

梅雨期間台灣豪雨之個案分析探討

梁 瑞 禎 徐 天 佑 潘 大 綱

空氣氣象中心

(中華民國七十五年二月廿八日收件，三月四日修正)

摘 要

每年之梅雨期間，台灣地區往往因中尺度對流雲系之作用產生豪雨。本文針對民國 70 年 5 月 28 日，73 年 6 月 3 日及 6 月 10 日梅雨期間之豪雨個案詳加分析，希望能對此三個個案所造成豪雨之因素有進一步之瞭解。根據分析的結果顯示，雖然綜觀條件上皆由於梅雨鋒之影響，造成綜觀條件上有利降雨產生，但是觸發中尺度對流系統之增強進而導致豪雨的原因，在三次分析中卻不盡相同，就三次個案而言

1. 「五二八」豪雨乃是由於內重力波所激發形成。
2. 「六三」豪雨是由低層旺盛之西南噴流與高層噴流之間交互作用所產生。
3. 「六十」豪雨由鋒前之大氣不穩定與午後強烈對流所引起。

一、前 言

每年冬夏季轉變之際，由於大尺度冷熱源之角色逐漸變遷，致使大範圍之季風環流顯著地改變，在此一過渡期中，最為大家所熟知者乃為梅雨。由於本省所處之緯度較江南諸省為低，因此梅雨出現時間亦就較為早，一般而言，本省之梅雨期大約始於五月中旬而止於六月中旬，雖然平均之梅雨期僅僅只有 1 個月左右，但是其所產生之雨量卻佔本省全年雨量的四分之一（劉，1985）。

由於台灣地區每年五、六月份相對濕度層達到最厚且 500 MB 的相對濕度正偏差達 16%（劉，1985）。濕氣層垂直傳輸的各種因素頗多，然而正是因此些因素往往導致台灣地區的豪雨災變，其中為大家記憶猶新的有民國 70 年的「五二八」，73 年的「六三」及「六十」，歷次豪雨均造成對生命財產有形與無形的鉅大損失，致使梅雨期中所伴生豪雨之中尺度對流系統普遍地受到各界的重視

梅雨期中有關中尺度所產生的惡劣天氣已有許多研究，如徐晉淮（1971），陳泰然（1978），陳正改（1979），劉廣英（1981）等。民國 71 年氣象界有鑑於中尺度惡劣天氣對台灣地區之影響甚為重要，因而協議召開「中範圍天氣系統研討會」，後續則有「大型防災專案研究成果發表會」及將要執行的「豪雨實驗計劃」，其目的無外乎希望能增加對區域性豪雨有更深一層的瞭解，進而改進對豪雨的預報能力。至於梅雨期中尺度豪雨產生之有利條件，已有多人特以專文探討，諸如：曲等（1983）認為地形造成之局部渦旋或氣流輻合可以產生大雨中心，陳（1978）強調中央山脈之阻擋對於西南氣流有強迫上升之作用。俞和黃（1975），黃（1976），陳（1979）等則強調低層強風軸（low-level jet; LLJ）與豪雨間有很好的相關性，陳（1978）發現梅雨鋒面附近存在著有組織的中幅度系統；歸納而言之，台灣地

區梅雨期豪雨之產生必定是在有利的綜觀系統中，同時伴隨中小尺度系統與地形相互配合下的結果。

本文中針對大家所記憶猶新的三個個案「五二八」，「六三」，「六十」分別地加以分析及探討，雖然張等（1982），劉（1982），丘等（1982），紀及陳（1984），吳和王（1985），丘及劉（1985）等均有論文對其加以探討，然而本文將從另一種不同的角度上來研究上述三個個案，探討中尺度對流系統可能觸發之原因，進而瞭解梅雨期中尺度系統的種種特徵，希冀能從另一種方向去瞭解不同個案下的中尺度對流系統所具有的不同特性。

二、個案分析

本文首先討論民國 70 年「五二八」；繼而再針對民國 73 年「六三」及「六十」逐一加以探討。

(一)民國 70 年「五二八」桃竹苗豪雨

民國 70 年 5 月 28 日，桃竹苗之豪雨實為梅雨鋒面中的一塊強烈對流雲所致，從 27 日 00Z 在宜春（27.8°N，114.4°E）從衛星雲圖即可分析出此一對流雲之生成，其後向南移動至 27 日 15Z 到達台灣海峽，此時降雨量開始逐漸增強，當其移入台灣北部時，降水量已驟然增大，在中壢地區產生最大之雨量，往後直經過新竹至梧棲轉向東移動在花蓮出海，此期間各地之降雨量如表一所示。

此次綜觀有利之條件已有許多人加以研究，然而綜觀尺度下的降雨不至於造成如此重大的災害，因此導致如此大量降水的原因必然是旺盛之中尺度對流系統，此點亦可從雷達回波及衛星雲圖上加以

驗證，但是何種條件使得中尺度對流加劇進而造成桃竹苗地區之豪雨，這正是本文所欲探究之重點。基本上而言，重力波的作用在有利的客觀環境下，足以加強對流造成惡劣天氣，已有文獻加以證明如 Uccellini（1975），Chen（1982），Di-Angelo（1980）等。Lindzen & Tung（1976）討論有逆溫層時，若是存在有穩定之低對流層且水汽充分，一旦受到重力波之激發，則可能產生豪雨，但是穩定之大氣層不易產生擾動，因此激發豪雨之內重力波應由外地傳送而至，Lindzen & Tung 也證實重力波之傳導過程，必須存在一層波導（duct），使得重力波之能量保持不墜。而在波導中之相速（phase speed）為

$$C_{D,n} = \frac{N_1 H}{\pi \left(\frac{1}{2} + n \right)} \quad n = 0, 1, 2, 3 \dots (1)$$

