

1990年六月九日北部地區豪雨個案 的綜觀環境及降水分析

鄧財文 陳景森 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十一年二月二十日收稿；中華民國八十一年三月二十七日定稿)

摘 要

1990年6月9日早晨臺灣北部地區發生豪雨，本研究收集諸如地面、探空與衛星等綜觀觀測和傳統雷達回波資料，以分析豪雨發生前之綜觀環境特徵及豪雨發生當時之降水回波特性。

研究結果顯示，近乎滯留之大尺度鋒面帶的強迫抬升作用在豪雨之產生上扮演非常重要的角色。由於槽前的西南噴流帶來暖溼空氣而產生有利於深對流發展之環境，同時配合低層強烈水平水汽輻合與高層輻散及分流的垂直結構，故在鋒面之強迫舉升作用下，於噴流入區左方逐漸發展成豪雨雲系。此一中尺度對流降水系統伴隨地面鋒進入臺灣北部地區後便緩慢南移，因此帶來大量降水而造成豪雨。

從雷達回波資料分析發現，強降水一直沿著鋒面帶產生，而且因為鋒後不斷有向後生長(back building)的新生對流胞移入與老舊之主回波帶合併，一方面使後者得以維持並繼續成長，另一方面則使得開口向西南之Y字形回波結構一再反復出現，這是伴隨此次豪雨最特殊的雷達降水回波特徵。當上述降水系統進入臺灣西北沿岸地區後，因受鋒面滯留影響而移動緩慢，使其通過之時間增長，故為北部地區帶來豪雨。

關鍵詞：梅雨、中尺度對流系統、向後生長

一、前 言

在五六月春夏之交的臺灣與華南地區，有組織性且長生命期的中尺度對流系統(MCS)常伴隨在梅雨鋒附近出現。根據Chi and Scofield (1991)的研究指出，MCS有三種不同的發展型態，而且皆與豪雨之產生密切相關，其中之一為向後生長(back building)型，其在衛星雲圖或雷達回波圖(Bluestain and Jain, 1985)上所顯示的主要特徵即是剛開始為一系列雲系或一個雷暴，而新雲系或新胞週期性地從舊的雲系或舊胞的上風處(相對於雲系或風暴的運動方向而言)產生，後來便併入到原來的雲系或雷

暴帶中，按此方式繼續發展形成一條呈線狀排列的雲帶或雷暴帶。在美國，MCS的向後發展通常都帶來大量降水(Maddox et al. 1986, Scofield and Weiss, 1976)。在臺灣則造成大洪水如1981年桃竹苗地區的[五二八水災](Chi and Scofield, 1991)及1984年臺北地區的[六三水災](陳等1991)。

1990年六月九、十兩日因梅雨鋒及西南氣流侵入臺灣地區，造成大量降水，由圖1的全省逐時雨量記錄顯示，中正機場地區(見五權雨量站)九日早晨六至八時的累積雨量高達150公釐，中央大學測站也有123公釐之多。南部山區(以左鎮為代表)在十日亦有強烈降水發生。根據陳等(1991)的研究發現，

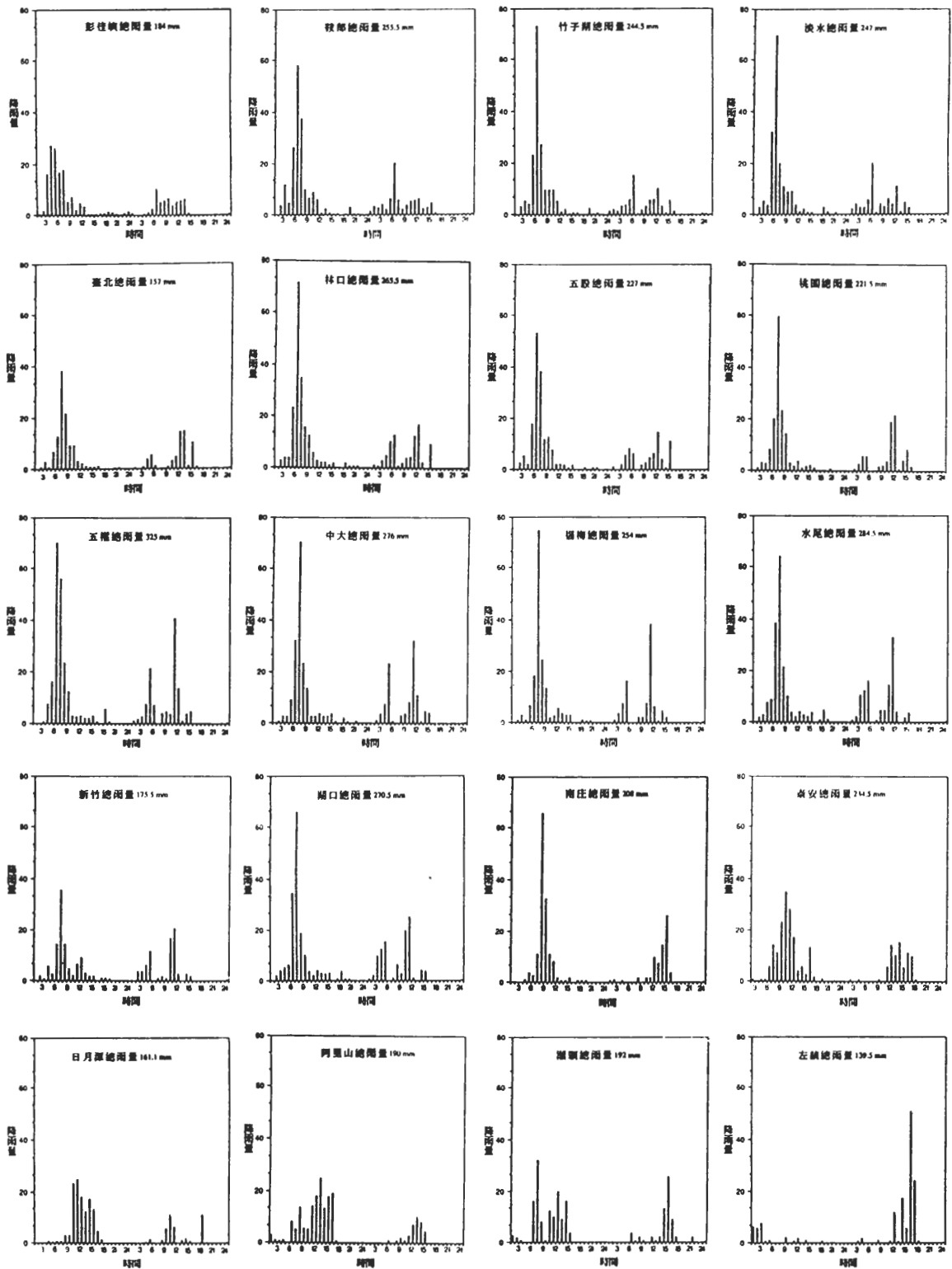


圖1 全省20個地面測站6月9-10日逐時雨量隨時間的變化圖。

6月9日當日清晨的最大雨勢是MCS向後發展所造成的。由過去的研究結果顯示(陳, 1988), MCS並非在廣大的有利區域內隨意發生, 而有組織的MCS僅在有利對流發展的一小部份地區發展, 但若已具備有利之綜觀尺度環境條件, 則中尺度激發機制可能將決定MCS發生的時間與地點。因此豪雨個案之綜觀環境條件分析研究備受重視。而為了建立MCS向後發展綜觀環境的觀念模式, 故本文利用衛星雲圖、傳統雷達回波觀測、地面及探空資料針對此次北部暴雨形成之綜觀環境特徵及豪雨的降水回波特性加以分析。在下一節為綜觀天氣分析, 包括雲系與傳統天氣定性分析及運動量分析。第三節為雷達降水回波分析, 最後是結論。

二、綜觀天氣分析

A、雲系分析

追蹤日本GMS氣象衛星紅外線雲圖發現(如圖2所示), 從1990年六月七日清晨8時(當地時)起, 由浙江、江西、湖南到廣西境內一直有伴隨鋒面的深對流產生, 這些雲系約在下午三時減弱。當鋒面漸漸向東移時, 貴州及廣東又新生對流系統, 到八日八時, 對流增強且在華南沿海形成一東北西南走向的狹長雲帶, 隨著鋒面的移動, 後來在福建與廣東沿岸的深對流慢慢減弱的同時, 約17時於臺灣北部西北西方有一很小的冷雲團K(如圖4a箭頭所示)逐漸發展起來。當鋒面帶前緣在九日清晨2時左右抵達

