

台灣地區中尺度實驗(TAMEX)個案13豪雨之研究

曲克恭 曾鴻陽

中國文化大學氣象學系

摘要

本研究係利用台灣地區中尺度實驗(TAMEX)期間對個案13之密集觀測資料,分析76年6月25日梅雨鋒及形成之飢線與其他中尺度對流系統豪雨特性。根據初步分析,發現冷空氣平淺之梅雨鋒受台灣島及中央山脈阻擋被斷裂及扭曲,台灣東部由於鋒而南移迅速,且受上層下沉逆溫之抑制,梅雨不顯;台灣西部因鋒面之扭曲,並配合中央山脈之地形在鋒前有利地帶易生低層渦漩,逼使對流不穩空氣上升而生飢線或其他中尺度對流系統,此飢線由台灣北部向南移動逐漸減速而在台灣中部消失,但梅雨鋒接近南部時又可促成另一對流系統。地面氣壓變化可顯示飢線之通過,但不易顯示降雨強度之變化。飢線中對流雲團之中心與中心距離約為60公里,雲團之直徑約為40公里,而台灣南部之對流系統較小,距離約為35公里,直徑約為20公里。雨峯間之時距約為30分鐘,但各地雨峯乃受對流雲團之移動及其發展之雙重影響。

梅雨系統之豪雨異常局地性,侷限於台灣西部平地,東以中央山脈西麓,西以台灣海峽澎湖列島為限,若山區發生大雨,雖可擴及山區較大範圍,但多成數個局部的大雨區。

一、前言

民國76年5-6月執行的台灣地區中尺度實驗計劃(TAMEX)於密集觀測期(IOP)間曾蒐集了無數有關梅雨系統的珍貴氣象資料。在13次IOP個案中,以IOP13梅雨系統(密集觀測期為6月24日22L至25日23L)形成台灣地區之豪雨最為顯著。以日雨量言,6月25日的雨量以台灣中部最大,26日則以台灣南部屏東至恆春一帶最大。同時,25日的豪雨且給中部地區帶來水患。

IOP13個案之豪雨情況很類似於1981年「5·28」及1984年「6·3」豪雨。丘等(1982)及丘、劉(1985)分析「5·28」及「6·3」豪雨,認為皆是伴隨梅雨鋒面之中尺度對流系統所形成。至於導致IOP13豪雨發生的原因,Chen和Chou(1989)認為是梅雨鋒前飢線所形成,而Lin等(1989)則認為是在梅雨鋒不穩定區中發展成之移動緩慢而生命期長的中尺度對流系統(MCS)所導致。Lin等並利用高雄氣象雷達之反射率場

(reflectivity field)描繪此對流系統,其時間之位置與Chen等以最強雷達回波帶所決定之飢線位置甚為接近。曲及劉(1983)發現台灣地區豪雨分布受地形之影響極大。由於TAMEX在密集觀測期間無論在時間及空間上之觀測密度均較「5·28」、「6·3」高出甚多,故本研究期望利用IOP13所蒐集之探空及地面觀測資料,以天氣學分析法為主,探究梅雨鋒面受地形作用之變形與豪雨發生之關係,以及豪雨在台灣地區之時空分布特性。

二、研究資料

本研究之資料係取自1987年6月24日22L至25日23L IOP13之氣象觀測值,包括:

- (一)台北(板橋)、馬公、台中(水湳)、東港、花蓮及綠島每3小時一次之無線電探空資料。
- (二)馬祖、金門、嘉義、台南、屏東及宜蘭每3小

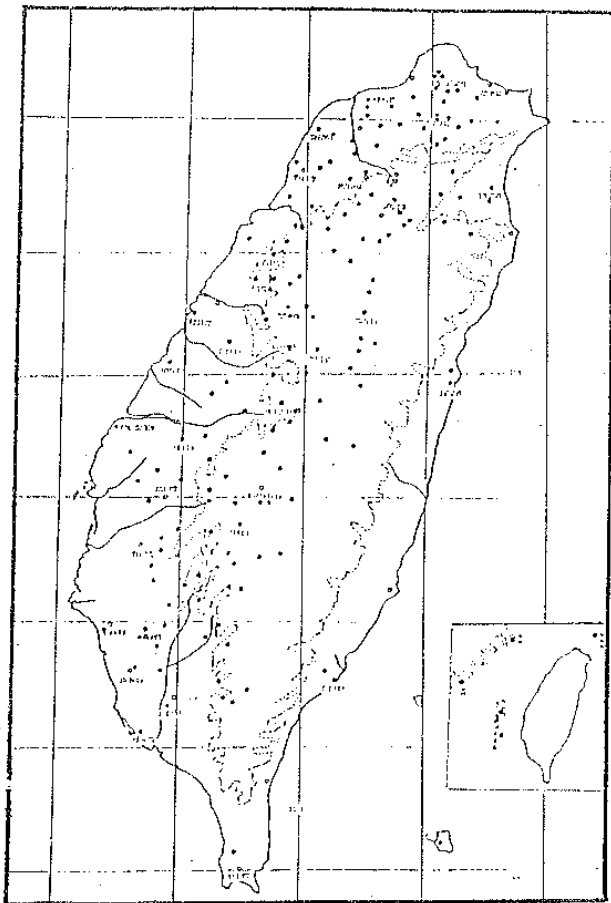
時一次之測風資料。

(三) 花蓮、澎湖、嘉義、恆春、淡水、巴陵、關西、竹南、通霄、溪湖、清境、麥寮、東石、學甲、枋寮、壽卡及瑞穗等之每小時測風塔資料。

(四) 71 個地面氣象站每半小時之地面觀測資料。

(五) 125 個雨量站每半小時之雨量資料（包含 44 個測站有每分鐘雨量資料）。

在雨量資料方面，由於部份氣象站及雨量站之雨量記錄欠缺，故實際可供分析之資料共有 190 個測站，其分布如圖一所示。



圖一 氣象站及雨量站分布

● 氣象站 ○ 雨量站

三、研究方法

(一) 分析 IOP 13 梅雨鋒之特性，移動位置與台灣地區豪雨之關係。

由於梅雨鋒兩側溫度差極不明顯，故鋒之決定

主要是依據測站之風變，我們填繪從金門至恆春等 21 地面測站之每 30 分鐘風向風速時間連續性圖，詳細分析風變情況。其次鋒在海上之位置乃先依離島測站決定較準確之位置，然後內推其他時間之位置，梅雨鋒之特性根據鋒兩側探空資料及地面資料研判。填繪每半小時之雨量圖，並研究鋒面與大雨區之關係。

