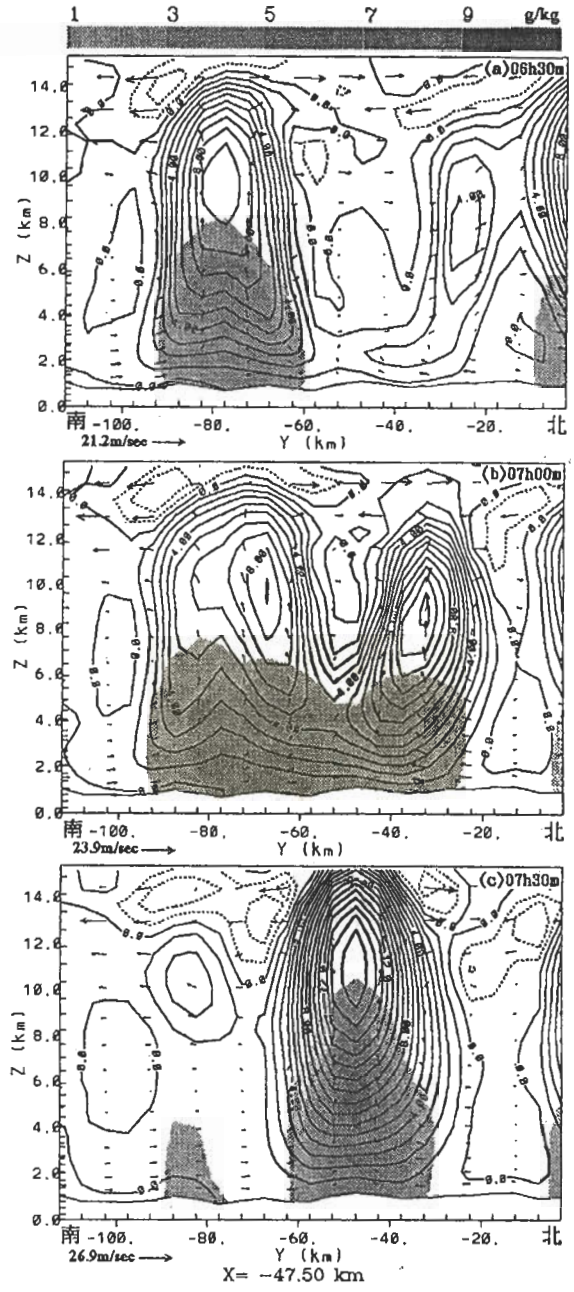


圖19 同圖18，但切於X=-47.5公里，模擬時間分別為；(a)6時30分，(b)7時，(c)7時30分。

在地面凝聚，並向外推展。圖20選取南部地區模擬9小時以後的低層(模式最底層)風場、位溫及模式第5層($Z=1227$ 公尺)的垂直速度。爲了方便分析低層冷空氣的發展，溫度場只繪出位溫小於 304°K 以下的區域以陰影區表示，此陰影區可視爲冷空氣的區域。由圖20可以看出，從模擬9小時(圖20a)開始，冷空氣的範圍逐漸擴大，冷區的溫度也下降，位置明顯南移(圖20b, c)。相對於對流移動的方向，冷空氣的位置在最大上升區(實線)的後方。在對流主要上升區的後方也有一個下降速度區(虛線)，強度約 -0.5m/sec 。主要下降速度區幾乎都落在冷空氣區。在冷空氣的前緣可以看到明顯的向外流，此冷空氣外流與南來的繞山氣流及海風輻合，支持對流持續發展。對流系統就隨著冷空氣的擴大而南移。圖20和圖11、12之地面觀測相符；也和圖10、14所顯示之對流外移至高雄地區相符