其中 $C_{D,n}$ 為在波導中相對平均氣流之相速度，H 為波導之厚度， N_1 為 Brunt-Väisälä 頻率。但波導之垂直厚度不得小於垂直波長的 1/4 倍。如取 $n = 0$ 時，(1)式可得

$$C_{D,0} = \frac{2 N_1 H}{\pi} \dots \dots \dots (2)$$

而 Lindzen & Tung 也同時證明

$$L_0 = 2 \pi C_{D,0} / N_2 \dots \dots \dots (3)$$

L_0 為 $n = 0$ 時之垂直波長，因此由 $L_0 = 4H$ ，可得到波導管之厚度與垂直波長之關係。

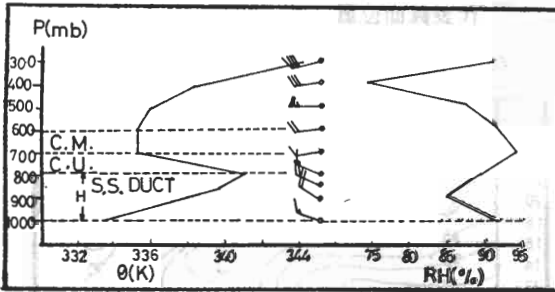
在上述之波導中傳遞之重力波，能量不易減弱，當重力波遇到水汽接近飽和之大氣時，重力波之輻合效應使水汽集中，由於抬升作用，水汽凝結釋放潛熱，更增加浮力，如此引發更強烈之對流，因

表一 1981年5月27日—28日雨量表（採自紀、陳，1984）。

日期	27	27	27	27	27	27	27	27	28	28	28	28
時間 (GMT)	00	03	06	09	12	15	18	21	00	03	06	09
緯度 °N	27.8	27.2	26.2	25.8	25.4	24.9	25.0	25.0	24.9	24.8	24.3	24.2
經度 °E	114.4	115.3	116.9	118.1	119.5	120.0	120.4	121.3	121.2	120.9	120.5	121.6
降雨量 (mm)	64.1	26.8	17.8	12.5	10.0(R)	10.0(R)	48.7(R)	107.2	153.0	143.5	131.0	25.0
測站名稱	直 轄	吉 安	邵 武	水 安	台灣海峽	台灣海峽	台灣海峽	桃 園	中 壢	新 竹	梧 棲	花 蓮

而導致了惡劣天氣的產生。

由表一可知，在此次豪雨期間，降雨量最大之地區為中壢而出現之時間則為 28 日 00 Z，利用 28 日 00 Z 桃園探空資料加以分析，如圖一所示，圖中之最左方曲線為 Θ_e 。相當位溫曲線 (equivalent potential temperature)，中間則為各層之風向風速分佈，最右邊之曲線為相對濕度線。由相當位溫之分布可知在低對流層為一相當穩定之大氣層 ($\partial \Theta_e / \partial Z > 0$)，亦即為 Lindzen & Tung 所謂波導厚度 H，其高度由地面至 800 MB 左右，由 800 MB 至 700 MB 為對流不穩定層 (convectively unstable, $\partial \Theta_e / \partial Z < 0$)，700 MB 至 600 MB 為對流混合層 (convectively mixed)，波動在穩定層中傳播，由於低層大氣之水汽含量充沛，重力波使得水汽向上輻合相對濕度增加，至對流不穩定層時更加强其對流作用，進而造成中壢地區之強烈降水。



圖一 民國 70 年 5 月 28 日 00 Z 桃園探空分析

由圖一之探空曲線與 Lindzen & Tung (1976) 之模式相比較，發現兩者非常吻合，穩定層之高度即為波導之厚度。穩定層由地面向上延伸一直至 $\partial \Theta_e / \partial Z < 0$ 時為波導之頂端，由(2)式可推導 $C_{D,0}$ 之相速，H 波導之高度 $\approx 1700 M$

$$N_1 = \left[(g/\bar{\theta}_e) (\partial \Theta_e / \partial Z) \right]^{1/2}$$

$$= 0.0126 (\text{sec}^{-1})$$

$$C_{D,0} = \frac{2 N_1 H}{\pi} = 13.6 (\text{m/sec})$$

將以上結果代入(3)式得

$$L_0 = 2 \pi C_{D,0} / N_1 = 6778 (M)$$

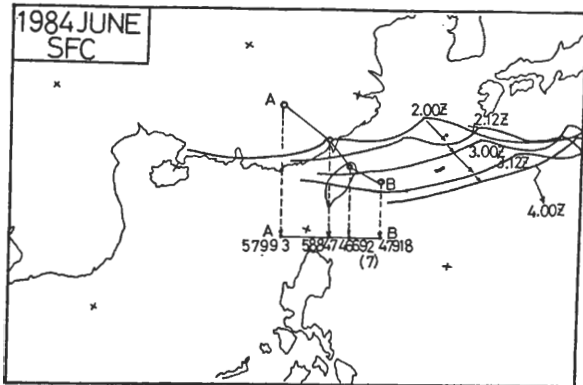
取垂直波長之 $1/4$ 時發現 $H = L_0 / 4 = 1695 (M)$ 與本個案分析 $H = 1700 M$ 相比較，甚為吻合，即波導之厚度與垂直波長滿足 H 波導之厚度不小於垂直波長之 $1/4$ 倍。