(二) 分析梅雨豪雨特性。

1. 定雨量 $R \geq 2.0 \text{ mm} / 30 \text{ min}$ 為一站大雨開始時間，分析大雨開始時間之空間分布，並分析第一次大雨峯之時間及雨峯至大雨開始時間之落後時距，探究中尺度豪雨系統之概略發展時距。

2. 採用 Hamuro (1969) 方法探究地面氣壓變差是否與雨峯有關。其法甚簡，乃計算一測站雨量變差及氣壓變差，雨量變差 $\delta R(t)$ 為：

$$\delta R(t) = 2R(t) - [R(t-30\text{min}) + R(t+30\text{min})] \dots (1)$$

$R(t)$ 為當時之雨量， $R(t-30\text{min})$ 及 $R(t+30\text{min})$ 各為 $R(t)$ 前及後 30 min 之雨量。 $\delta R(t) > 0$ 示降雨增強， $\delta R(t) \leq 0$ 示降雨減弱。

同理，

$$\delta P(t) = 2P(t) - [P(t-30\text{min}) + P(t+30\text{min})] \dots (2)$$

上式意義同(1)，僅 P 為一站之測站氣壓。計算測站氣壓差可不必考慮氣壓換算至海平面之關係。

3. 分析 10 分鐘雨量，探究雨峯之變化，並利用列聯指數 (Contingency index) 分析每 30 分鐘之雨量分布。根據 Henry (1974)， 3×3 列聯表對雨量空間分布之分析最為適當，改用較大的列聯表所獲結果並無不同。我們分析三種不同的雨量等級間之差異，第一組分級為 0, 0.1 - 3, > 3 (mm/30 min)，第二組為 0, 0.1 - 5, > 5 (mm/30 min)，第三組為 0, 0.1 - 10, > 10 (mm/30 min)，在全部雨量資料中隨機抽樣 40 個測站者，分別以三組等級計算 C I 值，並計算三組 C I 值彼此間之平均差，發現均小於 0.06，此差值對我們的計算結果影響不大，故選取第二組分級為計算依據，即應用 3×3 列聯表計算 C I 值以求每二測站間同時

發生第二組雨量等級之關係。3 × 3 列聯指數計算法如下：

	雨量	0	0.1 - 5.0	>5.0	
測站 S _{i,j}	0	a ₁	a ₂	a ₃	y ₁
	0.1 - 5.0	a ₄	a ₅	a ₆	y ₂
	>5.0	a ₇	a ₈	a ₉	y ₃
		x ₁	x ₂	x ₃	T

表中各值代表任二測站 S_{i,j} 同時發生不同或相同等級雨量之統計資料。

a_i 同時發生不同或相同等級之次數

x₁, y₁ 行列總和

T 全部總和 T = x₁ + x₂ + x₃ = y₁ + y₂ + y₃

$$R = a_1 + a_5 + a_9 \quad E = \frac{x_1 y_1 + x_2 y_2 + x_3 y_3}{T}$$

$$CI = \frac{R - E}{T - E} \dots \dots \dots (3)$$

列聯指數之值有以下之關係

$$-\frac{1}{K-1} \leq CI \leq 1$$

K 為列聯序數，3 × 3 列聯表，序數 K = 3，故 CI 在 -0.5 至 +1 間。+1 示完全相符，-0.5 示完全相反，0 值示隨機機會 (random chance)。

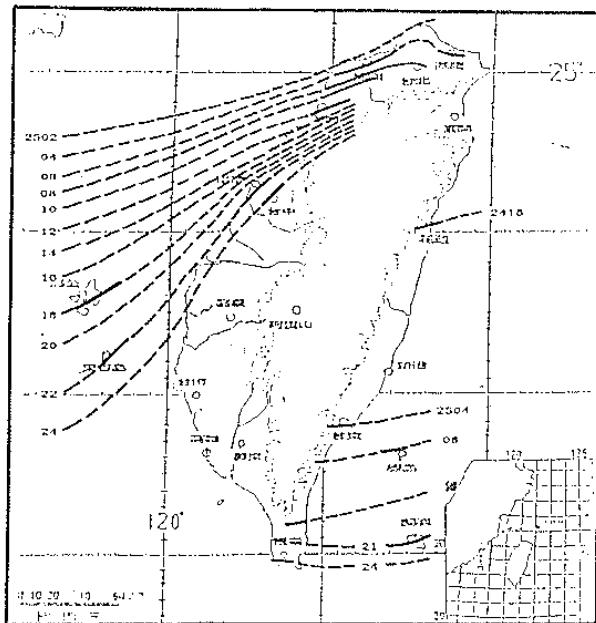
四、研究結果

(一) 梅雨鋒受台灣島地理位置及中央山脈阻擋之扭曲及破壞

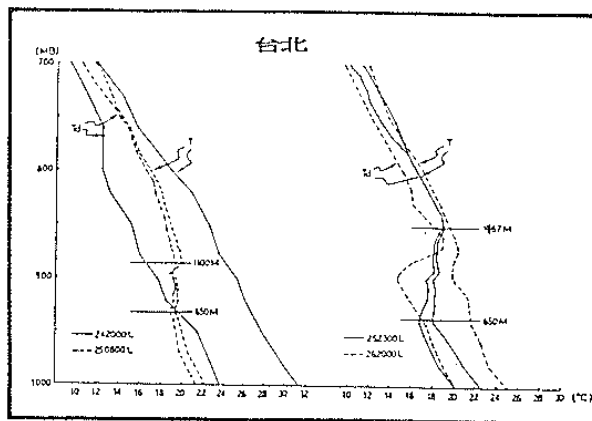
根據密集資料之分析，可看出梅雨鋒通過台灣時，鋒面在台灣東方迅速南移，但在台灣本島及以西部分則有受扭曲及滯留的現象 (圖二)。另由台北探空曲線 (圖三) 中可顯示梅雨鋒之通過及鋒之厚度變化，鋒之厚度由 25 日 08L 時約 450 公尺，增至 25 日 23L 之 800 公尺，但鋒底之高度仍維持 650 公尺，此可能是鋒面南移位少之結果。