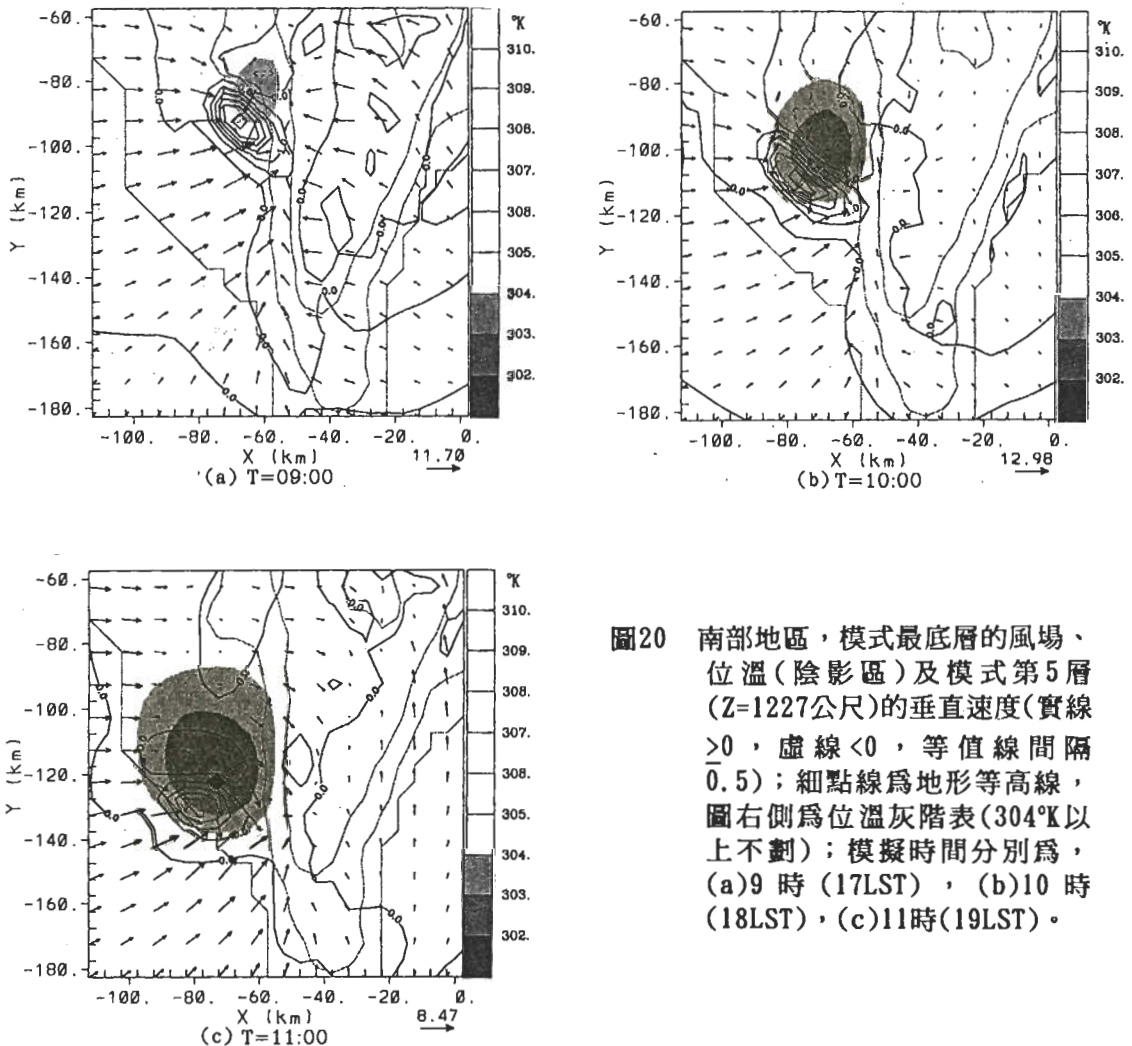


圖20 南部地區，模式最底層的風場、位溫(陰影區)及模式第5層($Z=1227$ 公尺)的垂直速度(實線 ≥ 0 ，虛線 < 0 ，等值線間隔 0.5)；細點線爲地形等高線，圖右側爲位溫灰階表(304°K 以上不劃)；模擬時間分別爲，(a)9時(17LST)，(b)10時(18LST)，(c)11時(19LST)。