表一中，我們將雲之移速視之為觀測的相速度，在雲塊移動自 27 日 21 Z 至 28 日 03 Z 止，其移速為 6.1 m/sec ，為了比較由探空資料所計算出之 $C_{D,0}$ 相速度與觀測之雲系速度，我們採用雲系移近中壢地區其降水最大時之移動速度與 $C_{D,0}$ 比較，發現實際之雲系移行速度為 6.1 m/sec ，比經由探空計算之 $C_{D,0}$ 相速小，DiAngelo & Marks (1980) 提及若觀測相速與計算所得之相速相差甚大時，則由重力波所激發豪雨之雲系將不會成為典型的帶狀雲系，而以近似圓團狀之雲系出現，檢查此次對流雲系之形狀亦即如此，此點又與 DiAngelo & Marks 所推論不謀而合。

Gedzman & Rilling (1977) 研究綜觀系統與重力波之關係發現，在暖鋒前有組織之帶狀雲，其機制為重力波所激發，而本文則是在冷鋒附近所激發之強烈對流雲系，同時藉著探空的分析，可以驗證 Lindzen & Tung (1976) 對產生強烈對流雲系之模式。

(二) 民國 73 年「六三」豪雨

民國 73 年 6 月 2 日及 3 日在台灣北部地區產生強烈之雷暴雨，其中在桃園水尾降水量達 459 mm，台北公館之台大測站降水量達 400 mm，另外石門水庫之福山測站降水量達 304 mm (丘, 1985)，對北部地區造成了嚴重的災害，圖二為影響本次災害的鋒面移動路徑，2 日 00 Z 鋒面系統由福建省境南下，3 日 00 Z 通過本省至 4 日 00 Z 遠離本省，松山 2 日 1200 Z 開始下雷雨一直至 3 日 02 Z 雷雨停止，宜蘭地區雷雨則持續至 3 日 0900 Z 始停止，為了瞭解豪雨期間垂直剖面之變化，在鋒面通過的路徑中選取 AB 綫段 (如圖二) 做垂直剖面分析，其中包含四個探空測站 (57993, 58847, 46692, 47918)。

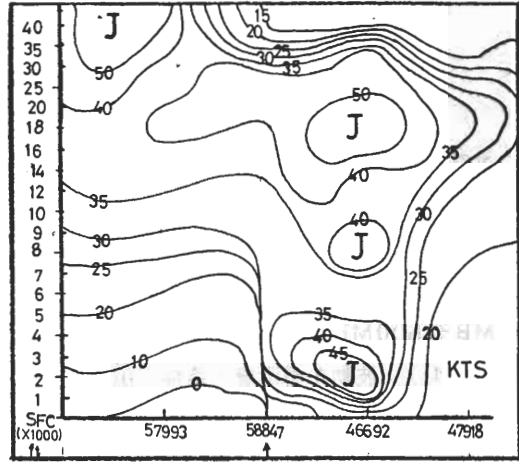


圖二 地面鋒面運動圖，AB 綫段表示剖面圖所選取之位置。

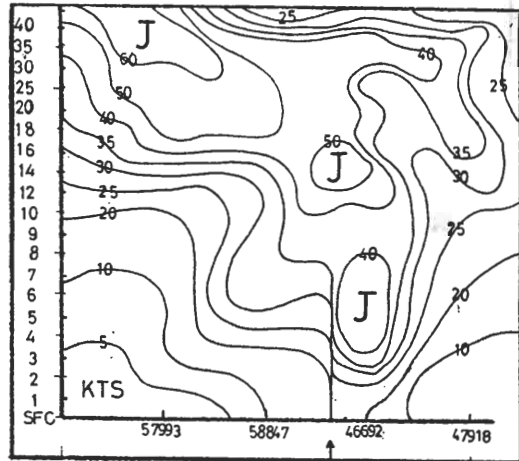
首先分析 AB 縱剖面之風場隨時間之變化，以北部地區下雷雨之前 12 小時（2 日 00 Z），雷雨產生時（2 日 12 Z）及雷雨即將結束時刻（3 日 00 Z）加以分析，圖三為 2 日 00 Z 之風場剖面圖，位於鋒面位置之南端即台灣北部地區，在高度 2000 呎處有一低層噴射氣流，中心最大風速超過 45 kts，圖四為 2 日 2000 L（12 Z）之風場垂直剖面圖，鋒面位置逐漸接近本省北部，低層噴射氣流之高度已上升至 6000 呎，其風速較 00 Z 稍有減弱，此時台灣北部地區雷雨始生，鋒面所伴隨之高層噴射氣流逐漸增強南移，至 3 日 00 Z 雷雨將結束時，垂直風場剖面如圖五所示，圖中可以發現低層噴射氣流減弱甚多且已無封閉中心，至 4 日 12 Z 低層噴射氣流更形減弱消失（圖未列），此與陳，吳（1985）所述豪雨中之積雲對流使上下動量混合，可以減小垂直風切同時亦破壞低層噴流相一致。

圖四中下半部為 800MB θ_w （濕球位溫）之分析，在鋒面前 46692 測站之 θ_w 值較其他區域內者為高，顯示此區內有充沛之水汽輸送而至，當鋒面通過台灣北部地區後，鋒前之石垣島 θ_w 增加，而台灣北部仍有西南氣流，使得該處之 θ_w 之值仍維持相當高的值。為更進一步瞭解台灣北部地區大氣之穩定情況，本文分析 6 月 2 日至 4 日台灣北部