由以上分析，我們認為此次梅雨鋒之頂在 1 - 1.5 公里間，底層冷空氣在台北地區厚僅 650 公

尺，而鋒面兩側亦無顯著溫差。在如此微弱的冷鋒狀態下，能形成其前方之飆線，從天氣學方面分析，重要的原因之一可能是鋒面之滯留扭曲，配合中央山脈地形而在鋒前之低層形成渦流，成為對流不穩定空氣之上舉動力。



圖二 IOP 13 梅雨鋒通過台灣地區時被阻擋及扭曲狀況，圖中之時間為當地時間。



圖三 梅雨鋒前後之台北探空曲線

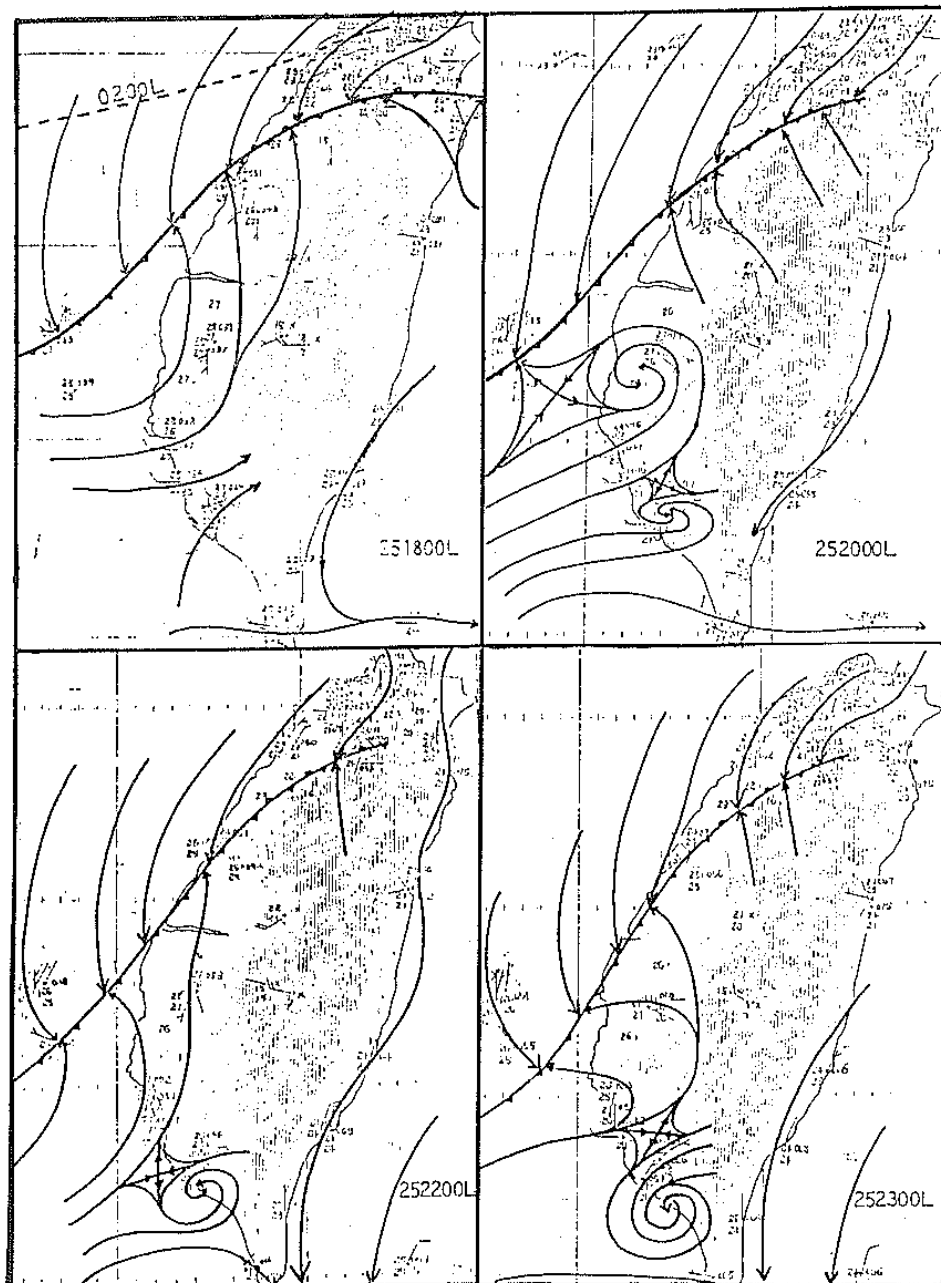
(二) 梅雨鋒前低層渦流促成之飆線及對流系統

分析 IOP 13 觀測期間之天氣圖發現，當梅雨鋒在台灣北部大漢流域山區滯留時，由地形所形成之一低層氣旋式環流，似乎為促成台灣北部鋒前飆線生成之動力。梅雨鋒與中央山脈相交，則鋒交與中央山脈西方形成三角地帶 (圖四)。此三角地帶由於鋒之轉動逐漸變