圖21為模擬11小時的累積總雨量，主要降雨區分布在中央山脈以西的斜坡，呈南北帶狀分布，約略與中央山脈等高線平行。就降雨區域的分布而言，模擬與觀測結果(圖13)大致相符，但仍有兩點主要差異，觀測的主要降雨區分布在500公尺等高線以下，而模擬的主要降雨區分布在1000公尺等高線附近；觀測的單站最大降雨量為126.5mm，而模擬的單站最大降雨量高達400mm以上。

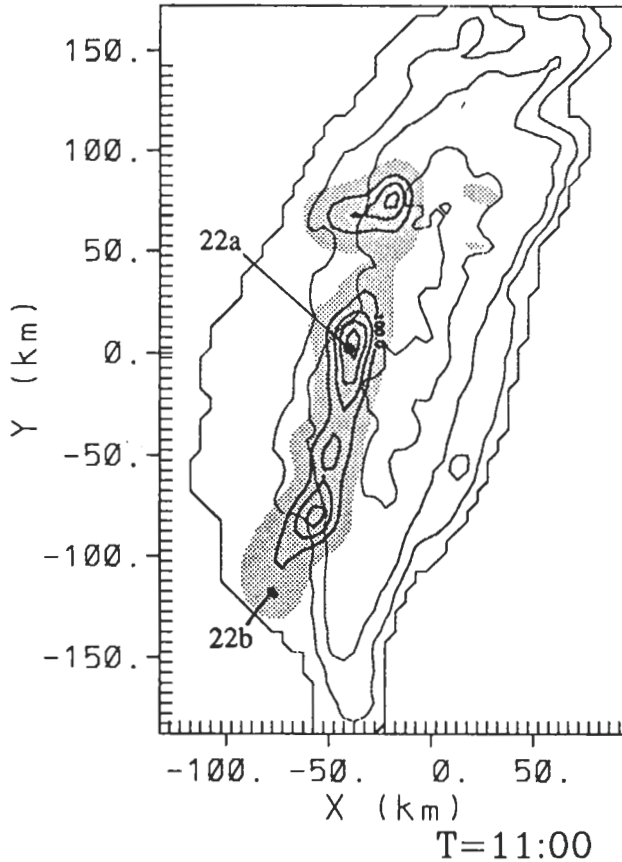


圖21 模擬11小時的累積總雨量圖， $10\text{kg}/\text{m}^2$ 以上以陰影區表示， $100\text{kg}/\text{m}^2$ 以上加劃等值線(間隔 $100\text{kg}/\text{m}^2$)。

在圖16中對流胞B的主要降雨附近為選取一個定點，繪製地面風、位溫及每10分鐘降雨量的時間序列圖(圖22a)，其網格點座標為 $X=-42.5$ 公里， $Y=2.5$ 公里，位置標示於圖21。前2小時模式還沒開始加熱，地面風受地形效應的影響，由微弱的初始東風轉為北風，應屬繞山風的效應。隨著地表開始加熱，受海風及上坡風的影響，風向略偏西，風速逐漸加強。約在模擬4時30分之後開始降雨，當降雨達最大時(對流中心經過)，風向劇轉為西南風，隨著對流減弱(對流離開)，風向逐漸轉回西北風。10時以後另一對流經過此地，同一地點有兩次對流降雨，此與觀測結果(圖13)相符。就降雨強度及對流持續的時間與觀測結果(圖13)比較，模擬的最大

對流降雨強度約20mm/10分，觀測可達15mm/5分；模擬的單一對流降雨可持續4小時，但觀測結果約僅1小時。第一波降雨期間地面位溫並沒有明顯的降低，顯示此對流的激發與維持應與冷空氣無關。