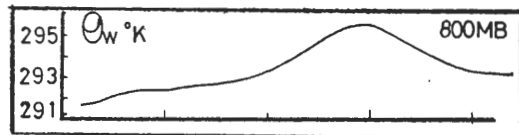
相當位溫垂直分布情況如圖六之實綫所示，由圖中可見在 500MB 以下之 θ_w 值均隨高度遞減 ($\partial \theta_w / \partial Z < 0$)，亦即大氣具有不穩定之性質，在相對濕度分析中，如圖七，底層大氣之相對濕度頗高

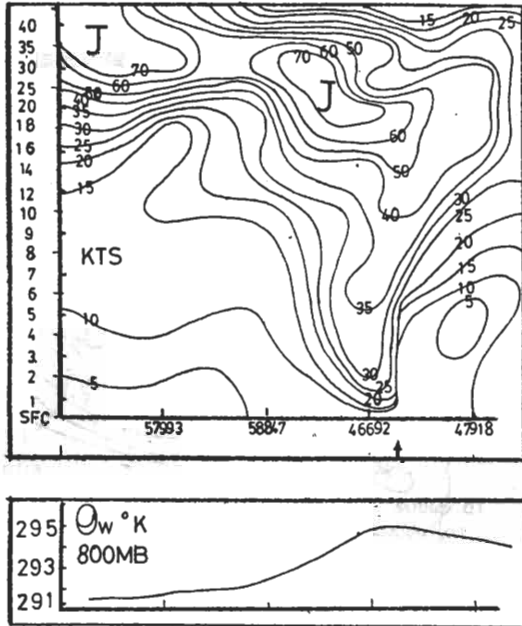


圖三 73 年 6 月 2 日 00 Z 垂直風場剖面圖，↑ 代表鋒面位置。

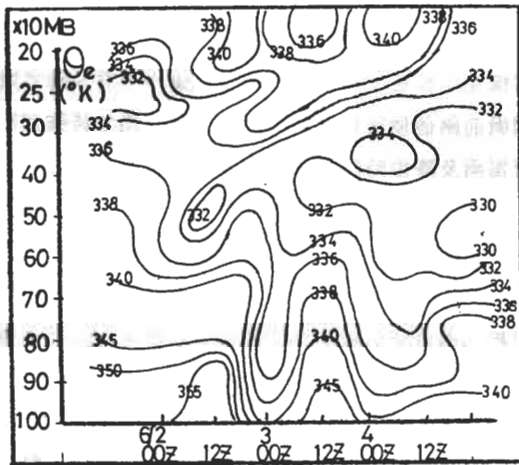


圖四 73 年 6 月 2 日 12 Z 垂直風場及 800MB 濕球位溫分析，↑ 代表鋒面位置，單位 °K。

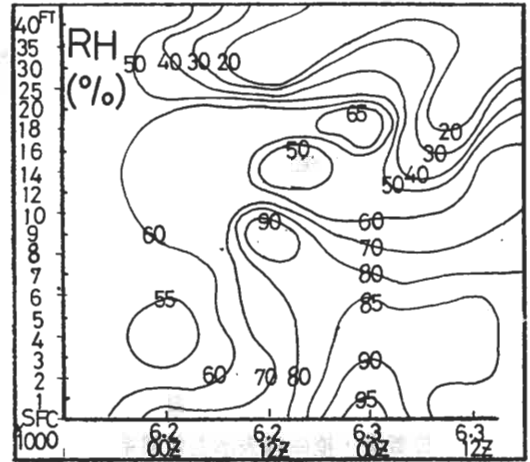




圖五 73年6月3日00Z 垂直風場及800MB濕球位溫分析，↑表示鋒面位置，單位°K & KTS。



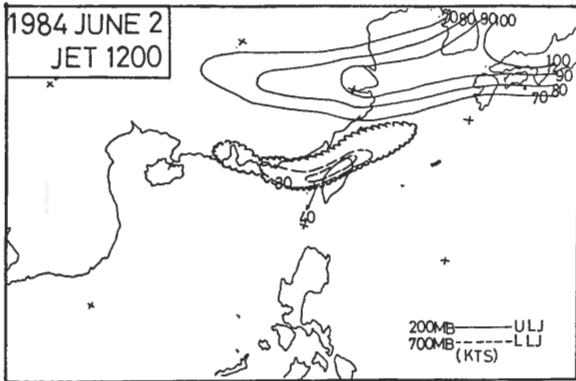
圖六 台灣北部垂直剖面相當位置分析6月2日00Z至6月3日12Z，單位°K。



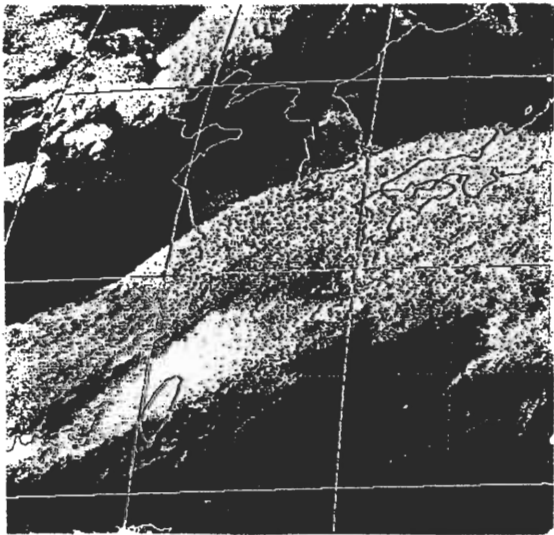
圖七 台灣北部地區6月2日00Z至6月3日12Z相對濕度分析。

。由於低層大氣具有不穩定性質和水汽含量豐沛之特徵，故有利於局部雷暴之產生。

圖八為6月2日12Z高，低層噴流（等風速線）分佈圖，實線表示200MB高層噴流位置，虛線表示700MB低層噴流位置，捲線代表GMS-3 IR 衛星雲圖之主要雲系，其與低層噴流之分佈形狀相當吻合。圖九為6月2日12Z之衛星雲圖（GMS-3, IR），圖中之雲系顯示在東海地區經台灣北部至華南沿海，此一排列與鋒面之位置相符，但本省北部地區因受到低層噴流之影響，在其風速軸中心之北面前方產生劇烈之降水，此與Chen（1982）所述華中地區所產生之豪雨現象稍有不同，Chen（1982）所發現之降雨最大區位於高層噴流之入區，此點與本次個案相同，然而Chen示指出高層噴流亦應偶合低層噴流，且豪雨中心在低層噴流之出區，此點則與此次個案在衛星雲圖上所顯示稍有不同，但由於緯度和探討之地域不同以及系統之互異，豪雨伴生之相關位置亦可能有所變化，基本上而言，在上下噴流偶合的情況下，有利於垂直環流之發展，因此對本省附近噴流之上下偶合之機制及作用實有更進一步探討之必要。此外，此次豪雨與地形所造成之強迫上升運動似亦有所關聯。