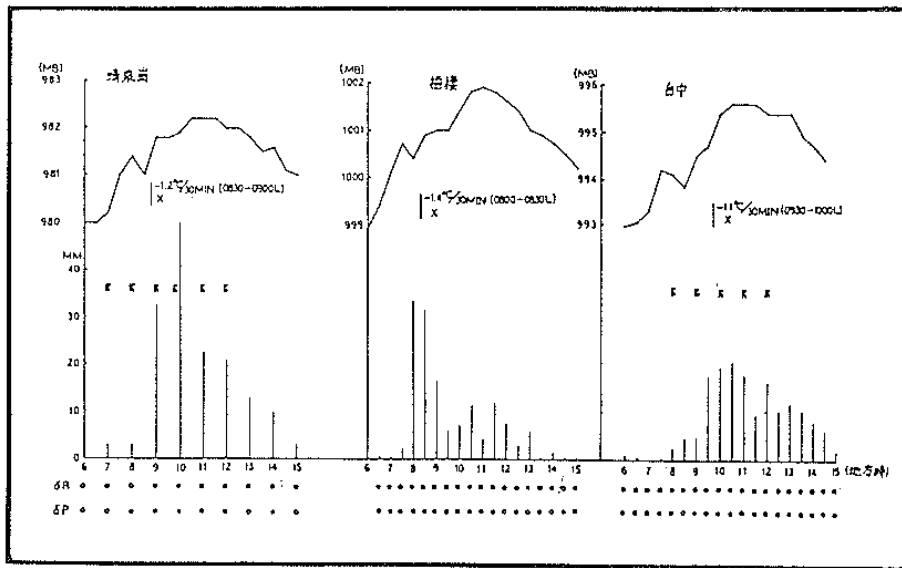
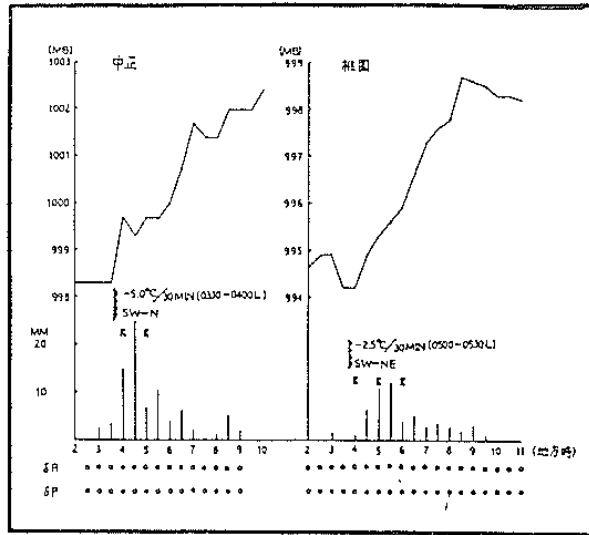
狹，飈線首先形成於北部（三角區頂端）之渦漩區，然後隨鋒之南移，在抵達台灣中部後逐漸消失，但當鋒接近台灣南部時，又形成另一個渦漩，此渦漩可能為提供南部另一次新生對流系統的動力之一。

我們定大雨開始且有明顯氣壓躍動，溫度驟降及產生風向轉變（且持續轉變後之風向）的時刻為

梅雨鋒通過的時間。如圖五所示，梅雨鋒通過中正、桃園時均產生上述現象。彷彿飈線與鋒面重疊；而中部地區之台中、梧棲、清泉岡站，則無風變產生，此意謂梅雨鋒並未通過中部地區。同時，由於各測站在大雨開始後之最大降溫均產生在一極短時間內，因此，研判降溫係導因於雷雨之發生，而非鋒面過境後方之冷空氣。



圖四 梅雨鋒前渦漩生成之流線圖



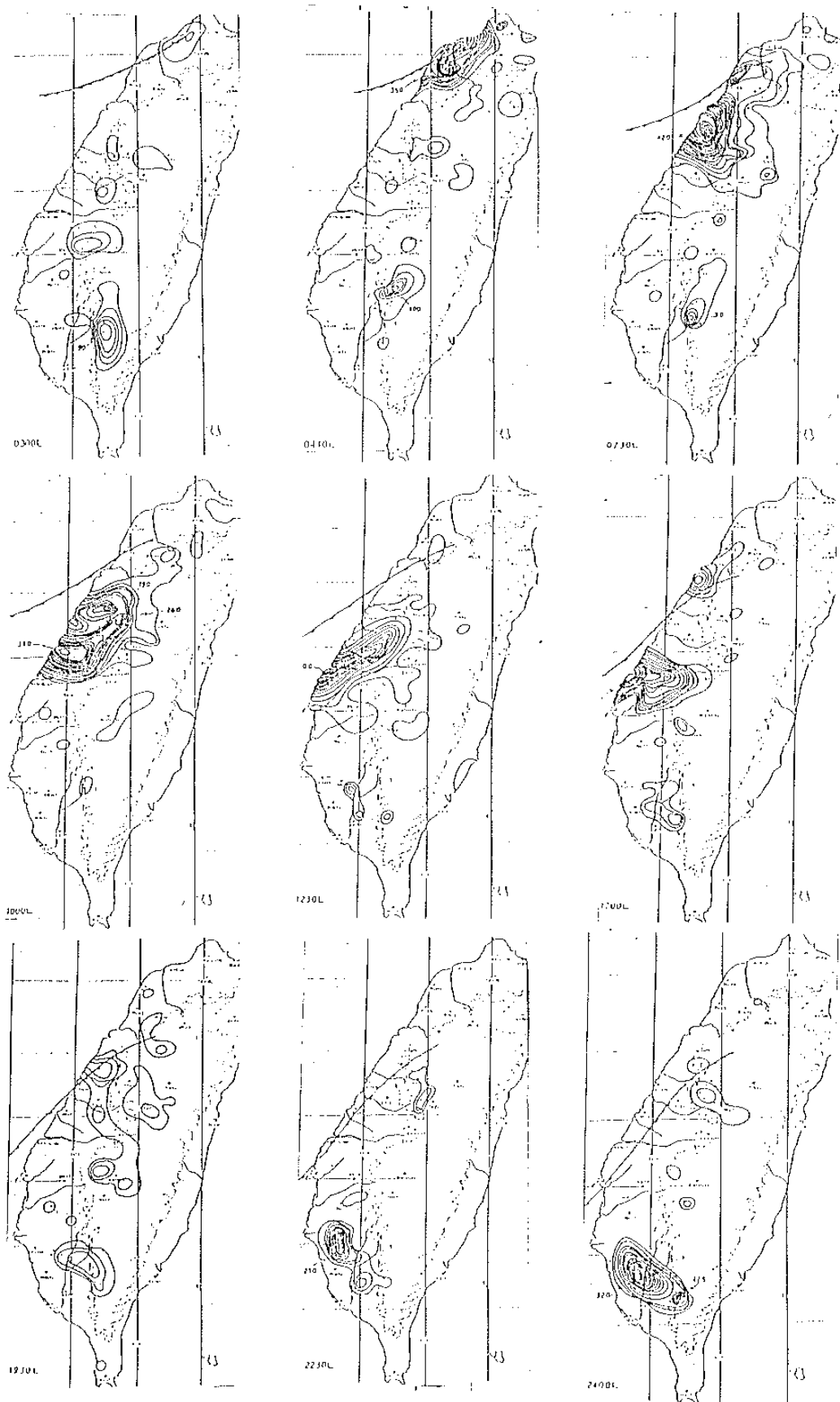
圖五 梅雨鋒及飆線通過時，選擇測站之氣壓、雨量（每30分鐘資料）變化圖，圖中並標出鋒過境時之位置，風向轉變，X表無轉變。氣溫下降最大值及下降時間。圖下方之圈點表雨量變化（ δR ）及氣壓變化（ δP ），說明見本文。