圖22b的位置約在對流胞A南移經過的高雄地區附近的定點時間序列圖，其網格點座標在 $X=-77.5$ 公里， $Y=-117.5$ 公里，並標示於圖21。由圖16得知對流A約在9時以後逐漸南移經過此點。在09-10時期間，地面溫度劇降約3.5度，風向由西南風轉為強勁的北風。這和圖12之觀測的在下雨前風向轉北，完全一致。配合圖20a的地面風及溫度線可以推論，在對流前緣頂著海風及南來的繞山氣流，在高雄海岸附近形成一條弧形輻合帶(圖20a)，支持對流持續南移發展。比較圖21b與圖12顯示，在對流經過此點前後，模擬結果大致可以掌握地面風向及溫度的變化趨勢，但伴隨對流的外流強度(模擬約15m/sec，觀測約5-10m/sec)及地面氣溫下降率(模擬結果約3.5度/1時，觀測結果約4.5度/2時)稍有不同。

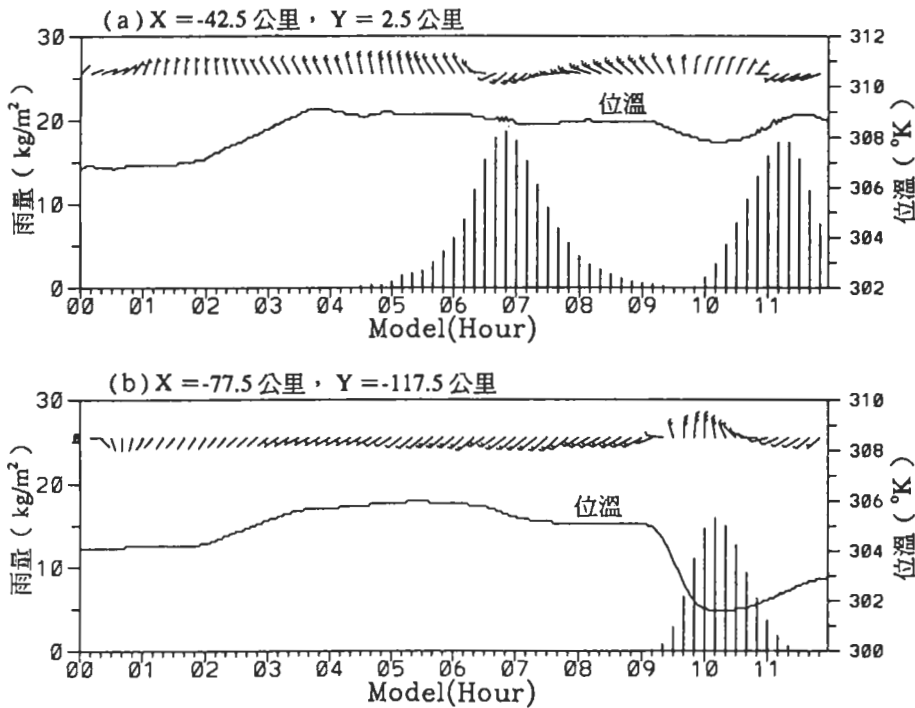


圖22 模擬結果的地面風、位溫及每10分鐘降雨量的時間序列圖，地點標示於圖21；(a) $X=-42.5$ 公里， $Y=2.5$ 公里，(b) $X=-77.5$ 公里， $Y=-117.5$ 公里。

由以上模擬結果顯示，微弱的東風因地表加熱得以越過中央山脈與山脈西側的上坡風輻合，此輻合帶可能為激發山區斜坡對流的主要機制，在此過山過程，也使得對流位置偏南。模擬結果也可以看到在輻合帶上單一對流胞的新生、分裂與合併的過程，是長生命期對流系統的維持機制。整體而言，模擬結果大致可以掌握對流發生的時間、地點及降雨的分布。伴隨對流