圖八 高層 (200MB) 噴流與低層 (700MB) 噴流位置圖，捲曲綫表示主要雲系分布雲系，單位 KTS。



圖九 GMS-3 IR 73 年 6 月 2 日 12 Z 衛星雲圖。

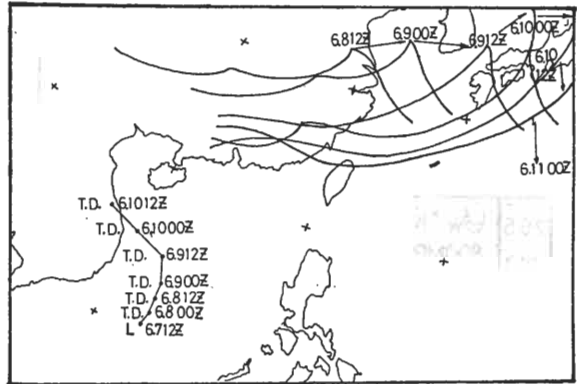
(三) 民國 73 年「六十」豪雨

1. 綜觀天氣圖概述

6 月 7 日 12 Z 時，鋒面系統仍位於福建省境，中國南海此時新生成一熱帶低壓，位置在越南東南方海面。爾後此一鋒面向南移動，10 日接近本省，本省在午後產生劇烈雷雨，鋒面至 11 日通過本省後逐漸遠離。南海上之低壓在產生後逐漸加深於 8 日 00 Z 增強為熱帶低壓 (T. D.)，此後其

向北移動至 9 日 12 Z 轉北北西方向進入越南；強度減弱後逐漸消失，有關鋒面與熱帶低壓之移動路徑如圖十所示。

就綜觀系統而言，南海中之熱帶低壓及鋒面前兩者所共伴之西南氣流對台灣地區而言，提供了低層大氣豐沛的水汽，而鋒前之不穩定大氣助長了此次局部雷暴之滋生。



圖十 影響 6 月 10 日降水之地面鋒面及 T. D. 移動路徑圖。

2. 降水特性

6 月 10 日在台北市所產生之豪雨，損失亦相當慘重，檢查本次豪雨所產生之豪雨雨量及降水時間與前兩個個案均有不同之處，因其為午後強烈對流雷雨及降雨時間十分集中，雷雨發生由下午 13 時 48 分開始，雖間歇性地稍有停止，但是實際雷雨終了時間是在下午 17 時 50 分。綜觀而言，此次雷雨產生時間相當急促，然而雨量卻十分集中，就松山雨量記錄顯示，該段時間內總雨量亦只不過 33.4 mm，但是根據中國時報記載 73 年 6 月 11 日木柵，景美等地區，在 6 月 10 日午後的一場雷雨之後，再度地造成該區一片汪洋；就中央氣象局的降雨記錄顯示，10 日總雨量亦不過 59 mm，但台灣大學竟高達 140 餘 mm，雨量分布如圖十一所示，由上述之數據推測可知，6 月 10 日的暴雨中心可能是在公館、景美、木柵附近，而台大雨量之特別大，可能由於台大附近靠近山區，山邊附近之上升運動由於受到地型因素所影響，加強了該處之

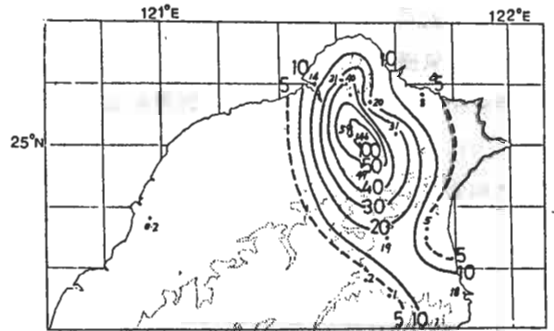
垂直上升運動，事實上，就 140餘mm 的雨量而言，造成如此重大的災害，其主要原因是因為降雨相當局部，且豪雨產生時間十分密集所致。