（三）梅雨鋒、飆線及對流系統與雨量分布

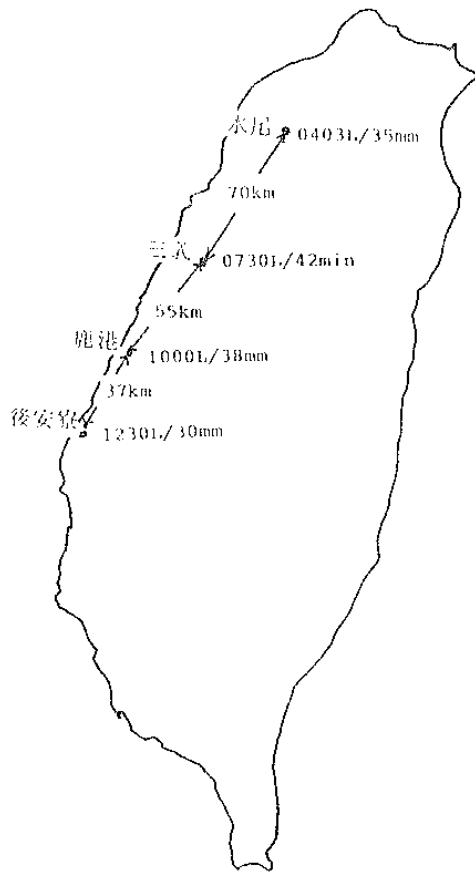
根據 190 個測站（圖一）雨量資料分析每30分鐘之雨量圖，探究雨量之變化，可以清楚的看出對於飆線、梅雨鋒之雨區分布及移動情況（圖六為其中選擇時間之雨量圖）。

1. 梅雨鋒到達北部時，位於鋒前地面渦漩帶之桃園地區於 0300L 開始發生大雨（圖六～1），隨後此兩區向鋒前擴展，並於 0430L 中心最大雨量增至 35 mm/30 min（水尾）後，陸上部份之鋒即呈現幾近於停滯之狀況，但雨區却逐漸分裂為

二大雨中心，其一在鋒區附近，另一則隨飆線發展向南移動，並向東擴展至中其山脈西麓（圖六～2）。我們追蹤 0430L 大雨中心（水尾）之移動，發現此中心似乎沿台灣西部陸地（沿著山脈走向）經三義、鹿港、後安寮，最後逐漸在嘉義至阿里山以北消失（圖六～3、4、5）。水尾至三義、三義至鹿港、鹿港至後安寮之直線距離分別為 70 公里、55 公里及 37 公里，依此計算飆線向南移動之速度，則由 23.3 公里/小時，降至 22 公里/小時，再降至 14.8 公里/小時（圖七）。



圖六 民國76年6月25日0300L-26日0000L之30分鐘累積雨量圖。等雨量線是每隔2mm一條，最外面之線為1mm。所標時間示前30分鐘至此時間之雨量，圖中之梅雨鋒。



圖七 大雨中心隨颶線南移情形，圖中 0430 L/35mm 代表大雨發生時間為 0430 L，中心雨量為 35 mm/30 min。

2. 鋒面在台灣北部時，中南部沿中央山脈之西側受西南氣流之影響，亦會發生局部性之陣雨。但東部地區則無明顯降雨。

3. 台灣南部中尺度對流系統之生成，初現於 1700 L 於高屏溪山區，當時並未擴及西部沿海地區，直到 25 日 2230 L 以後才逐漸發展形成 26 日南部地區之豪雨（圖六～6、7、8、9）。

四、降雨特性分析

1. 30 分鐘雨量分布：以 30 分鐘雨量分析梅雨雨量之時間分布，發現第一個雨峯之降雨強度最大，形成左偏的雨量曲線（如圖五中雨量所示），顯示梅雨鋒前豪雨在短時間內即由較小之雨量急增至豪雨。我們任意定一地雨量達 2.0 mm/30 min 時為大雨開始時刻，依此比較大雨開始時刻與第一雨峯開始時刻之關係（圖八），發現二者分布形式相似

