

六三豪雨之中尺度分析暨*

近年來北部水患之探討

丘 台 光¹劉 復 誠²

摘 要

本文對1984年6月3日發生在臺灣北部豪雨的天氣系統，利用氣象衛星雲圖、雷達降水回波圖、自記記錄及探空資料，配合地面與高空資料，以中尺度分析方法加以探討，並特別著重分析引起臺北地區豪雨之中尺度現象，藉以尋求造成此次豪雨發生的雲系特徵、降水特性、環流形態以及豪雨持續發展之原因。

研究結果顯示低層噴射氣流、暖平流、短槽以及配合中層強烈冷乾空氣注入，再加上高層強烈分流 (diffluent flow)，為引起此次豪雨的有利氣象條件，而豪雨的產生與持續則與鋒面及弧狀雲線之間交互作用有密切關係。

最後，本文也對近年來，北部地區之十次水患原因加以概略探討，並提出有效之對策或建議。

一、前 言

1984年6月3日清晨在臺灣北部發生了一場罕見的暴雨並帶給臺北市與鄰近的臺北縣及桃園縣極大的災情 (圖1)。依據警政署於6月4日發布的災情報告，合計死亡32人，失蹤5人，受傷12人，鐵路發生多處積水，坍方災害致交通中斷情形極為嚴重。

又根據觀測資料顯示臺北測站之日雨量打破六月份的歷史記錄，而時雨量在三日清晨4~5時的87.0公厘更接近1973年6月29日下午3~4時，所出現的87.5公厘 (表一)。

臺北連續每小時下雨超過15mm以上且持續5小時，過去30年來僅發生一次，但總雨量要比這次要小100公厘，可見這次豪雨不但持續時間長，且非常劇烈。

豪雨的發生由於區域小及時間短 (與綜觀尺度相比較)，經常與中尺度系統或現象有關 (張等，1982；曲及劉，1984；丘等，1982；丘及廖，1984

)。而 Maddox et al (1978) 更指出暴洪 (flash flood) 幾乎總是起源於風暴降水的結果。激發風暴的原因很多而由先前對流風暴之低層外流激發另一新對流風暴發展，可能是最常見強迫機制之一，



圖1 73年6月3日北部豪雨災情照片 (臺北縣新店市景美橋)

Fig 1. Picture showing the disasters of the northern Taiwan in the date of June 3, 1984.

* 收稿日期：74年3月14日 送審日期：74年3月21日 收回日期：74年4月8日

1 中央氣象局科技中心技士

2 中央氣象局預報測站課長

表一 六三暴雨期間北部各測站時雨量 (hourly rainfall) 統計 (單位mm)

Table 1. The hourly rainfall for the northern Taiwan stations on June 3, 1984.

地 點		時 間 (L)		6月2日												6月3日												合 計
				14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
馬 祖		1.0	1.3	1.7	0.3	濃霧	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	4.3	
淡 水		—	—	—	—	—	—	—	5.8	16.8	2.3	5.6	7.7	21.0	26.0	27.0	12.3	11.2	—	—	—	—	—	—	—	—	135.7	
彭 嶼		0.7	0.2	—	0.1	—	0.3	11.8	10.6	3.1	1.1	—	1.3	13.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42.9	
中 正 機 場		—	—	—	—	—	—	—	9.0	2.3	0.5	0.8	2.3	7.5	34.0	40.8	0.8	T	0.5	T	T	—	—	—	—	—	98.5	
桃 園		—	—	—	—	—	—	—	2.0	8.1	0.5	T	T	1.5	7.5	25.5	20.0	8.2	2.0	0.5	0.8	—	—	—	—	—	76.6	
陽 明 山		—	—	—	—	—	—	—	9.5	10.5	—	5.0	2.4	11.6	29.2	52.0	28.0	7.4	—	—	—	—	—	—	—	—	155.6	
核 部		—	—	—	—	—	—	—	2.5	7.0	T	T	—	2.0	31.5	37.5	40.0	23.0	8.3	0.3	T	T	—	—	—	—	152.1	
松 山		T	—	—	—	—	—	—	2.5	7.0	T	1.0	—	T	2.0	31.5	37.5	40.0	23.0	8.3	0.3	T	T	—	—	—	153.1	
新 竹		—	—	—	—	—	0.2	—	—	—	—	—	—	T	3.5	3.0	16.6	9.5	0.4	0.1	0.6	4.0	—	—	—	—	37.9	
臺 北		—	—	—	—	—	—	—	—	T	—	—	—	—	T	25.5	52.0	87.0	47.5	22.0	14.0	T	—	—	—	—	248.0	
臺 大		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	T	37.0	83.0	140.0	20.0	100.0	20.0	—	—	—	—	—	400.0	
基 隆		—	—	—	—	—	—	—	T	7.2	T	T	—	0.4	0.2	17.4	33.5	27.2	17.4	3.0	0.4	0.3	—	—	—	—	107.0	
宜 蘭		—	—	—	—	—	—	—	—	2.0	0.1	—	—	—	—	—	—	0.6	0.1	4.3	1.1	7.0	16.7	6.5	4.2	9.3	9.0	60.9
蘇 澳		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	T	T	3.0	0.5	0.5	2.5	10.3	19.6	3.1	6.0	45.5