降雨的冷空氣及外流現象亦與觀測相符。單一對流的降雨強度略小於觀測結果，但降雨持續的時間較長，所以累積的總降雨量遠大於觀測結果。

六、結論與討論

根據觀測資料分析顯示，夏季午後對流降雨大多分布在中央山脈的西側斜坡上。由於午後對流是屬於非常局部性的現象，因此在不同的環境條件下，其對流的分布區域與對流的激發、發展及維持的過程均有所差異。1994年台灣地區普遍盛行微弱東風，午後對流大都發生在微弱東或東南風的背風面，最大降雨區的分布明顯偏南。相對1993年及1995年，我們發現1994年的降雨特徵與大尺度的環境條件均有其獨特性。1994年由於太平洋副熱帶高壓偏北，ITCZ較強且接近台灣地區，所以降雨量遠大於前後兩年。1993年與1995年的環境，似乎較接近南部夏季的常態(西南風主宰)，1994年反而是較特殊的一年(東風主宰)。1994年台灣南部夏天之午後對流，顯示在山的背風面也可以有明顯的日夜對流變化，對流的日夜變化不一定要發生在迎風面山坡上。我們以1994年7月5日的個案，進行1994年夏季的一種典型午後對流型態的研究。至於其他類型的午後對流分布與特性，則有待於未來的研究。

綜合觀測分析及個案模擬的結果，可以推論整個對流系統的發展過程；微弱的環境東風因地表加熱得以越過中央山脈，與山脈西側的上坡風輻合，形成一條約略與山脈平行的輻合帶，此輻合帶即為激發對流的主要機制。因為此輻合帶涉及東風過山，所以也解釋了為何1994年午後對流位置之偏南。由於不規則的地形及海岸形狀，配合地表加熱過程所引起的局部環流，在此輻合帶首先激發三個對流胞。隨著對流的增強，降雨落在對流胞的主要上升區，逐漸使對流分裂為二，或是激發新生對流胞，鄰近的兩個對流胞合併使對流加強，加強後的對流也可能再分裂。所以整個對流系統就是在許多單一對流胞的分裂與合併的過程中，在此輻合帶上移行發展以維持長生命期。由於低層的中尺度強迫作用(mesoscale forcing)為一條南北走向的輻合帶，所以由此輻合帶所激發出來的對流系統也容易組織成線狀結構。

模擬結果顯示，在對流發展旺盛期間，雖有強烈降雨，但似乎沒有明顯的下降氣流。模擬9小時以後，對流開始南移的過程中，在對流主要上升區的後方開始有伴隨降雨的冷空氣、下降氣流及低層外流等對流特性出現，此與地面觀測資料的分析結果大致吻合。此低層冷空氣外流和南側繞山氣流及海風之輻合，應該是對流南移之主因。

根據個案分析與模擬的結果，我們將南部地區午後對流的發展過程，分成三個階段以三張簡化的示意圖(圖23)表示。圖23a是可視為中央山脈的東西剖面圖，用來說明對流的初生過程。微弱的環境東風受地形阻擋，在迎風面的低層會產生停滯點以及逆向回流(Smolarkiewicz and Rotunno, 1990)。因為上坡風的建立比海風早，因有地表加熱仍得以越過中央山脈的東風，可以與山脈西側的上坡風產生輻合，在山脈西側斜坡激發對流。