。但在台灣北部平地二者之時距相差較大，北部山區西麓的雨峯在同一時刻開始（等時線沿山脈走向），且發生時刻較平地為落後，顯示對流雲系有向山脈移動之分力。而南部之情況却是山區較早於平地，對流雲系初生於山區。

2. 1 分鐘及 10 分鐘雨量特性：選擇颶線經過雨量最大之新屋、水尾及湖口三站為研究對象，初步發現每分鐘雨量毫無規律可尋（圖九），但從 10 分鐘之累積雨量，可以看出每一測站均有多次雨峯出現，且以第一雨峯最大。新屋及水尾之雨峯與雨峯之平均時距為 30 分鐘，而湖口最初三個雨峯時距平均約 60 分鐘，但隨後之小雨峯時距減為平均約 25 分鐘，顯示雨峯之發展可能平均時間為 30 分鐘。唯此指示是否意謂著對流雲團之發展時間，則尚待進一步研究。

3. 地面氣壓變差與雨峯之關係：採用 Harmuro (1969) 方法應用 30 分鐘雨量及測站氣壓資料，計算各測站之 $\delta R(t)$ 及 $\delta P(t)$ （如圖五所示），結果發現很難獲得如 Harmuro 研究颶風時之關係，可能是 Harmuro 法僅能分辨較明顯的 δR 與 δP 振盪，梅雨系統之振盪較弱，因而無法分辨；亦可能是颶風降雨與其氣壓變化之關係和梅雨系統者不同所致，仍值研究。

4. 大雨區空間分布：應用列聯指數法計算各測站間之 C I 值，以探知梅雨系統在台灣地區發生豪雨時，其空間分布之特性。我們參考 Henry (1974) 及 Chen (1977) 之研究結果，取 C I = 0.15 為最低標準，凡低於此值之關係均捨棄不用。

依據測站之距離及相對應之 C I 值繪成 C I 與距離相關圖，我們並將中央山脈以西分為平地及山區分別研討，每一區域並分為嘉義以北、嘉義以南及苗栗以南至台南以北三個小區，依據每一小區中之 C I 值分別繪成 C I 與距離相關圖（如圖十）。A、B、C 圖為平地，D、E、F 圖為山區。由各圖中之散布點看來，有些地區彼此關係並不能很嚴密的顯示一般雨量之 C I 隨距離而生之振盪。從圖十概略的分析中可以發現以下數點：

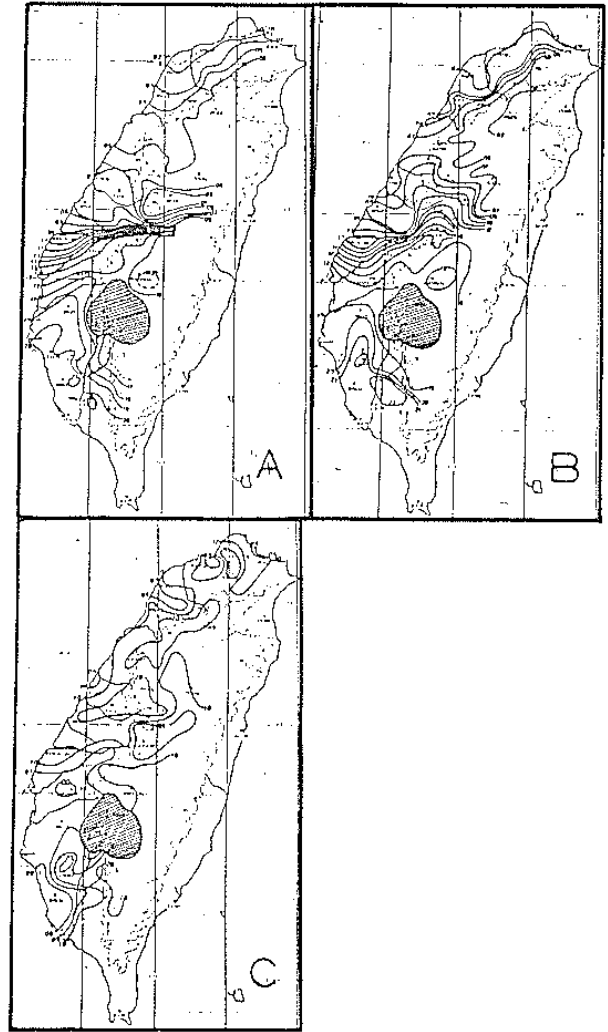
(1) 在平地區，嘉義以北(A) C I 曲線在 40 公里

處最低，60公里處又升至最高，隨後降低。嘉義以南(B)在20公里處最低，35公里有一高點，40公里處有一低點。但是苗栗以南至台南以北(C)却在100公里內無任何振盪，顯示颱風系統之降雨雲團在苗栗以北之平地有兩個中尺度對流系統，中心與中心相距約為60公里，雨暴直徑約為40公里，但在苗栗至嘉義間却僅有一個雨暴系統。台南以南之平地，對流雲團間之中心距離較近，約35公里，而其直徑也較短，約為20公里。