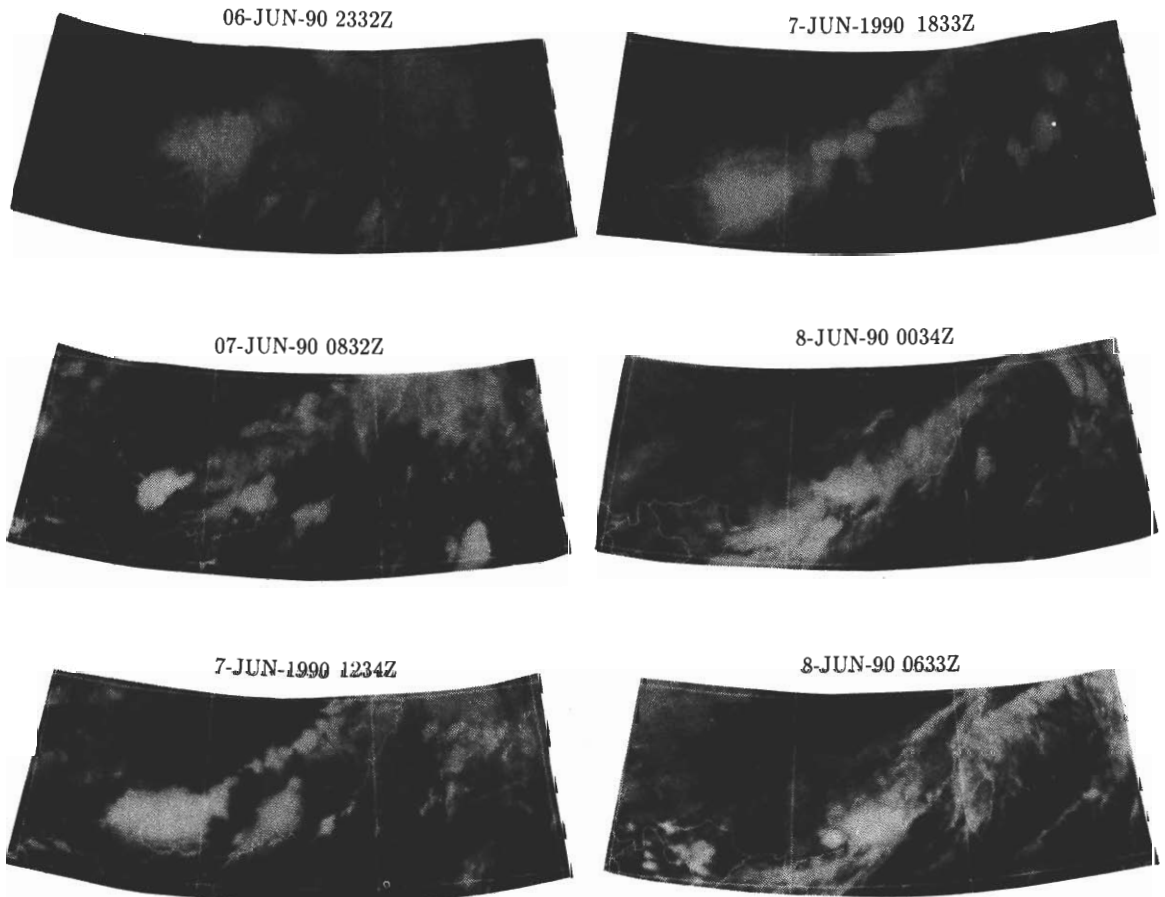


圖2 從6月7日08L時起到8日14L時每隔6小時的日本GMS紅外線雲圖。

臺灣北部時，有一小對流胞(圖4i雲系A)移入臺北盆地，而臺北、鞍部、竹子湖及彭佳嶼等測站已開始產生輕微降水(圖1)，但主對流胞(圖4i雲系B)仍位於東北部外海，由圖3的 -54°C 冷雲區與鋒面位置隨時間的變化情形可見，此時冷雲系B的最西端正位於臺北盆地上空。稍後雲系A逐漸併入雲系B而重新組織成雲系C(圖4k)且向臺灣西北沿海發展。圖4表示從八日17時起冷雲塊B演化的時間序列，很明顯地，從九日六時左右(圖4k)起，此新生的中尺度對流胞漸漸伸入臺灣西北端並涵蓋整個北部地區，而包括鞍部、竹子湖、淡水、林口、五股、五權、桃園、中央、楊梅、水尾以及湖口等測站從六時到八時的累積雨量都超過100公釐以上，其中以中正機場五權雨量站的150公釐最多。當雲系C向南移動的同時，另一方面，2時左右在廣東外海新生成的強對流胞逐漸發展，在五點半時形成雲系D(圖4k)且朝臺灣推進而約在七點半於桃園觀音近海與雲系C串聯。

到早上八點半前後，雲系D的範圍縮小，雲系C的前緣則已移至新竹苗栗地區，而由時雨量圖(圖

1)顯示，新竹市測站在七時有極大值發生，南庄(苗栗)則延至八點。此情形與伴隨鋒面的冷雲區之移動有關聯，如圖3所示，原先在清晨兩點左右呈東北西南向的冷雲帶一面漸漸消弱一面向南推進，約到八時，殘餘的雲團變成圓錐形，其尖端位於新竹近海，在它的西南方是雲系D，而此兩個對流胞正沿著鋒面帶排列。自此以後，兩系統一面合併一面發展而往中南部移去。由於鋒後高壓微弱且速度緩慢，使鋒面徘徊不前，所以在往後一二天中，臺灣各地區天氣不太穩定，且西南氣流帶來豐富的水氣，導致在各地皆有大雨或陣雨發生(見圖1)。

B、傳統天氣定性分析

由圖3地面鋒與低壓中心位置隨時間變化序列，顯示六月七日8時之低壓中心位在湖南省。當鋒面東移的同時，沿著鋒帶附近一直有強對流產生(如圖2)。到八日上午八點，如圖5a的地面天氣所示，氣旋中心移到江蘇外海，冷鋒由此向西南延伸經浙江、福建至廣東，在四川東部有一弱高壓緩慢向南移，華南沿海及臺灣地區同處在暖區，南或西南來

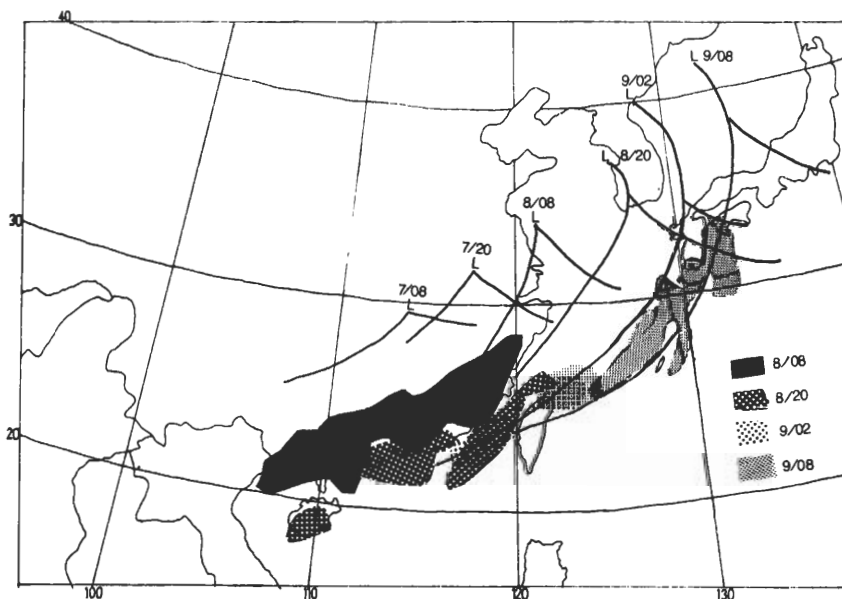


圖3 1990年6月7日08L至6月9日08L低氣壓中心與地面鋒位置隨時間移動配置圖，圖中陰影區域表各個時間雲系雲頂溫度低於 -54°C 之範圍。

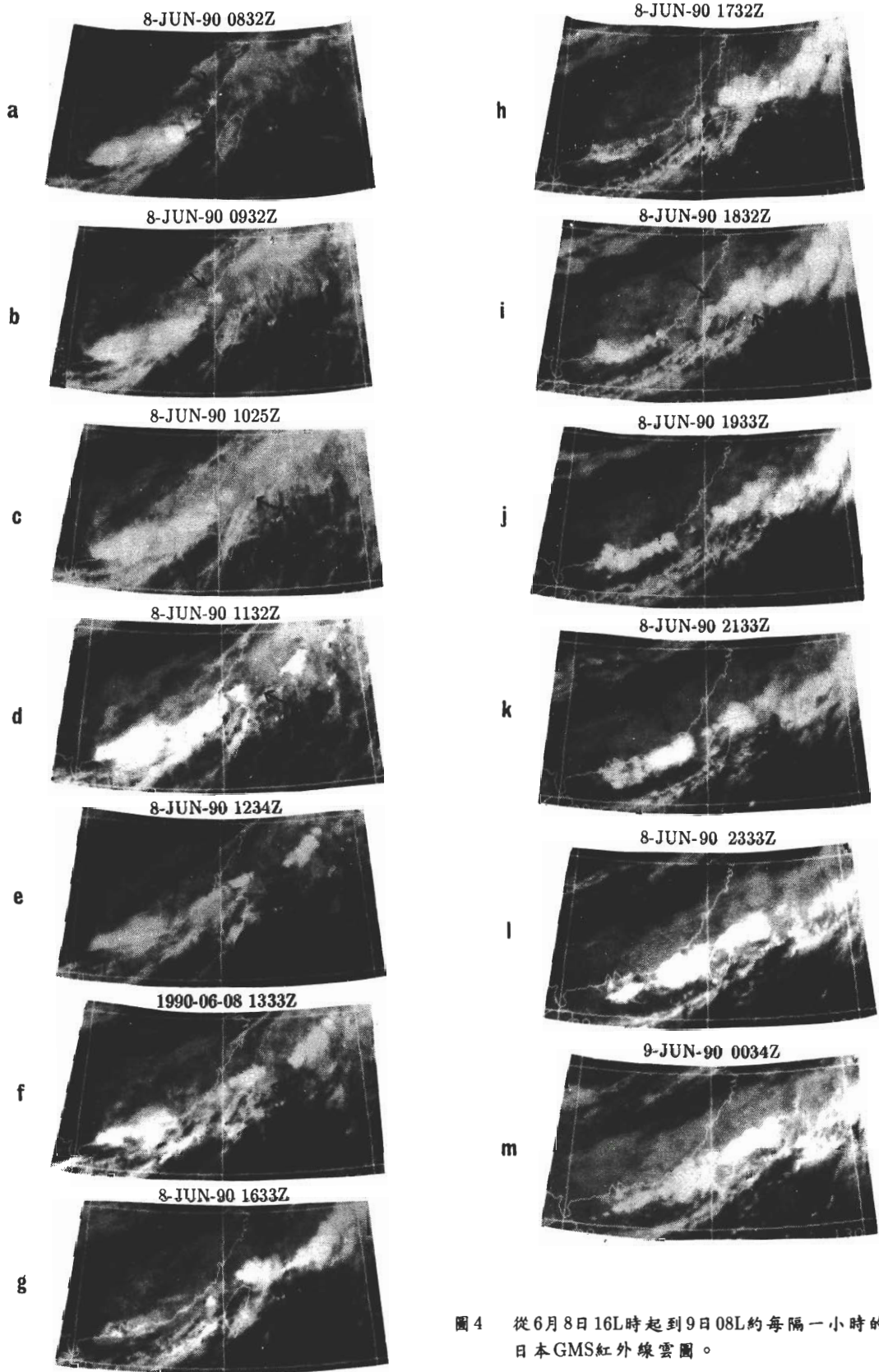


圖4 從6月8日16L時起到9日08L約每隔一小時的日本GMS紅外線雲圖。

之氣流非常潮溼(陰影區表示混合比大於 18g/kg)。850mb上的特徵(圖5b)除了短波槽(風切線)外,整個華南沿岸各省及臺灣海峽皆相當潮溼,其中在兩廣邊界(槽線西南端)有低壓正發展中(中心在蒼梧,59265),它的正北方是PVA區域(最深陰影區)。而鋒前西南噴流(以後皆指30哩以上)軸則從廣東伸向臺灣海峽北部,於其出區右方並伴著暖舌。圖5b上顯示東北西南走向之冷舌位於短波槽後方且與之平行,兩者相距約5個經度。此種現象是臺灣地區發生豪雨之特徵之一(俞等,1982;丘與林,1985)。

中層500mb天氣情況如圖5c所示,可見短槽北支由河北向西南延伸經河南、湖北到湖南省。但南支有二,在西邊的一支(W支)從廣西北部向西南延伸到越南北方近海,在其西北方為PVA區域。東支(E支)則位於東暖區中心(長江口)南方的福建廣東沿海一帶。根據水汽分析顯示由低層延伸上來的溼汽帶(大於 5g/kg)正涵蓋著二短槽所在區域,而南支二個短槽之間是200mb的輻散區(圖5e)。而300mb(圖5d)噴流軸則由陝南經山東半島往東北伸向遼東半島