3.探空分析

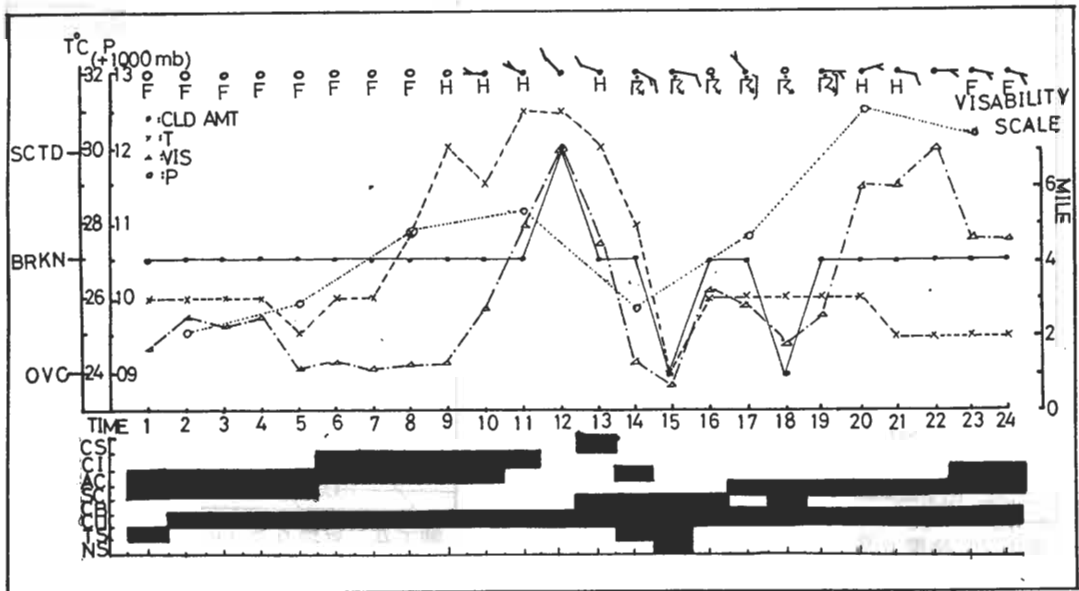
圖十為影響本次台北地區降水之鋒面移動位置(採自日本氣象廳印刷天氣圖)，6月10日之降水時間對台灣地區而言在鋒面前緣，至11日鋒面始通過本省。圖十二為6月10日零時至24時松山之逐時天氣記錄，全天之雲量以裂雲為主，僅在1500L有密雲出現，但從松山之特別天氣觀測記錄顯示，自13時48分開始出現雷雨後轉密雲，至15時30分由密轉裂雲，而雷雨持續至16時44分停止，後又有間歇性之雷雨產生，到18時55分雨勢全部停止。從松山之逐時天氣記錄知在10時左右吹西風逐漸轉為西北風，到13時48分由松山之特別觀測記錄顯示風向由西北風轉為偏東風同時產生雷雨，顯示風向轉變係受到雷雨之陣風鋒面(gust front)所影響(圖十二)。就整個降水過程而言，降水時間短促但雨量非常大。

從北部地區之探空分析可以發現，在10日00

Z之探空曲綫中(圖十三)，850MB至800MB有一逆溫層，同時此處之露點與溫度差突然增大，與Newton(1963)所述產生惡劣天氣之探空曲綫相符合。從圖十四台灣北部之位溫可以看出，在底層從9日00Z至12Z $\partial\theta./\partial z$ 均小於零，此乃表示底層大氣具有不穩定之特性，此外台灣北部地區底層大氣之相對濕度(圖十四)從6、9、00Z至6、11、12Z均非常大且超過70%，然而在6、10、00Z自850MB逆溫層開始，相對濕度在800MB減小至35%，此與陳(1984)所述，有逆溫層存在且逆溫層下之水汽含量豐沛，同



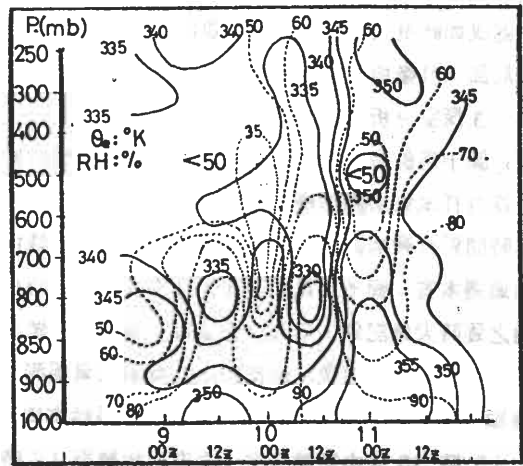
圖十一 民國73年6月10日台北地區水災降水分布圖(採自吳,王,1985)單位mm



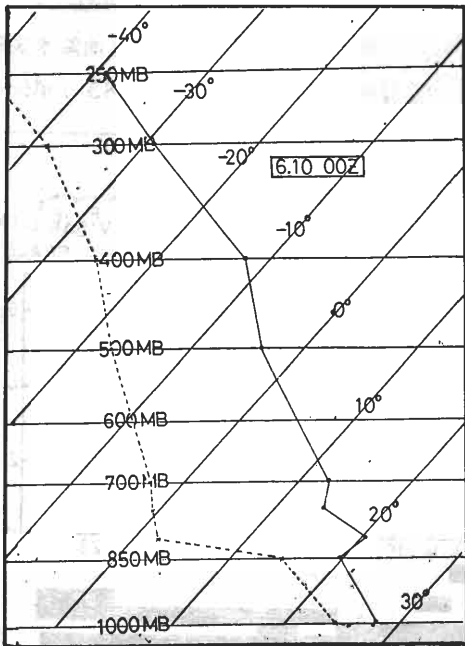
圖十二 松山測站6月10日逐時(地方時)天氣變化圖。H: 霾, F: 霧, R: 雷雨。