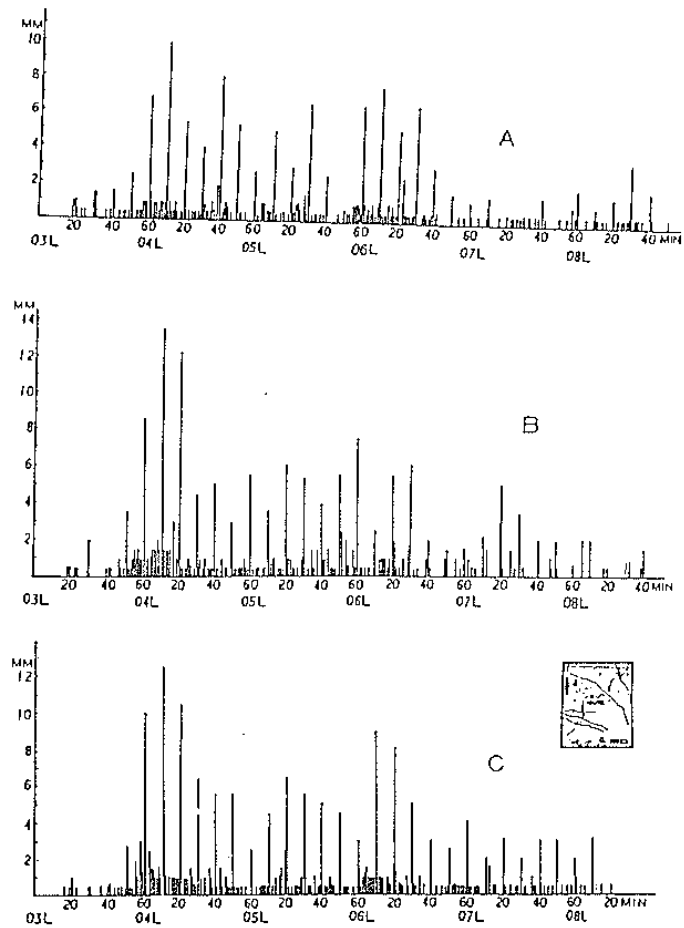
(2)在山地區，嘉義以北(D)C I 曲線與平地者相似，40公里處最低，60公里處升至高點，但在80公里處又有一低點。嘉義以南(E)亦在20公里處最低，35公里處最高點，但45公里處又有一低點，55公里處有高點，苗栗以南至台南以北(F)仍無顯著的波動。顯示山區與平地之對流雲團直徑與中心距離間無甚差別，不過山區可能有較多的對流雲團。

(3)依據我們分析的結果，在台灣北部梅雨鋒引起的對流雲團與 Henry 及 Chen 之結果很近似，即對流雲團中心間之距離約為60公里，對流雲團之直徑約為40公里。但在台灣南部之對流雲團却較小，而且山地與平地間無甚差別，未發現 Henry 山區者較小於平地之結果。

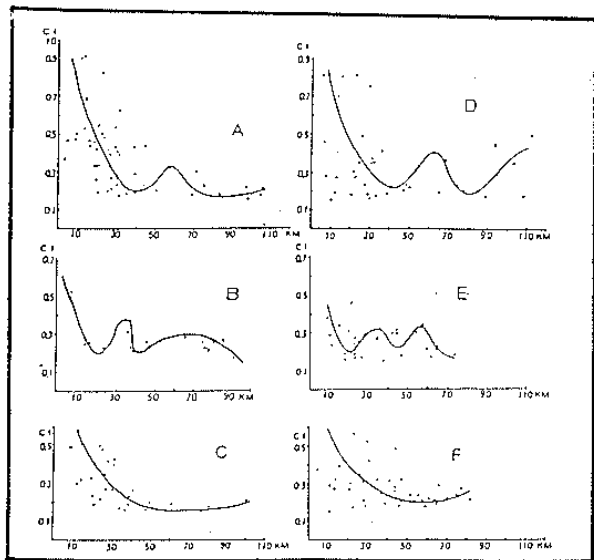
另外，我們繪製 C I 值之平面分布圖（圖十一，研判後發現，當颱風在北部形成大雨時（圖十一～1），其範圍僅可及中央山脈北麓，同時，可能由於西南氣流之影響，在中央山脈西側亦有大雨發生，但當颱風南移後（圖十一～2），則大雨範圍僅侷限於山脈之西側。而台灣南部之對流系統大雨則與其他地區較小關連，侷限於平地及山脈西側（圖十一～3）。至於山區測站有大雨之情況，則與平地不同，有時會影響至廣大的山區範圍，但有時則僅發生在幾個局部的大雨中（圖十一～4）。



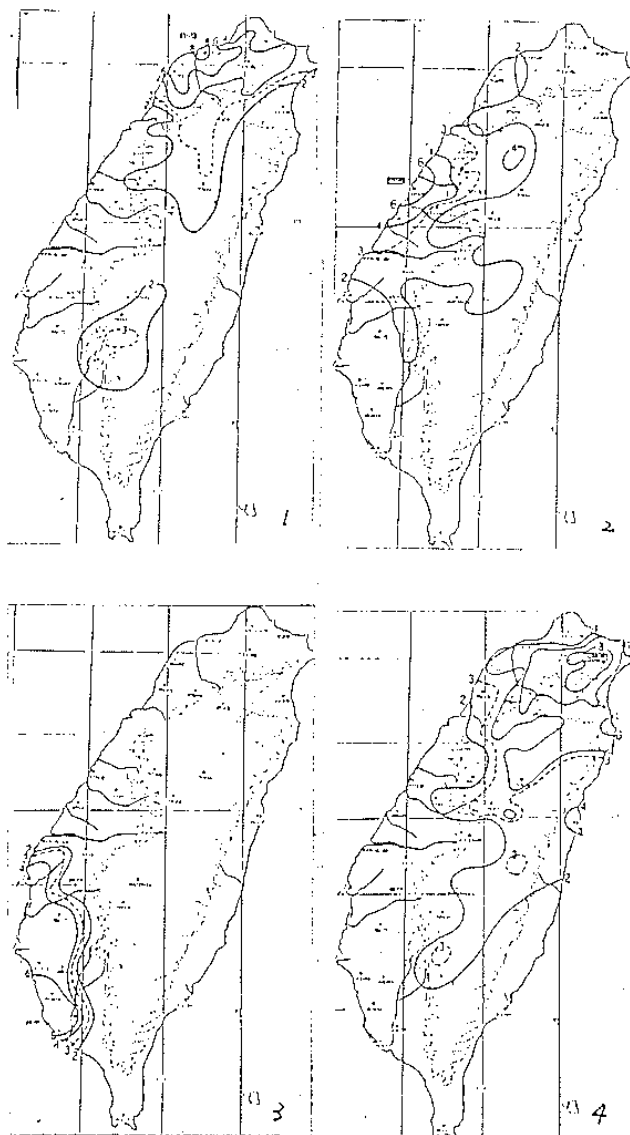
圖八 A 各地雨量等於 2 mm/30 min 開始時間
（當地時間）。
B 各地雨峰開始時間。
C 雨降落後 2 mm/30 min 雨量之時間。
陰影區示無 2 mm/30 min 及以上之雨量。