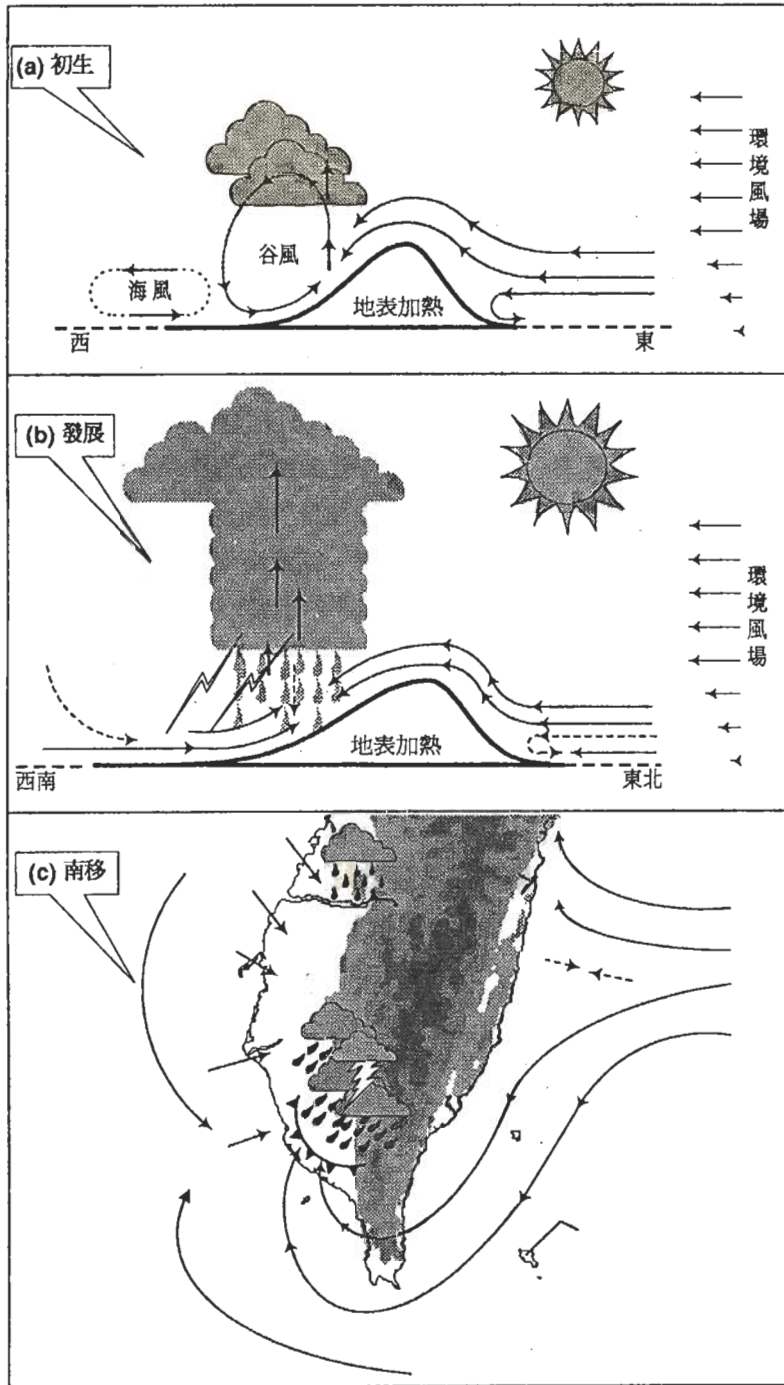


圖23 午後對流發展過程的概念模式示意圖。

圖23b仍為東西剖面圖，但略偏東北-西南走向，用來說明對流的發展過程。在迎風面的停滯點及逆向回流，會因地表持續加熱而減弱或消失(Reisner J. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1994)。在山脈西側的海風及上坡風已經合併成一個系統，提供對流發展所需

的水汽來源，此時對流雲已經發展成熟，降雨已經開始。隨著對流的發展，伴隨劇烈降雨的冷空氣在地面凝聚並逐漸向外擴展，將對流分裂成二個，分別向南及向北推移(圖23c)。南部的海風及繞山氣流，與伴隨對流降雨的冷空氣向外流形成陣風鋒面(gust front)的輻合帶，有利南移的對流發展。

就數值模擬的過程及結果而言，尚有諸多問題值得進一步的探討。由於本研究沒有考慮地表水氣的蒸發過程，所以降雨達地面之後即不再蒸發回饋大氣，此過程間接影響地表土壤溫度(蒸發冷卻)、土壤濕度及低層大氣的濕度，對於對流發展及移行的過程可能有所影響。台灣夏季多屬熱帶海洋性氣候，低層大氣的相對濕度偏高，所以地表水氣的蒸發效果也許會較不顯著。至於因地表特性差異所引起的差異加熱(differential heating)及差異磨擦(differential friction)等效應，也可能產生一些局部強迫作用。但相對於台灣的複雜地形及海陸對比所引發的局部環流強度，這些因地表特性差異所引起的局部強迫作用，也許屬次要因子。當然這些因子在午後對流發展過程中的貢獻，以及利用不同的初始探空、風向、風速及不同的地表加熱過程，做數值實驗以測試各相關因子的重要性，都是值得進一步探討的問題。