。此時中層短波槽後方的冷舌(-8°C 等溫線)仍不明顯。根據 Maddox(1983)指出,短槽接近中層潮溼區配合上層分流將有助於加強對流之發展。檢視雲圖發現此時有三個對流胞分別位於廣西、廣東及福建,前兩者後來逐漸組織成一個系統,後者則慢慢消失。

當地面鋒東移之時,上述的雲系也向廣東沿海推進,而在八日十四時左右從其尾端又新生一對流胞(圖2),二者形成一狹長雲帶,並向臺灣海峽北部移去。稍後此一系統開始減弱的同時,約在下午五點左右於馬祖附近又新生一對流系統(見圖4a,雲系K),到20時已移至臺灣北部外海(見圖4e)。由地面天氣分析圖6a表示,四錮氣旋中心位於韓國中部,地面冷鋒由此向西南延伸經黃海南部、東海、福建到廣東沿海。包括四川東部、湖南及整個雲貴高原皆處於高壓控制下,且在雲南和湖南省境內分別有一乾又冷的中尺度高壓中心,而後者是早上8時位於四川東部的高壓所移過來的。但最冷空氣之中心則仍位於青藏高原東側。此時整個華南沿海變成高

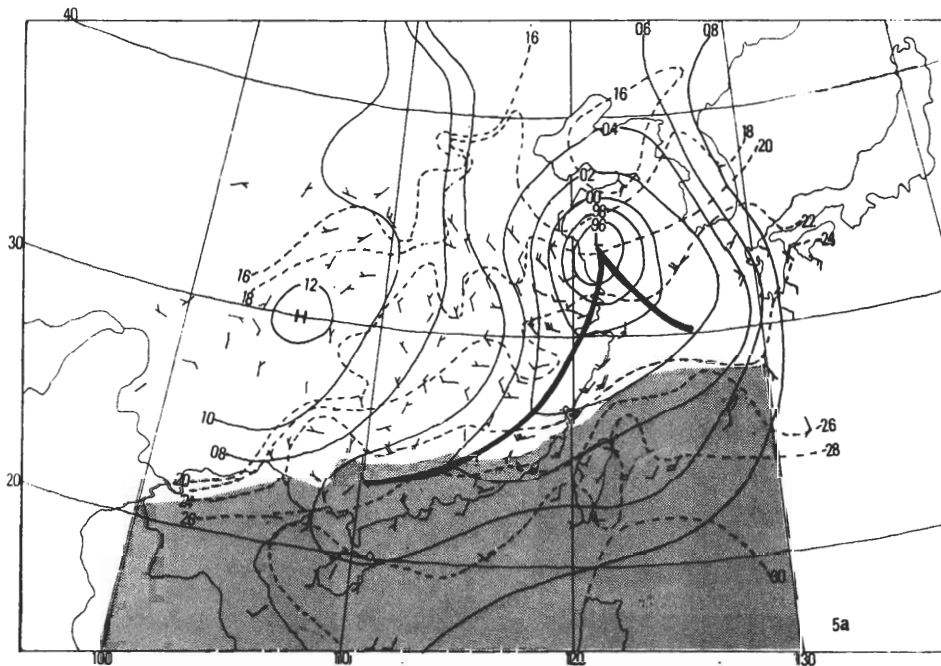
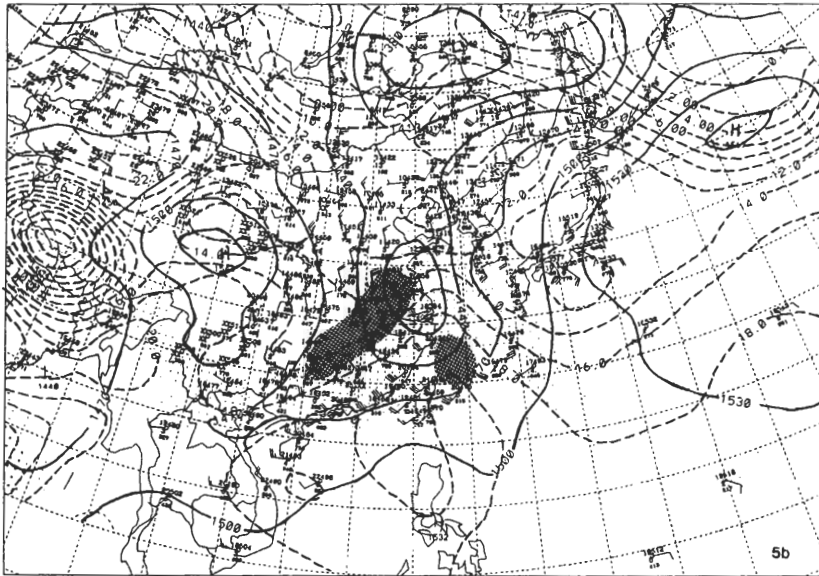


圖5a 6月8日08L地面天氣圖,圖中粗實線表地面鋒,細實線表等壓線,點線表等溫度線,陰影表示混合比大於 18g/kg ,風標長橫表 5m/sec ,短橫表 2.5m/sec 。

高空天氣圖

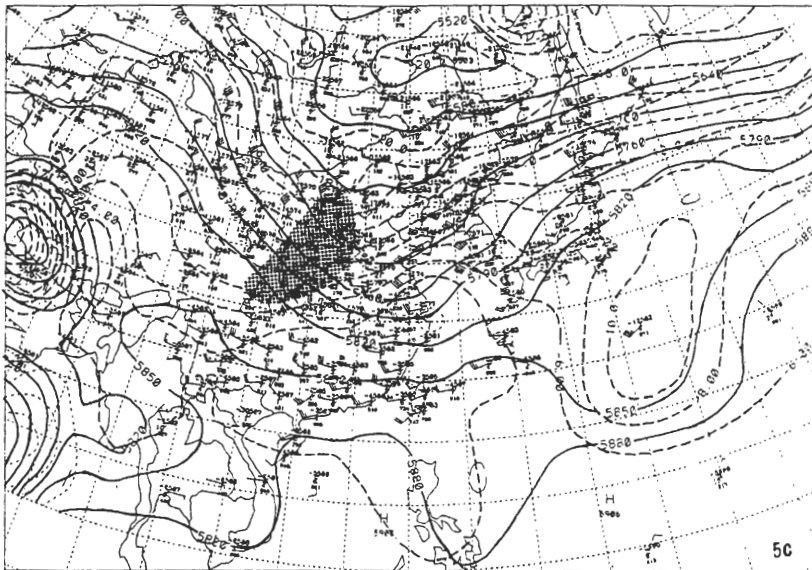


850 MB WEATHER MAP

0000 UTC 06/08/1990

圖 5b 6月8日 08L 850mb 天氣圖，圖中細實線表等高線，間隔 30m。虛線表等溫線，間隔 2°C。淺陰影區為 $T-T_d < 3^\circ\text{C}$ 的區域，深陰影區表示 $T-T_d = 0$ 的區域。最深陰影區為 PVA 區域。

高空天氣圖

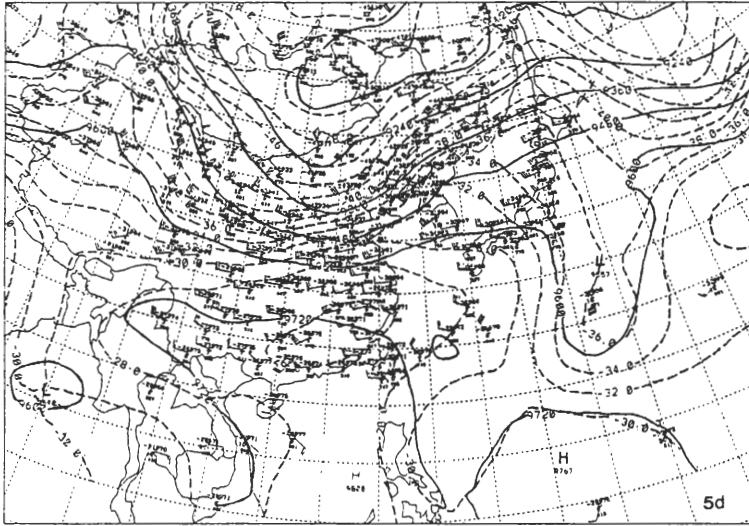


500 MB WEATHER MAP

0000 UTC 06/08/1990

圖 5c 6月8日 08L 500mb 天氣圖說明同圖(5b)。

高空天氣圖

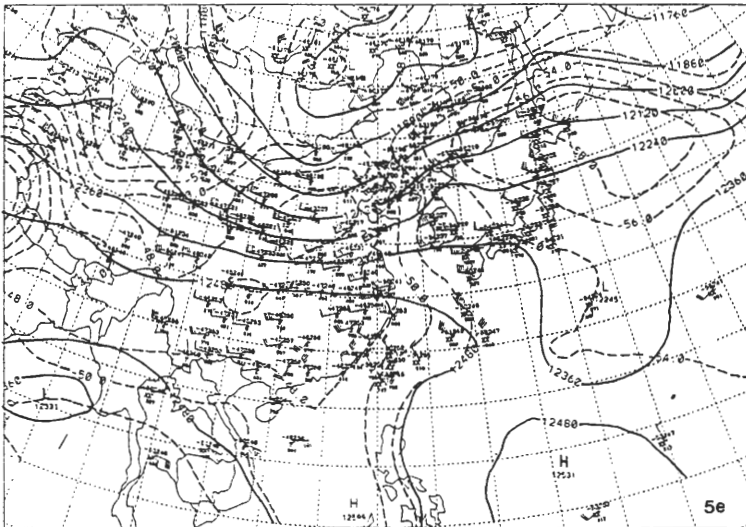


300 MB WEATHER MAP

0000 UTC 06/08/1990

圖 5d 6月8日08L 300mb天氣圖說明同圖(5b)。

高空天氣圖



200 MB WEATHER MAP

0000 UTC 06/08/1990

圖 5e 6月8日08L 200mb天氣圖說明同圖(5b)。

溫又潮溼且有降水，而臺灣地區亦因鋒面接近，地面盛行風由東南或南風轉為西或西南風，速度並有增強趨勢。再者，鋒後廣東、湖南、江西及福建各省地面已轉吹北或東北風，而在暖區的南海與臺灣西海岸仍盛行西南風，乾冷與溫溼二股氣流在臺灣海峽相遇。