圖九 民國76年6月25日03—0840L，新屋(A)水尾(B)及湖口(C)每分鐘及每10分鐘雨量圖，細線—每分鐘，粗線10分鐘累積雨量。



圖十 列聯指數CI與測站距離關係圖，民國76年6月25日IOP 13。(A)嘉義以北平地(B)嘉義以南平地(C)苗栗以南至台南以北平地(D)嘉義以北山區(E)嘉義以南山區(F)苗栗以南至台南以北山區。



圖十一 特定測站之CI關係分布圖。
1.中正 2.梧棲 3.屏東 4.火燒寮

五、總結

從TAMEX IOP 13 密集觀測資料分析中，我們對76年6月25日之梅雨系統發現以下數點初步研究的結果：

- (一)梅雨鋒受台灣島及中央山脈阻擋可被斷裂及扭曲，越過台灣後再整合。
- (二)梅雨鋒之頂在1—1.5公里間，底層冷空氣在台灣北部僅厚650公尺，極為淺薄，鋒面兩側無顯著溫差，接近於風切線。

(三)台灣東部由於鋒面向南移動迅速，且受上層下沉逆溫(由中央山脈導致)之抑制，故梅雨不顯。

(四)台灣西部由於鋒面之滯留及扭曲，並配合中央山脈之地形而在鋒前形成低層渦漩，逼使對流不穩定空氣上升，可能是梅雨鋒前中尺度對流系統形成原因之一。

(五)梅雨鋒前龍線或其他中尺度對流系統之豪雨發生在台灣西部平地，東以中央山脈西麓，西以台灣海峽澎湖列島為限，其原因可能是梅雨鋒扭曲與中央山脈間形成三角區處易於生成中尺度對流系統之故。

(六)龍線由台灣北部向南移動，初速約每時23公里，至台灣中部減速為15公里後停滯消失。

(七)分析10分鐘雨量資料，發現雨峯間之時距約為30分鐘。

(八)地面氣壓之變化可顯示龍線之通過，但在 IOP 13 個案之分析中，一地氣壓之變化與雨峯之變化的關係並不明顯。

(九)由列聯指數(CI)之分析，發現龍線中對流雲團之中心與中心距離約為60公里，雲團(雨暴rainstorm)之直徑約為40公里，很近於Henry(1974)與Chen(1977)之研究結果。而台灣南部之對流系統却較小，中心與中心距離約為35公里，雲團直徑約為20公里。列聯指數之測站相關分析中發現梅雨對流系統在台灣西部平地發生大雨時僅侷限於中央山脈西側，但若山區(大屯山區除外)發生大雨，雖可擴及山區較大範圍，但多成數個局部的大雨區。

參考文獻

- 丘台光、廖學銓、洪理強(1982)：民國70年5月28日之豪雨個案研究，中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，233-247。
- 丘台光、劉復誠(1985)：六三豪雨之中尺度分析及近年來北部水患之探討，氣象學報31-2，1-4。
- 喬鳳倫(1988)：台灣地區中尺度實驗資料處理，天氣圖集(Ⅱ)，國科會防災科技研究報告

77-11號。

曲克恭(1988)：台灣北部豪雨時空分佈數式化研究，國科會研究報告NSC-77-0414-P034-1B。

曲克恭、劉廣英(1983)：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因，國科會研究報告NSC-74-0202-M072-09。

Chen, G.T.J. and H.C. Chou (1989): Squall line observed during TAMEX, Proceedings of workshop on TAMEX preliminary scientific results, June 1989, 35-42.

Chen, G.T.J. (1977): An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan, Proceedings of the NSC, 1-11, 1-21.

Harumro et al. (1969): Precipitation bands of typhoon Vera in Japan, J. of MSC, 47-4, 298-309.

Henry, W.K. (1974): The tropical rainstorm, Mon. Wea. Rev., 102, 717-725.

Lin, P.L., C.C. Yeh and The radar analysis of the rainband observed in TAMEX IOP 13, Proceedings of workshop on TAMEX preliminary scientific results, June 1989, 95-102.

Matsumoto, S. and T. Akiyama (1969): Some characteristic features of heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1969, J. of MSJ, 47-4, 255-278.

致 謝

感謝台灣地區中尺度實驗計畫(TAMEX)資料管理組及中央氣象局提供 IOP 13 之密集觀測及其他所需之氣象資料，中國文化大學氣象系葛晉澤與洪梓錄助教協助繪製圖表，使本研究順利完成。並感謝陳泰然教授推介雨量分析方法。本研究在國科會專案研究計畫NSC-78-0414-P-034-01B 支助下完成。

A Study of Heavy Rain Observed During TAMEX IOP 13

Chu Ko-Kung

Tzing Hong-Yung

Department of Meteorology

Chinese Culture University

ABSTRACT

A Mei-Yu front and its associated heavy rainfall caused by a prefront squall line and another mesoscale convective system which affected Taiwan on 25 June 1987 were studied by using the meteorological data obtained from the Intensive Observation Period Thirteen (IOP 13) of Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). It was found by our primary study that the cold air behind the Mei-Yu front was shallow and weak, so it was easily to be blocked and twisted by the Central Mountain Range in Taiwan and the low level vortices therefore formed in the open area between the front and the mountain. The low level vortices may be one of the forces which caused the squall line and convective system forming in the proper environment of convective instability. The heavy rainfall of the Mei-Yu front system were extremely localized in the plain west to the Central Mountain Range and easternmost part of the Taiwan Strait. Meanwhile, there were only limited heavy rain areas in the west side of the Central Mountain. We also found that the hyetograph of the Mei-Yu usually skewed to the left and with several peaks of about 30-minute intervals which might be caused by both the movement and evolution of a mesoscale system.