附註：(1)T：表示雨跡 (Trace)，(2)——表示未下雨。

亦是風暴維持及發展之主要因子。Purdon (1972, 1976) 亦指出弧狀雲 (arc clouds) 若與其他邊界 (如鋒面、陣風鋒面、海陸風鋒面及颶線等) 有相交時, 其交接處常可產生劇烈天氣。Holle and Maier 於 1980 年曾研究發生在佛羅里達 (Florida) 的兩個陣風鋒面 (gust front) 相交處產生劇烈天氣 (龍捲風)。Simpson (1980) 更認為佛州的陣風鋒面有助於「雲區」的合併, 而使合併後的「雲區」產生較大的降水。

此次六三豪雨亦有類似上述中尺度的特徵。本文乃使用氣象衛星資料、雷達資料、地面自記資料、探空資料及配合地面與高空天氣圖, 對此豪雨個案, 以中尺度分析方式, 來探討本次豪雨的雲系特徵、降水分佈、環流形態, 以及持續發展之原因或機制。

二、天氣形勢 (Weather situation)

從1984年5月14日臺灣地區進入梅雨期 (入梅) 後, 大氣環流及高低氣壓配置已具梅雨型態 (紀, 1978), 其間在5月14日、20日及27日已有三次鋒系南下臺灣地區, 其中5月14日雖造成一百多公厘雨量, 但6月3日的鋒系所引起的暴雨量相比則相差很多。由圖2中地面鋒面的移動位置可知6月

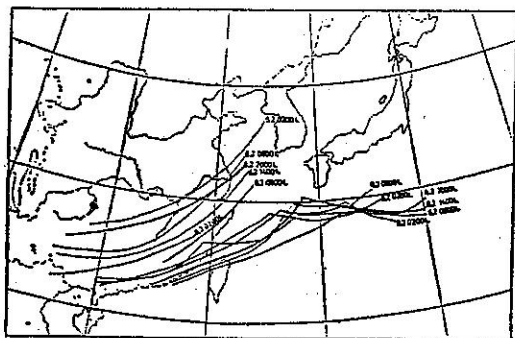


圖2 民國73年6月2日0200L至6月3日0800L地面鋒面及高壓脊線移動位置圖

Fig 2. The tracks of the surface fronts and high ridge lines from June 2 to June 3, 1984

2日0200L~1400L均徘徊滯留在北部海面, 其後方並伴有一高氣壓帶, 迨至2日2000L整個鋒系大幅調整而向臺灣地區移動 (東南向)。由850mb天氣圖分析 (圖3), 6月2日2000L除了北邊有一風切線外, 在本省西邊100公里處尚有一短槽,

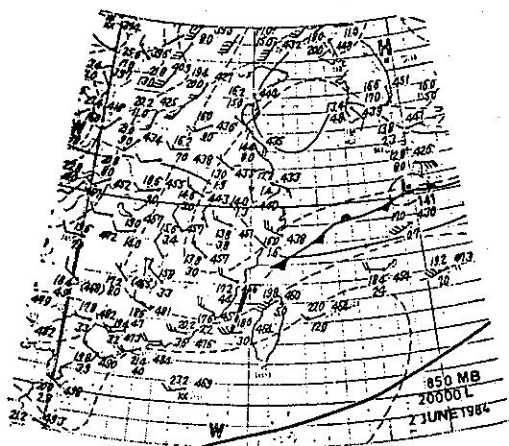


圖3 民國73年6月2日2000L 850mb 天氣圖
Fig 3. 850 mb upper level chart at 2000L June 2, 1984

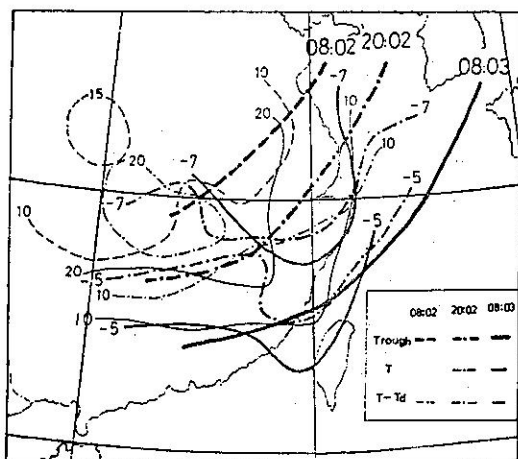


圖4 民國73年6月2日2000L至6月3日0800L 500mb槽線及冷舌之位置圖

Fig 4. The tracks of the troughs and cold tongues of 500mb from 2000L June 2 to 0800L June 3, 1984