850mb之天氣如圖6b所顯示，因低壓中心已東移至南韓，故短波槽即由此向西南延伸經長江口、江西到雲南東部。PVA區亦向東北方移到黃海，而位於低壓中心之南。原先位於風切線西南端的封閉低壓加深，且其中心也移到廣州(59287)。此時整個臺灣海峽以迄南海北部仍舊相當潮溼，且和圖3冷雲區的位置相當一致。東北西南向冷舌已迅速向東移而與短波槽並行，在其後方伴隨一中尺度高壓。此時西南噴流帶亦移至臺灣東北方，其軸線由臺灣海峽北部向東北延伸到琉球群島，在其入區右方為一暖區。而此時在廣東、福建沿海的深對流正逐漸消散(見圖4e-g)。

在中層，短波槽(圖6c)北支已東移到山東半島與韓國之間，且由遼寧經黃海延伸至安徽。PVA區

由東北西南向轉為東西走向，而在其南方之冷舌已相當顯著。12小時前的南支短槽E支已東移而消失，且其所伴隨之暖心亦減弱(指-2°C區域消失)。而上層200mb的分流區(圖6e)也東移並涵蓋著豪雨雲系C(圖4k)之所在處。W支則向東北移至江西北方而經廣東延伸到海南島，且伴隨一暖區。位於華中的300mb(圖6d)高層噴流軸線則通過河北、山東及黃海一帶。從板橋20時的探空資料分析(圖7a)顯示低層出現西南噴流而帶來高溫略潮溼之空氣，CAPE很少(如圖中陰影區所示，正面積僅有87J/kg)，同時地面空氣塊需要相當大的抬升才能達到自由對流(LCL為0.9公里而LFC為3.2公里)，如果鋒面到達臺灣北部時，其強迫之抬升作用將有助於對流發展。

地面鋒約在九日二時抵達臺灣西北端(如圖3)，而北部外海自八日17時開始發展的中-β尺度對流系統已達成成熟階段，降水系統已移入臺北盆地，揭開了豪雨的序幕。由圖8臺北測站逐時地面資料顯示，此時風向已從南轉為北北西，氣壓先稍微下降後逐漸上升。氣溫從八日深夜已開始下降，自此以後，下降更快。露點則在鋒面通過北部期間(見圖3)先緩

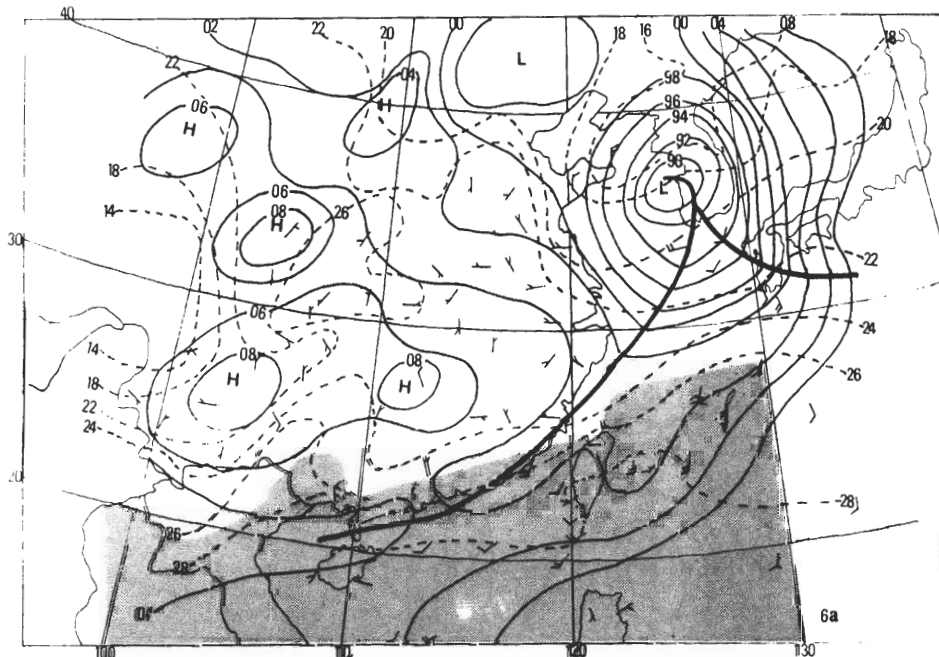
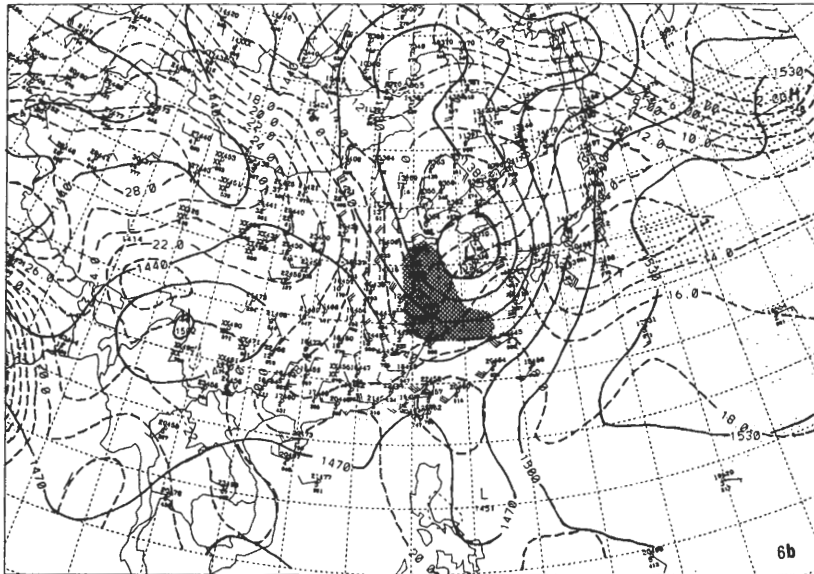