誌 謝

本文之完成十分感謝李清勝、陳泰然老師的討論，以及國科會NSC83-0202-M-002058、NSC84-2111-M002017之支助。特別感謝兩位審查細心的審查，以及為本文改進所提供的寶貴意見。

參考文獻：

- 林熹閔、郭鴻基, 1994 : 南台灣夏季午後對流之分析與模擬。天氣分析與預報研討會(83)論文彙編, 153-165。
- 梁文傑、郭鴻基、李清勝, 1994 : 曾文溪流域氣象、氣候及空氣品質的變。中研院研究報告。
- 陳泰然, 1994 : 台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究(一)。國科會研究報告 NSC83-0202-M002-002, 112 頁。
- 吳明進, 1992 : 台灣地區夏季乾旱之監視與預報(一)：多雨年與少雨年的氣象條件。大氣科學, 20, 1, 35-46。
- 劉廣英、謝維權與曲克恭, 1987 : 台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏河流域的降水分布-(上)個案分析。大氣科學, 15, 1, 89-101。
- 劉廣英與張忍成, 1988 : 台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏河流域的降水分布-(中)合成分析及模擬。大氣科學, 16, 2, 141-149。

- 陳景森、陳輝堂, 1987a: 夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討—第一部份: 模式介紹及驗證。大氣科學, 15, 2, 149-164。
- 陳景森、陳輝堂, 1987b: 夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討—第二部份: 環境風場的影響。大氣科學, 15, 2, 165-178。
- 簡長祿、陳景森, 1986: 夏季半島寬度對於對流雲生長的影響。大氣科學, 14, 53-62。
- Banta, R. M., 1986: Daytime boundary layer evolution over mountainous terrain. part II: Numerical studies of upslope flow duration. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1112-1130.
- Banta R. M. and C. B. Schaaf, 1987: Thunderstorm Genesis Zones in the Colorado Rocky Mountains as Determined by Traceback of Geosynchronous Satellited Images. *Mon. Wea. Rev.* 115., 463-476.
- Chen C. S., W. S. Chen and Z. Deng, 1991: A study of a mountain generated precipitation system in Northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Mon. Wea. Rev.* 119., 2574-2606.
- Chen, C. S., 1990: A numerical study of the terrain effects on a squall line. *TAO*, Vol. 1, No. 1, 73-90.
- Cotton W. R., M. A. Stephens, T. Nehr Korn, and G. J. Tripoli, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model 1982, Part II: An Ice Phase Parameterization. *J. Rech. Atmos.*, 16, 295-320.
- Johnson R. H. and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2540-2557.
- Orlanski, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comp. Phys.*, 21, 251-269.
- Pielke R. A., 1974: A three dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Mon. Wea. Rev.* 102., 115-139.
- Reisner J. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude number flow past three dimensional obstacles. *J. Atmos. Sci.*, 51, 117-133.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154-1164.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498-1511.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model 1982, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. Rech. Atmos.*, 16, 185-220.

A Study of Summertime Afternoon Convection in Southern Taiwan During 1994

Shi-Min Lin¹ Hung-Chi Kuo²

¹Meteorology Satellite Center, Central Weather Bureau

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

ABSTRACT

This paper collects dense rain gage data and hourly satellite IR image to analyze the afternoon convective system in the southern Taiwan area during the summer of 1994. The CSU RAMS, a three dimensional nonhydrostatic model, was used to simulate the evolution of the long lived convective system lasted for eight hours that occurred at 5 July, 1994.

The results show that due to the surface heating, the weak east wind can cross the mountain ridge to form a convergence zone with the sea breeze and upslop wind on the western slop of CMR(Central Mountain Range). We believe that the convergence zone is the major mesoscale forcing to trigger the convection. The convective system consists of multiple meso- γ scale convective cells with hourly live period more or less. The convective system was maintained 8 hours on the convergence zone through the mechanism of triggering new cell, merging of two cells and splitting of individual cell. The cold air and low level outflow associated with precipitation were also investigated.

Key words : Afternoon Convection, Upslop Wind, Cross Mountain Flow, Low Level Outflow.