時逆溫層下方有淺對流雲則可阻止太陽日照破壞逆溫層，水汽不易消失因而易於產生惡劣天氣，從圖十二可知，松山測站之逐時天氣報告天空之雲量一直為裂雲且有積雲存在，至 12 時突然轉為疏雲，高層雲消散，積雲 (Cu) 由 2/8 增為 4/8，因而太陽日照可直接照射至低層雲，低層擾動逐漸增強，逆溫層可能因而消失，能見度變為 7 哩，對流增強，產生積雨雲 (Cb)，至 13 時 48 分松山開始下雷雨，接著雷雨發生進而導致台北地區之豪雨。

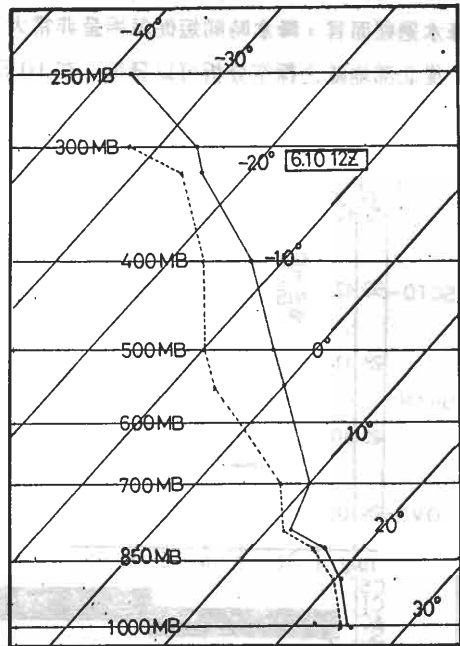
圖十五為 10 日 12 Z 之探空曲線，在降水過後加上大氣擾動之混合作用，溫度、露點非常接近逆溫層消失，在 500MB 左右相對濕度達 70%，爾後因鋒面通過台灣北部相對濕度至 11 日 12 Z 仍然相當大。



圖十四 台灣北部 6 月 9 日 00 Z 至 6 月 11 日 12 Z 相當位溫 (實綫) 及相對濕度 (虛綫) 分析圖，單位 °K。



圖十三 桃園 6 月 10 日 00 Z 探空分析。



圖十五 板橋 6 月 10 日 12 Z 探空分析。

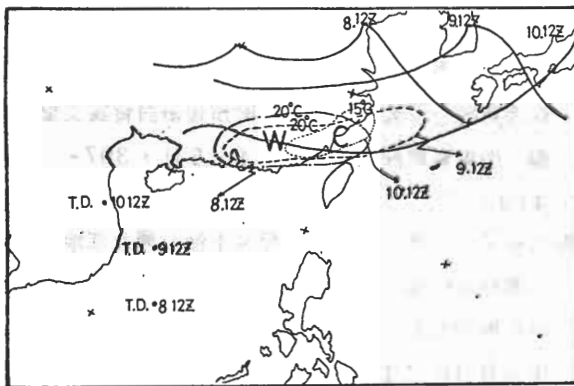
4. 有利之氣象因素

圖十六(採自日本天氣圖)顯示8日12 Z至10日12 Z 850MB圖中均有一溫度較高之區域,其移動方向逐漸移向本省,同時9日12 Z 700 MB亦有一暖舌伸向台灣如圖十七所示,明顯之西南氣流使得台灣地區處於暖平流範圍內,助長底層大氣之不穩定,到了10日12 Z暖區因鋒後之降水變為冷區如圖十六所示。

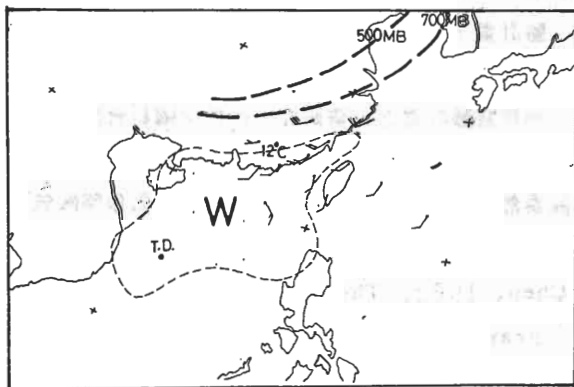
5. 小結

綜合而言,在綜觀系統有利條件之下,本省位於槽綫前方,如圖十七所示,槽前之上升氣流,底層之不穩定且水汽充沛,加上逆溫層使得水汽不易

消散,至12時高層雲消失後,逆溫層業已受到破壞,底層豐沛水汽此時得以向上發展,造成強烈雷雨,檢查6月9日及11日之探空曲綫(圖未列)及天氣現象,其相當位溫綫(圖十四)亦顯示大氣屬於不穩定的性質,而9日及11日兩天中亦有雷雨,但9及11日之雷雨發生時間均在1600 L且僅維持1小時以下,雨量甚小故不足以造成任何災害,此外9及11日之探空曲綫中亦沒有10日之逆溫層存在(圖未列),且 $\partial\theta_s/\partial Z < 0$ 之梯度亦不如10日來得強烈,而上述諸因子之差異實為9至11日三天內降雨特性殊異之主要原因。



圖十六 850MB主要天氣系統路徑及冷暖區分布圖。



圖十七 6月9日12 Z 700MB台灣鄰近地區主要風場、溫度及槽綫分布圖, W代表暖區。

三、結論與建議

梅雨期間之惡劣天氣雖往往可導致嚴重之災害,然諸次災害所產生的原因則可能炯然不同,就本文所述三個個案分析而言,雖然綜觀條件均由於梅雨鋒之影響,導致有利降雨之發生,但所造成局部地區豪雨之各項因子卻不盡相同,根據上述的分析結果顯示:

1. 「五二八」之豪雨乃是由於內重力波激發所產生,由分析之結果可知,當時低層大氣穩定且水汽豐沛,其所產生之波導經由外界重力波之傳至該處,造成水汽迅速輻合向上輸送,凝結釋放潛熱更增強大氣之不穩定,從而激發「五二八」局部地區之雷暴產生。
2. 「六三」豪雨相偕有低層豐沛之水汽供給至台灣地區,低層風場亦顯示在6000呎以下均有顯著的低層噴流,在大氣本身不穩定之情況下,同時與高層噴流交互作用,因而引發了雷暴生成。從垂直剖析風場之變化,可知應有上下交互作用,但其物理機制有待進一步之探討。
3. 「六十」豪雨為典型之鋒前不穩定對流雲所造成,整個降水之時間發生於午後。850MB至800MB之逆溫層扮演著極重要的角色,因逆溫層之存在使底層水汽不易消散,至午後逆溫層逐漸消散,槽前之上升氣流加上午後旺盛之對流,使得雷暴迅速發展,形成

台北地區之豪雨。

4. 台灣地區所產生之豪雨大部份受地形之影響，因此對地形效應所導致之中尺度天氣應特別研究。
5. 由本文之研究發現，三個個案所產生之豪雨皆伴隨雷暴，此與Maddox等(1978)所述美國中西部地區之暴洪(flesh flood)，均肇因於雷暴似有雷同之處，因此今後在對台灣地區梅雨所產生之雷暴似有加強研究之必要。

誌 謝

本文部份計算由方駿志學弟及李仲軍學弟代為負責，使本文得以順利完成，特此誌謝。

參考資料

- 徐晉淮，1971，台北地區豪雨之研究。氣象學報，17，3，49-71。
- 陳泰然、紀水上，1978，台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，1，35-47。
- 陳正改，1979，梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學，6，1，29-37。
- 劉廣英，1981，梅雨季中台灣地區豪雨之分析研究。氣象預報與分析，88，7-12。
- 曲克恭、劉廣英、張饒峰、葉文欽，1983，台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因。NSC-72-0202-M072-01。
- 陳泰然、吳清吉，1978，台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5，2，1-16。
- 俞川心，1976，低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析，68，37-46。
- 黃中成、俞川心，1975，台灣南部豪雨成因之分析。氣象預報與分析，65，33-38。
- 陳泰然，1978，台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變研討會論文集編，國科會，150-157。
- 丘台光、廖學銓、洪理強，1982民國70年5月28日豪雨個案研究，中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，71年5月6—8日，234-247。
- 張饒峰、林沛練、徐天佑、劉廣英，1982，局部暴雨特性之分析研究，中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，71年5月6—8日，317-328。
- 劉廣英，1982，民國71年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係，氣象預報與分析，91，1-10。
- 紀水上、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73年5月4—5日，95-114。
- 丘台光、廖學銓，1984，華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。天氣分析與預報研討會論文集編。中央氣象局73年5月4—5日，397-410。
- 吳宗堯、王時鼎，1985，變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局。74年5月10—11日，73-88。
- 丘台光、劉復誠，1985，六三豪雨之中尺度分析暨近年來北部水患之探討，氣象學報，31，2，1-14。
- 劉廣英、葉文欽，1985，台灣地區豪雨及豪雨實驗計畫，氣象預報與分析，105，1-18。
- 陳泰然、吳宗堯，1985，劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫之先驅研究，行政院國科會防災科技研究報告74-25號，40-42。
- 陳泰然，1984，中尺度氣象學，空軍氣象聯隊氣象中心，71-75。
- Chen, 1982. The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. J. Met. SOC. Jan. 60, 5, 1041-1057.
- Diangelo, P. M. & Mark Jr., 1980 The

- organization of mesoscale precipitation features by ducted gravity wave. 8th Conference on Weather Forecasting and Analysis. AMS, USA. 359-361.
- Lindzen, R. S. & Tung K. K. 1976, Banded convective activity and ducted gravity wave, 104, 1602-1617.
- Gedzelman, S. D. & Rilling R. A. 1977, short-period atmospheric gravity wave; a case study of their dynamic and synoptic features. Mon. Wea. Rev., 105, 196-210.
- Maddox, R. A., Chappell, C. F. & Hoxit, L. R. 1978, Meteorological conditions associated with significant flush flood. Preprints conf. on weather Forecasting and analysis and Aviation Meteorology, Ameteor. Soc. 44-51.
- Newton, C. W., 1963, Dynamics of severe convective storms. Met. Monographs 5, 27, 33-58.
- Uccellini, L. W., 1975, A case study of apparent gravity wave initiation of severe storms. Mon. Wea. Rev. 103, 497-513.

The Investigation on Severe Precipitation during Taiwan

Mei-Yn Season

Jui-Chen Liang Tian-Yow Shyu Da-Gang Pan

Weather Central, CAF

ABSTRACT

Heavy rainfall, which was caused by obvious meso-scale convective cloud systems in the vicinity of Taiwan during Mei-Yu season, brought us tremendous damages both in lives and properties. We analyzed 3 cases of heavy rain, which occurred on May 28 1981, June 3 1984 and June 10 1984 respectively, in order to further understand the causes of heavy rainfall in Taiwan. In our study, we found that the favourable synoptic situation was the Mei-Yu front, but the triggering mechanisms for severe mesoscale convective systems were quite different from each cases. From the results of our analysis, our conclusions are:

1. Heavy rain on May 28, 1980 was triggered by internal gravity waves.
2. Heavy rainfall on June 3, 1984 was triggered by the interaction between upper level jet and low level jet.
3. Severe thunderstorm on June 10, 1984 was caused by pre-front instability and strong thermal convection.