圖6a 說明同圖(5a)，但為6月8日20L。

高空天氣圖

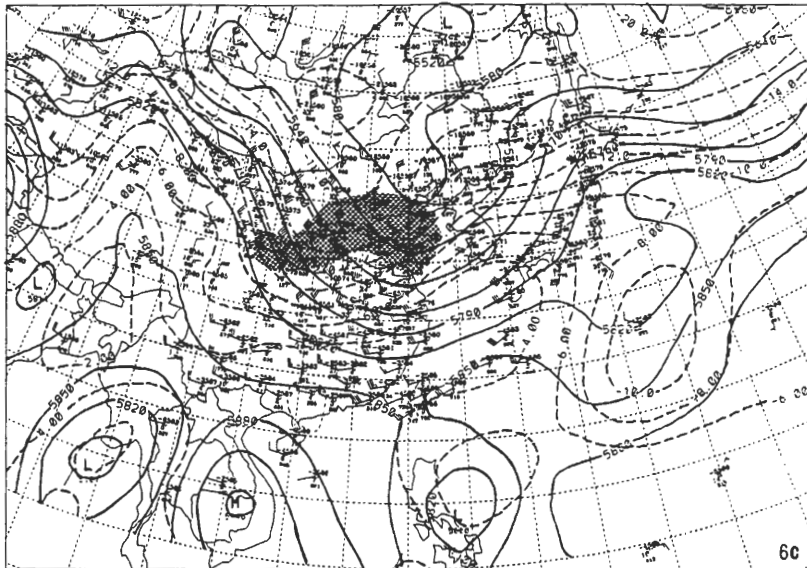


650 MB WEATHER MAP

1200 UTC 06/08/1990

圖 6b 說明同圖(5b)，但為6月8日20L。

高空天氣圖

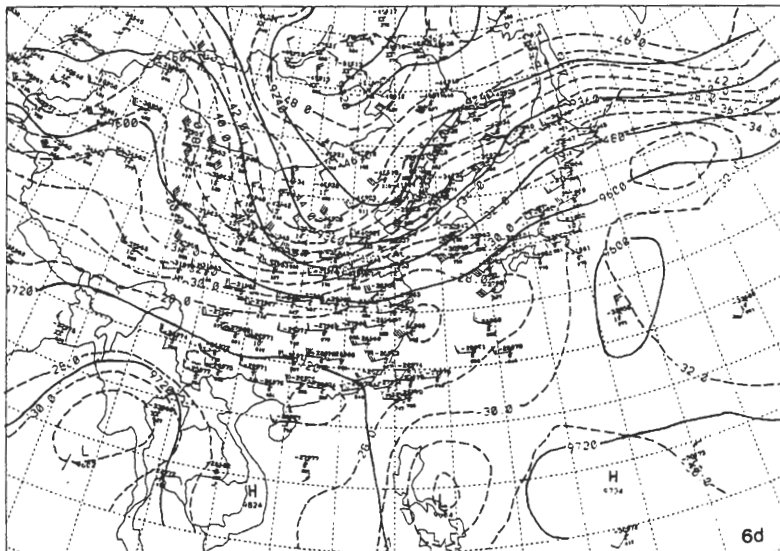


500 MB WEATHER MAP

1200 UTC 06/08/1990

圖 6c 說明同圖(5c)，但為6月8日20L。

高空天氣圖

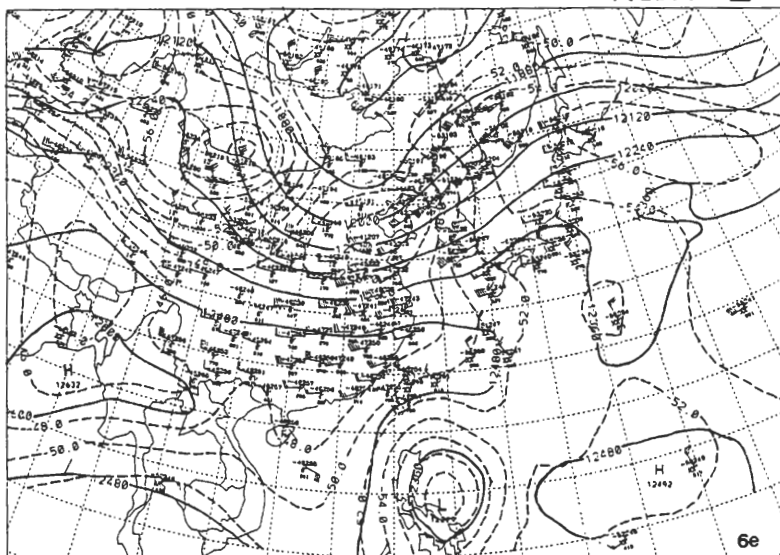


300 MB WEATHER MAP

1200 UTC 06/08/1990

圖 6d 說明同圖(5d)，但為6月8日20L。

高空天氣圖



200 MB WEATHER MAP

1200 UTC 06/08/1990

圖 6e 說明同圖(5e)，但為6月8日20L。

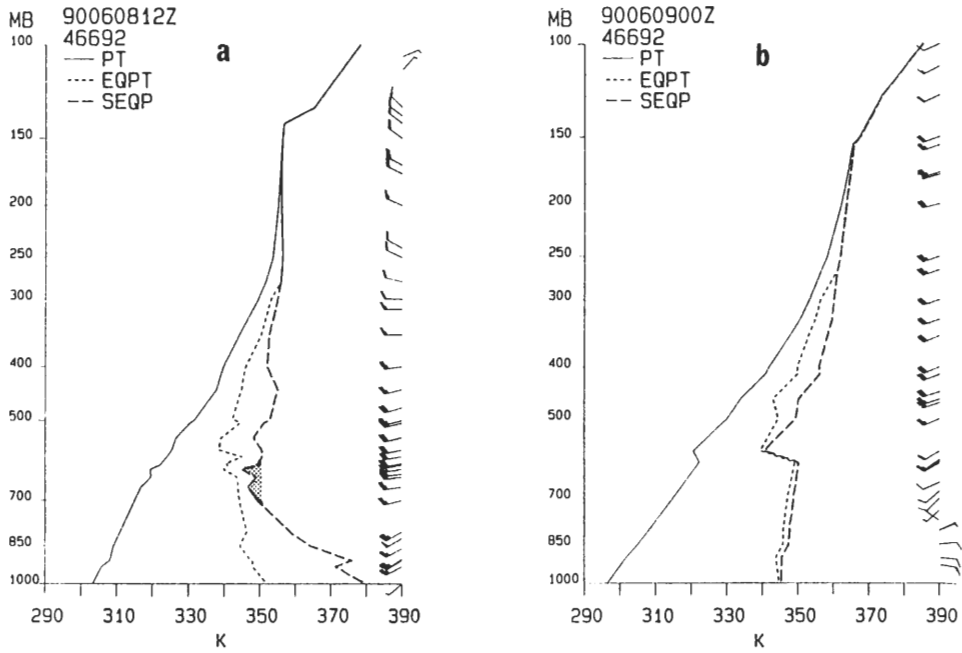


圖7 (a)為6月8日20L板橋探空曲線，圖中實線表位溫，短點線表相當位置，長點線表飽和相當位溫，風速大小短槓表5哩，長槓為10哩，旗子表50哩。陰影區表示正面積(b)說明同圖(a)，但為6月9日08L。

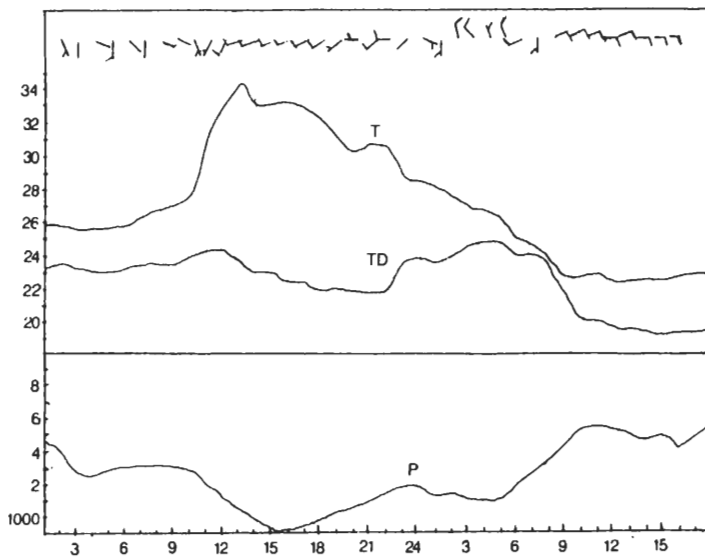


圖8 為台北地面測站6月8-9日氣壓、溫度、露點及風速隨時間之變化圖。

慢上升且溫度露點差快速地減少，而新竹以北局部地區即於此期間發生強烈降水(如圖1)，尤其在中壢、楊梅一帶。從圖3可見在九日八時，低氣壓中心已移至海參崴外海，冷鋒由此向西南延伸經日本四國、琉球群島、臺灣中部到福建廣東沿海，此時冷雲區正排列在鋒面帶上，其中之一涵蓋整個臺灣北部及東北部沿海地區，另一個則在臺灣海峽南方。此時探空(圖7b)顯示約從800mb以下皆轉為東或東北風，噴流已消失，風速減弱，但400mb以上則明顯地增強，整個對流層變得非常潮溼，而除了600mb附近外，皆呈現中性穩定狀態。在中層(圖略)，南支短槽消失，且零下4°C等溫線顯示大陸東岸福州附近的冷舌由原先的西北東南向轉為東北西南向，包括福建以北的整個大陸沿海都是冷氣團的勢力範圍，而臺灣北部近海地區則位於前緣地帶。由圖8即可見臺北測站地面從八時之後便轉吹東北風。

自中午以後北部地區雨勢即變緩或暫停，且一直持續到當日子夜。中南部地區則因雲系D(圖4k)的移入且合併雲系C而延遲至八時左右才發生第一波強降水，其中以山區的泰安、日月潭、阿里山及瀨頭(臺南)(圖1)最大並延續到下午四點左右。同時鋒面逐漸東移，並且又有新生雲系移入臺灣而造成全省十日的劇烈降水。但此次降水不在本文討論範圍之內。鋒面於十一日離開本省。

C、主觀定量天氣分析

在此所採用的資料為包括華南及臺灣42個探空站1990年6月8日20時的地面與高空定壓面觀測。計算方法為Bellamy(1949)的三角形法，其計算方法如下：假設三角形ABC(圖9a)的三邊為a,b,c且高分別是d,e,f。將測站A、B、C之風速分解成平行與垂直於三角形對邊的兩個分量(圖9a)，即垂直之分量為u,v,w，而對應之平行分量是i,j,k。若沿BC邊風速的向外垂直分量從B點的 $v \cos C + j \sin C$ 呈線性變化至C點的 $w \cos B - k \sin B$ ，則沿BC邊平均風速率為 $(v \cos C + j \sin C + w \cos B - k \sin B)/2$ 且氣流外流率(rate of outflow)為 $a(v \cos C + j \sin C + w \cos B - k \sin B)/2$ 。其餘兩邊同理亦得類似之結果，故總外流率等於 $a(v \cos C + j \sin C + w \cos B - k \sin B)/2 + b(w \cos A + k \sin A + u \cos C - i \sin C)/2 + c(u \cos B + i \sin B + v \cos A - j \sin A)/2$ ，經化簡得 $(au + bv + cw)/2$ ，再除以三角形面積則可求出水平輻散為 $u/d + v/e + w/f$ ，u,v,w可由風

速算出而d,e,f則根據各測站經緯度以球面三角幾何得到。各定壓層的水平輻散量求得後，同理水平水汽輻散量與合成水平變形場及伸展軸夾角皆可算出。而利用連續方程式及適當的邊界條件(限制條件：地表及100mb處之垂直速度為0)可計算出垂直速度。以上各參數所得之量代表三角形之區域平均估計值，而在空間上此值位於該三角形的重心(如圖9b所示)上。為方便起見，在此僅圖示各參數在華南沿海(共20個三角形)之分佈情形，結果討論如下：

(1) 水平輻散量

低層輻合是梅雨鋒上最重要的特徵之一(紀與陳, 1984, 1986; Chen and Tsay, 1978)，且對水平水汽輻合有重大貢獻(Fuelberg et al., 1986)。圖9 c-g 分別為在地面、850mb、700mb、500mb及200mb上水平輻合與垂直運動速度的合成分析，可見兩者所得數值堪稱合理，其數量級皆與綜觀尺度應有者相當，分別為 $10^{-5}/\text{sec}$ 及 $1\text{cm}/\text{sec}$ 。前者之最大值以P點表示而後者則以M點表示。在地面從臺灣海峽中北部到浙江沿海是輻合區(以符號'-'表示)，最大值位於桃園新竹近海。但850mb上之輻合區北移且擴大，包含臺灣北部及東海南部海域，而最大輻合區亦移至臺灣東北部近海的彭佳嶼附近。700mb之輻合區大致和850mb的相同，但在馬祖附近有最強輻合，亦即冷雲系K產生之處。由垂直運動場分佈發現，850mb的上升運動區(以陰影表示)與此層的輻合區大部份重疊，但最大上升區則在新竹外海。此時在700mb上雲系K(如圖4e)所在處有很強的上升運動，而最大值則位於彭佳嶼附近，後來在八日晚十時左右冷雲系K即移到此處且發展起來(如圖4f)。

在500mb輻散場之分佈正與地面同一區域相反輻合區變為輻散區，輻散區變為輻合區。而輻合區則位於福建廣東沿海，且在臺灣海峽南部有最大輻合，但有很強的下降運動。其上升運動最大區與700mb一樣，不過其值卻增強。而上層200mb包括整個兩廣地區、浙江沿海及臺灣北部海域皆是輻散區，其最大值(D點)區域與850mb的重疊，同樣在P點附近，因此在此地區具有下層輻合上層輻散的垂直結構，根據陳(1988)的研究指出，此是引發豪雨最重要的綜觀特徵，故冷雲系K(如圖4c箭頭所示)在八日十八時於馬祖附近新生後逐漸向點P發展長大而在九日清晨五點左右形成豪雨雲系C(圖4k)。

(2) 水平水汽輻散量

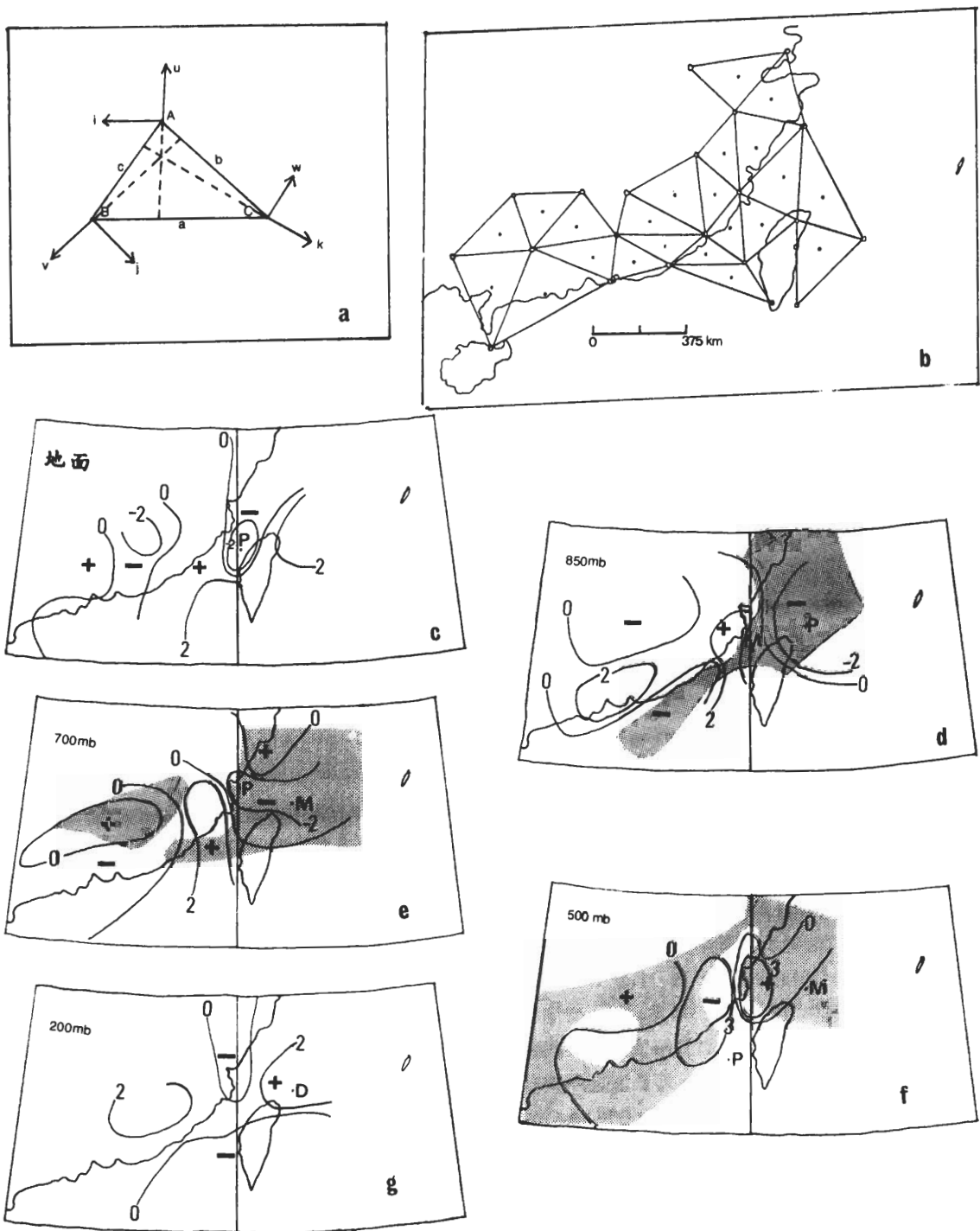


圖9 (a)由三個探空站所構成之三角形ABC (b)為華南沿海20個三角形及其重心位置 (c)為6月8日20L地面水平輻散量(單位 $10^{-5}/\text{sec}$)分佈,符號“+”表輻散,“-”為輻合。p點表輻合極大值中心 (d)說明同圖(c),但為850mb。陰影表上升運動,M點表其極大值中心 (e)及(f)說明同圖(c)但分別為700mb及500mb (g)說明同圖(c),但為200mb且D點表輻散極大值中心。

低層水汽輻合被認為是中尺度對流風暴發展的主要因素 (Fuelberg et al., 1986; Caracena and Fritsch, 1983; Maddox, 1983; 陳, 1988)。圖10 a-b表示地面與850mb的水汽輻合區，其最大值以點Q表示，前者涵括福建沿海及臺灣西北部，形成一東北西南向輻合帶，輻合中心之一位於廈門附近，高達2.8 g/kg-hr。另一個數值相當的副中心則在臺灣西北近海(S點)。而在850mb上，地面的輻合帶在福建沿海大部份被輻散所取代而分裂成東西兩區，但在西區

的廈門附近輻合量仍是最大的(3.7g/kg-hr)，東區範圍除浙江沿海外，又包涵臺灣東北部及其沿海形成次極大值中心 (2.3g/kg-hr)，而與同一層之輻合中心P點一致，此種強烈的水平水汽輻合一直向上延伸至700mb(如圖10c)(2.0g/kg-hr)，故與圖6之20時天氣分析對照下，發現此區正和豪雨雲系C產生處(如圖4k)互相一致。配合圖2、3、4、6、9及10總合分析發現，中層上升運動區與低層輻合區、水汽輻合區及噴流帶重疊，表示當地面鋒及中層短波槽接近臺灣時，在鋒前暖區的低層西南噴流帶來暖溼的空氣與北來冷空氣於臺灣北部、福建浙江沿海及琉球群島之間匯合形成對流，而逐漸發展成豪雨雲系C。
(3) 水平合成變形場(result deformation)及伸展軸(dilation axis)夾角

所謂水平合成變形場即是雙曲線流場具有向伸展軸方向輻合的特徵。根據Saucier(1955)的著作指出，由上述之三角形法可算出合成變形場及伸展軸與正東方向的夾角。因在鋒面區總是伴隨大尺度水平變形場，若於某一區域當伸展軸方向與等溫線平行時，則在此地區有利於鋒面之生成(鋒生)以及上升運動的發展 (Blustein, 1986)。圖10 b顯示850mb上之合成變形場及伸展軸方向，線段愈長表示其值愈大，可見在整個臺灣海峽及臺灣北部有很大的合成變形，故有利於上升運動之發展。比較圖9之垂直運動場分佈發現，在上述區域尤其在豪雨雲系C發展所在地的福州沿海與彭佳嶼之間從850mb到500mb皆為向上運動區，可見鋒面的強迫作用在對流之產生上扮演很重要的角色。

三、雷達降水回波分析

在豪雨期間，中央大學傳統雷達作了一連串的豪雨雲系追蹤觀測。由前述之雲系分析知，約在八日十七時於馬祖附近新生對流雲系K，由圖11的雷達地面降水回波(以後簡稱回波)可見，到18時主回波M約位於臺灣西北方130公里(以雷達位置為準)處，其中心強度在30dBZ以下但於西南端有新胞N1及N2產生。大略估計回波主體之移動方向約為285度，15公里/小時。後來雲系範圍逐漸擴大。到20時左右，雲系K稍向東移並在臺灣西北方形成一較有組織的對流胞。在同時，主回波些微東移且於其南方產生比較強而呈東北西南向排列的新胞N3及N4。以後

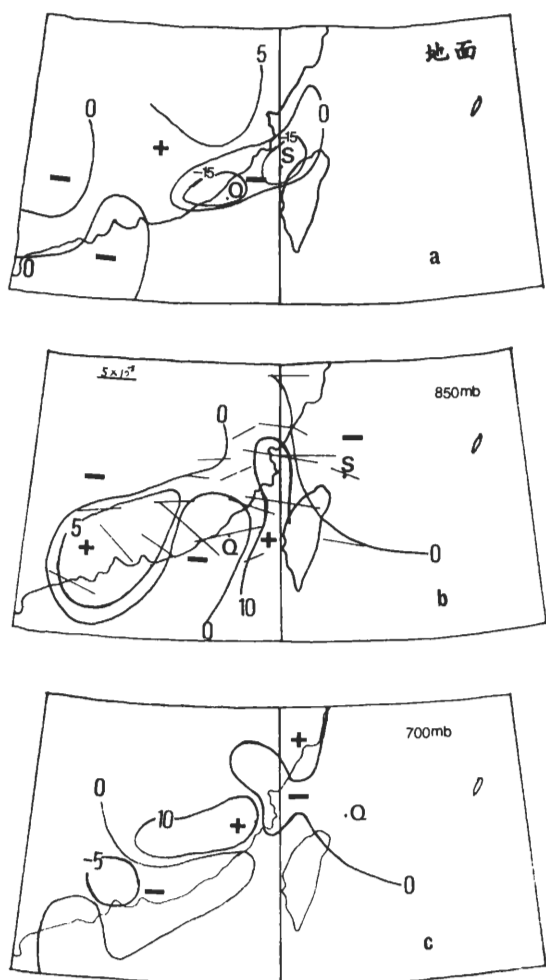


圖10 (a)為6月8日20L地面水平水汽輻散量(單位 $10^{-1}g/kg-hr$)分佈，符號意義同9(c)，Q點表極大值中心。S點表次中心(b)說明同圖(a)，但為850mb圖中線段表示水平合成變形場大小，其愈長愈大(c)說明同圖(a)，但為700mb。

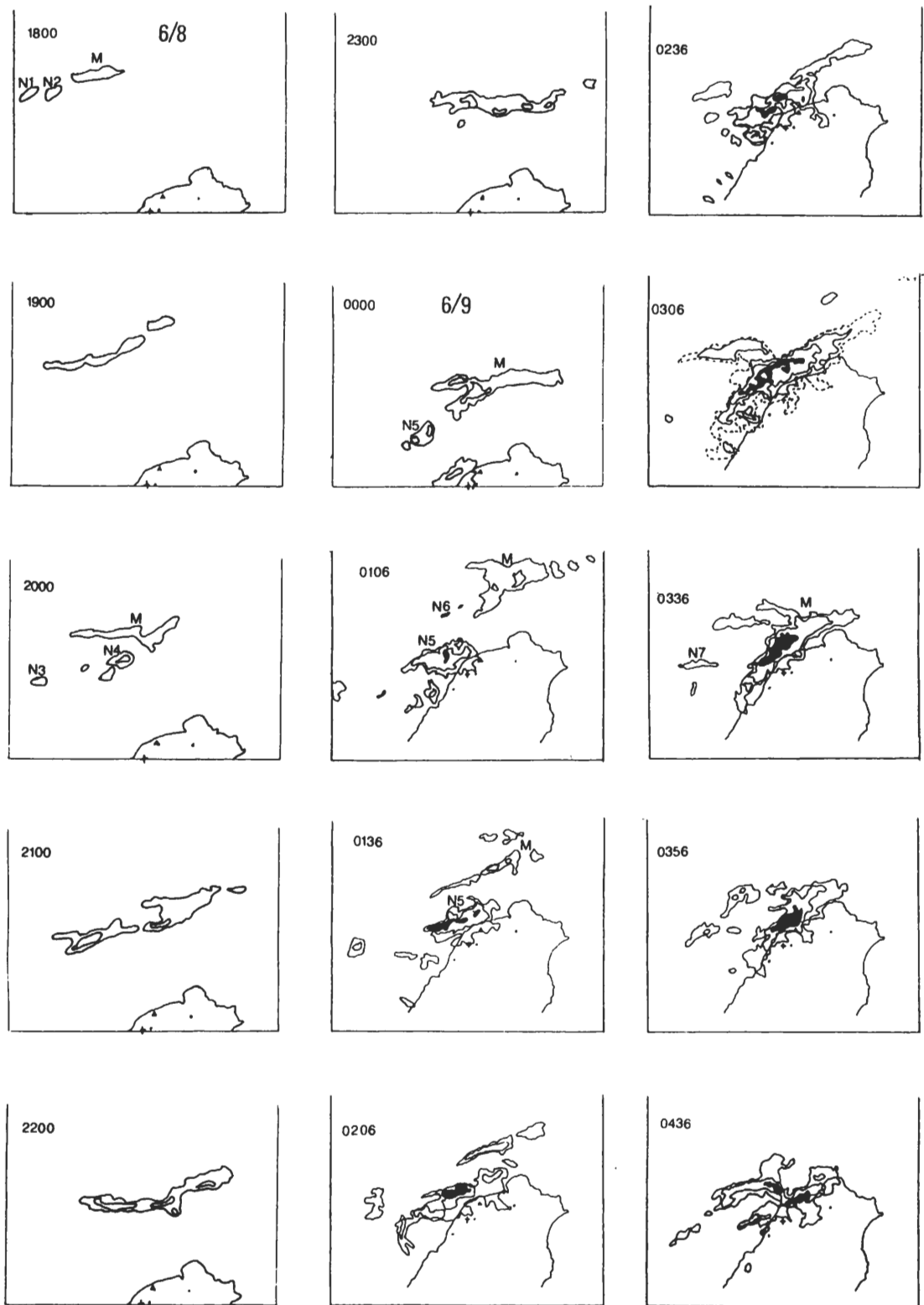


圖 11 (圖說見下頁)

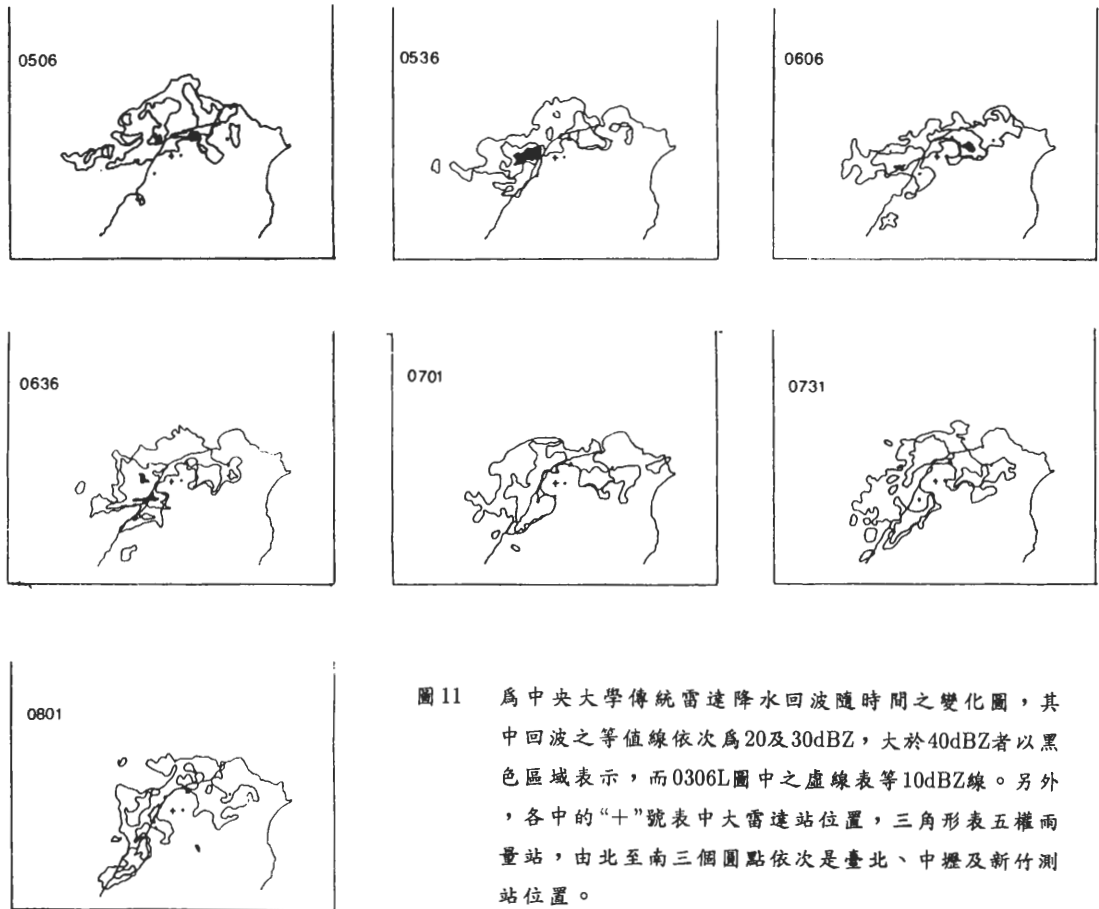


圖 11 為中央大學傳統雷達降水回波隨時間之變化圖，其中回波之等值線依次為20及30dBZ，大於40dBZ者以黑色區域表示，而0306L圖中之虛線表等10dBZ線。另外，各中的“+”號表中大雷達站位置，三角形表五權雨量站，由北至南三個圓點依次是臺北、中壢及新竹測站位置。

新舊回波逐漸合併起來成一帶狀回波。從21時起主回波帶幾乎停滯不動，而只在原地漸漸地演變。因當地的環境條件非常有利於此對流系統的進一步發展(見二B及二C)，所以雲系K範圍逐漸變大(圖4)。由於受到陽明山山系的阻擋，以致使臺灣最東端的南北向延伸線(大約是東經122度線)以東之回波強度嚴重衰減而偵測不到，所以主胞M只是雲系K西半部的回波而已，但也是產生豪雨最主要的部份。因雲系K之對流增強，以致使22時30dBZ以上之回波區域增大。稍後雲系K從略呈東北西南向轉成東西向，因此23時之回波帶亦如此排列。

到九日子時再度形成Y字狀回波(6月8日21時曾經出現過)，開口處回波較強且其西南方有新生的對流胞N5。後來主胞M一面長大並一面略向東南移動，到一點時，已非常靠近臺灣最北端的富貴角，在其開口西南方有新胞N6。同時新生胞N5也移到桃

園大園沿海(臨近中正機場)且合併當地的回波而增強到40與50dBZ之間(最強回波區，以黑色區域表示)。半小時後，N5向東北發展至淡水河口，有些較弱回波已逐漸移入臺北盆地，由圖12北臺灣逐時雨量(二時雨量代表一到二時的累積雨量)分佈可見，最大降水中心位於陽明山的鞍部(A)。而主胞亦因新胞N6之併入而於其西南端生成一字形回波並逐漸移向N5。此時的雲系又略呈東北西南向，有新生胞移近淡水河口。到兩點左右，東北西南向地面鋒前緣抵達臺灣西北部地區(如圖3)，此時主胞M與N5二者合而為一。半小時後雲系A(圖4i)在西北沿岸形成，使得此區域之回波變強，連帶該地區這一小時的累積雨量也增多，但最大中心位置仍然不變。稍後雲系A併入雲系B(圖4j)而重新組織但不向內陸移，所以後來主回波帶一直徘徊在臺灣西北淡水至新竹沿海之間，一邊合併西南來的新胞，一面演化。

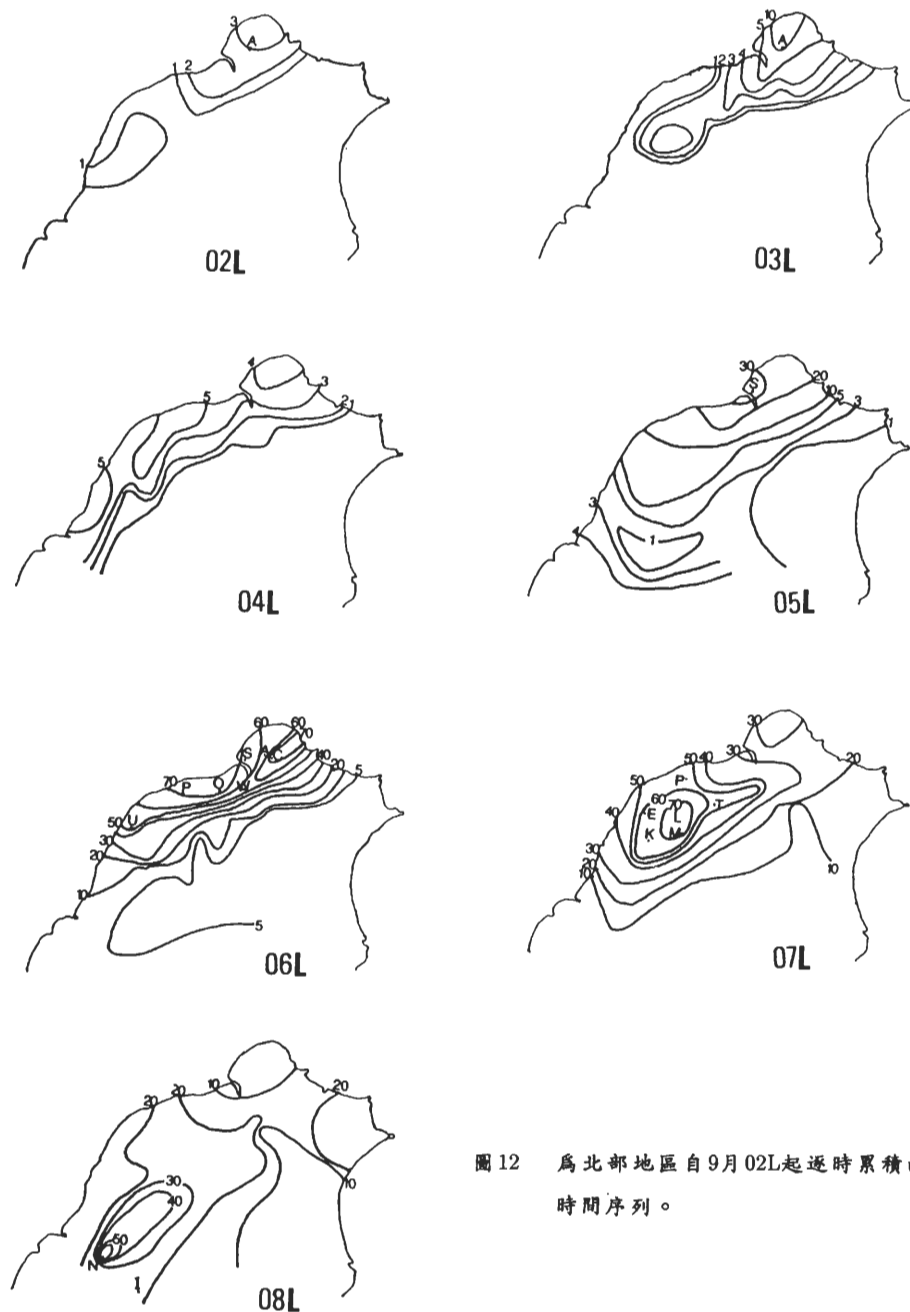


圖12 為北部地區自9月02L起逐時累積雨量分佈之時間序列。

到三點左右又再度形成Y字狀回波(如圖虛線所示)。半小時後在沿岸的林口和五權(圖中三角形)之間,回波組織成豪雨時期雷達幕上可見到的最大且最強之胞狀回波,此時Y字狀回波海上分支的對流減弱,不過其西南方新生胞N7又立即與之合併,隨後整個回波胞再重整並逐漸移進陸地。由於受到雷

達硬體本身的限制及地面雜波干擾雙重影響,故以雷達為中心,半徑約10公里範圍內解析不出正確的回波,自三點半以後,前述之情形明顯可見。因為在四點之前,強回波曾一度從五權向西南延伸到新竹附近,所以此一地帶之時雨量稍增。到四點半時海上分支的回波更強且與主回波聯結一起,其黑色

帶最東端到達淡水河口，最大降水中心也移至淡水(S)，而大雨也有南移的趨勢。由陳等(1991)之中正機場都普勒雷達風場VAD分析(以下引用之低層風、輻合及變形場來源皆與此處同)顯示，在0440時，最低層有強烈輻合與變形(最大值 $8 \times 10^{-4}/\text{sec}$)，而此刻在機場附近有強降水回波存在(如圖11，0436L)。

到五點左右，在臺灣西北端散佈著大小不一的強對流胞，其中一個有黑色區的已移至臺北與五權之間。而此時低層轉吹西北風，強回波區亦移至中正雷達站(圖11)。約過半小時，於彭佳嶼附近形成一結構紮實之中- β 尺度對流系統(雲系C，圖4k)，其西南端伸出之獨角狀雲系從臺灣最北端一直延伸到新竹外海，故此時之回波區應該為完整的帶狀對流胞，不過由於上述之原因，因此回波帶斷裂而在五權與臺北間(北胞)及中壢與新竹市(南胞)沿海間各有一組織性對流胞。此時低層風轉為北北西，輻合也減小，變形場最大值上升至1.5公里，可見鋒面正通過中下雷達站。而至遲在六時以前最強回波區已完全移進內陸。由於此一伴隨鋒面之大型對流胞進入臺北桃園沿海地區，所六點的時雨量分佈有兩個降水中心，一在鞍部(A)，另一在林口(O)，而從竹子湖(C)、淡水(S)經五股(W)林口到五權(中正機場，P)新屋(U)形成一強烈降水帶。圖4顯示九日06L以後雲系C似乎僅在原地發展，而VAD分析發現在0610L低層已轉吹東北風，鋒面亦移至機場南邊20公里處(陳等，1991)。而回波分佈(圖11)則顯示北胞移到三峽烏來山區減弱，南胞一面發展一面向新竹移動。在這一小時內，因為中壢(L)、楊梅(M)及湖口(K)地區受到南胞發展的影響而帶來大量雨水，以致降水中心區也南移到中壢楊梅。在此必須要說明的是，九日06L以後圖11的雷達回波分佈與圖12之雨量分佈相當不配合，乃是因降水回波受地形雜波嚴重污染所致。七時以後南胞向南移進入竹東與苗栗東部丘陵地帶，而回波組織亦逐漸變得鬆散，不過因為其移動緩慢，故累積時雨量仍然相當可觀，最強中心位於苗栗南庄(N)，其東南部的泰安(I)雨量有增大趨勢。自八時以後，北部地區之回波慢慢消散，降水減弱，最大降水中心也隨地面鋒南移(如圖3)而到中部地區。

綜合上述的回波分析可知，對流胞基本上是沿著鋒面帶上產生，一面發展一面隨著地面鋒南移。當後者到達臺灣西北部沿海地區時，回波帶增強並

順著鋒面帶排列，因為從其西南方不斷有新生對流胞東移與主回波合併，所以在回波帶進入內陸之前，已發展成一大型的強對流胞。當它移進內陸後，由於受地面鋒近似滯留狀態的影響而行動非常緩慢，以致為北部地區帶來大量降水，造成豪雨。

四、結 論

本文針對1990年六月九日早晨發生於臺灣北部地區豪雨個案，利用傳統觀測資料從定性與定量上兩方面來分析，以了解形成豪雨所伴隨之環境條件並由中大傳統雷達回波分析其降水特性重要結果歸納如下：

(1)在豪雨發生前十小時，行進緩慢的大尺度鋒面帶正徘徊在中國大陸東南沿海並逐漸移向臺灣，所伴隨的中層南支短波槽則位於江西廣東一帶。當鋒面移到臺灣時，其強迫之舉升作用對豪雨的產生扮演很重要的角色。Maddox(1983)亦將大尺度地面鋒列為產生豪雨重要的綜觀環境條件之一。

(2)鋒前低層30海裡以上之西南噴流從臺北向東北延伸到那霸，由於其帶來暖溼空氣，產生有利於深對流發展之環境。由探空特性分析顯示其正面積很小，表示CAPE並非是豪雨的成因，而鋒面提供之強迫抬升作用則扮演很重要的角色(見二C(3))。

(3)低層氣流輻合與高層輻散和分流區的垂直結構為豪雨中尺度對流系統發展和加強之有利條件。

(4)850mb到700mb強烈的水平水汽輻合配合鋒面強迫的上升運動而在噴流入區的左方發展成豪雨雲系C，此降水系統伴隨地面鋒移入北部地區，造成該地六月九日早晨的暴雨。

(5)在豪雨期間，降水一直沿著鋒面帶產生，其西南方不斷有對流胞新生且與舊回波合併，形成開口向西南的Y字形回波。從九日五點左右開始，回波帶移進臺灣西北沿岸地區並增強，由於鋒面近乎滯留狀態，使得回波胞也徘徊不前，延長停留時間，因而該地區如鞍部、竹子湖、淡水、五股、林口、中正機場、桃園、中大、楊梅及湖口等地六至八時的累積雨量都超過100公釐。比較特殊的是，新胞的生長方向(朝西南)與對流系統之移動方向相反，此即是陳等(1991)文中所謂的向後發展(back building)，MCS此種傳播特徵與Chi and Scofield(1991)的研究結果互相一致，可見它與豪雨之產生有非常關係密切

本文對上述中尺度對流降水系統發展的環境條件及運動結構分析等有了初步結果，至於低層噴流、大尺度鋒面帶(鋒生過程)與中- β 尺度對流系統之間的交互作用，尤其鋒面之強迫抬升作用與降水之關係，未來將作深入探討，以詳細了解豪雨在北部地區形成的來龍去脈。

誌謝

中央氣象局林雨我課長、王建國學長、陳雯美小姐及葉青青小姐提供資料，中央大學大氣物理研究所林松錦教授提供程式，使本研究得以順利進行，謹此誌謝。另外也要感謝審查者細心的審閱與提供修正的建議。

參考文獻

- 丘光與林雨我，1985：利用衛星、雷達資料作為臺灣地區豪雨預報之初步研究。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，107-129。
- 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。
- 紀水上與陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境條件，1981年5月27-28日個案分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集編，國科會，120-137。
- 俞川心、徐天佑、呂國財，1982：春末夏初臺灣特殊天氣之個案探討。第三屆大氣科學學術研討會論文集編，國科會 279-287。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧，科學發展月刊，第十六卷第二期，239-266。
- 陳台琦、林沛練、陳景森、楊健生與魏雲寶，1991：梅雨期中尺度對流系統產生豪雨的雷達分析。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，227-238。
- Bellamy, J.C., 1949: objective calculations of divergence, vertical velocity and vorticity, *Bull. of Amer. Meteor. Soc.*, 30, 45-49.
- Bluestein, H.B., 1986: Fronts and Jet Steaks: A Theoretical Perspective. In the "Mesoscale Meteorology And Forecasting", chapter 9, pp173-215, edited by P.S. Ray, American Meteorological Society, Boston.
- Bluestein, H.B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
- Caracena F. and Fritsch, J.M., 1983: Focusing mechanisms in the Texas hill country flash floods of 1978. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2319-2332.
- Chen, G.T.-J and Tsay, C.-Y., 1978: A synoptic scale case study of Mei-Yu near Taiwan. *Pap. Meteor. Res.*, 1, 25-36.
- Chi, S.-S. and Scofield, R.A., 1991: Study of the mesoscale convective system (MCSs) propagation characteristics over subtropical China during Taiwan Mei-Yu season. *International Conference on Mesoscale Meteorology and TAMEX*, Taipei, 32-41.
- Cotton, W.R., R.L. George, P.J. Wetzell and R.L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part II : Evolution and structure of the mature complex. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1920-1937.
- Fuellerg, H.E. et al., 1986: A moisture analysis of the meso β -scale thunderstorm environment during AVE-SEASAME V (21May 1979). *Mon. Wea. Rev.*, 114, 534-545.
- Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
- Maddox, R.A. Howard, K.W., Bartels, D.L. and D.M. Rodgers, 1986: Mesoscale Convective Complex In The Middle Latitudes, in the "Mesoscale Meteorol-

ogy And Forecasting", chap.9, pp390-408, edited by P. S. Ray, American meteorology Society, Boston.

Saucier, W.J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*, Book, Chicago Press.

Scofield, R., and C. Weiss, 1976: Application of SMS products and other data for short range forecasting in the Chesapeake Bay region. Preprints, 6th Conference on Weather Forecasting and Analysis, Albany, N.Y., AMS., Boston, 67-73.

Analysis of Synoptic Environment and Precipitation
Characteristics for Heavy Rain Case on 9 June, 1990

Tsai-Wen Deng, Ching-Sen Chen and Tai-Chi Chen Wang

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

(manuscript received 20 February 1992; in final form 27 March 1992)

ABSTRACT

Heavy rainfalls occurred in the northern Taiwan area in the morning of 9 June, 1990. In order to understand the synoptic environmental conditions associated with mesoscale convective systems (MCSs) and precipitation features during the heavy rainfalls, surface and upper-air observations, IR satellite pictures and traditional radar echo data were used for detailed diagnostic analysis.

Results indicated that the forced lifting of nearly stationary synoptic scale front plays a very important role on the occurrence of heavy rain. First, 850mb or 700mb southwesterly LLJ in the pretrough area induced warm moist air to Taiwan Strait and formed a favorable thermodynamic environment for deep convective development. Furthermore, at the left LLJ entrance region, the strong low-level horizontal moisture convergence and upper-level divergence and deffluence provided a good vertical structure, in addition the low-level air was subjected to frontal forced lifting. Therefore, there had a convective cell evolved into heavy rain cloud system gradually. After this mesoscale convective precipitation system associated with surface front moved into northern area of Taiwan, it moved toward the south slowly and brought a large amount of rain to Taiwan northern area.

Radar echo analysis found that precipitation always occurred along the frontal boundary. The strong gust front induced by the mature convection cell at the WSW end would provide new cell evolution to its south side. This back building cell then would be advected toward the north by strong SW flow again and merged with the old dissipated cell so as to form Y shape echo structure, while the direction of this cell motion opposed to the propagation motion of storm would induce a very slow system motion. This is a very special radar echo characteristic associated with the heavy rain event. After that precipitation band moved into Taiwan northwest coast, because of the effect of stationary front, the band moved very slowly toward the south, hence heavy rainfalls took place in the Taiwan northern area.

Key Words: Mei-Yu, MCSs, Back Building.