在短槽前出現風速達 40kts 之低層噴射氣流 (low level jet stream, LLJ)。500mb天氣圖分析 (圖4) 最明顯的特徵就是槽線的移近及在槽前有一股冷乾空氣伸入本省西北邊外海。200mb天氣圖分析 (圖5) 顯示高層出現明顯的分流 (diffluent flow)。低層暖平流配合中層冷平流可使得大氣垂直穩定度改變, 可由圖6相當位溫及風場隨高度、時間變化圖看出, 圖中可看出在鋒面通過前 (6月2日2000L), 低層大氣 (1000~4000ft) 的西南風分量增加 5~10kts且出現低層噴射氣流, 強烈

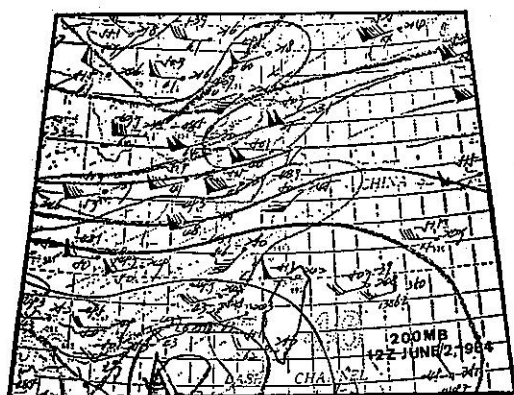


圖5 民國73年6月2日2000L 200mb 天氣圖
Fig5. 200mb upper level chart at 2000L June 2, 1984

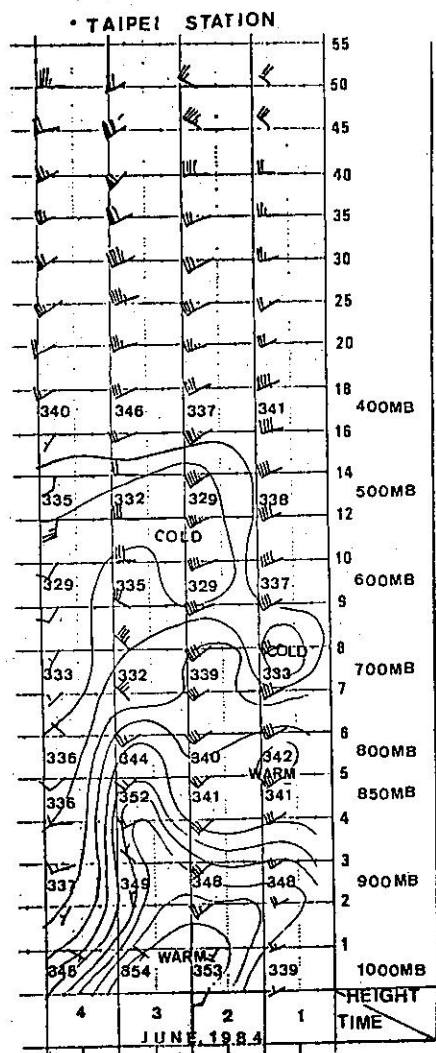


圖6 民國73年6月2日至4日臺北(板橋探空站)相當位溫及風場隨時間變化圖
Fig6. The changes of the equivalent potential temperature and wind fields from June 2 to June 4, 1984

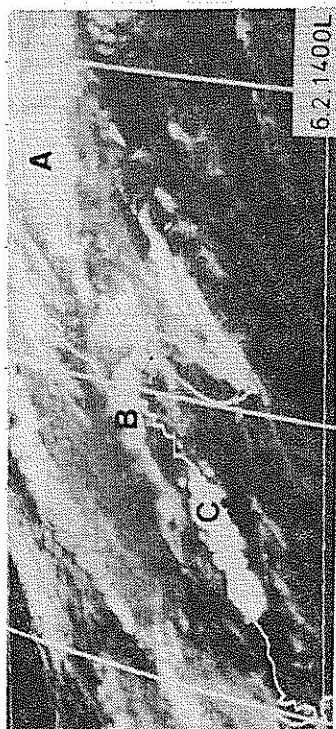
的西南風帶來高溫潮濕的空氣，使得1000~900mb相當位溫 (equivalent potential temperature) 急遽增加，600~500mb 間西風帶輸送較乾冷之氣流，助長相當位溫之急遽減少，而在1000~600mb間產生強烈對流不穩定 ($\partial\theta_e/\partial p \sim 24^\circ\text{K}/400\text{mb}$)，此與 Liao and Chen (1984) 所分析之案例類似。當鋒面逐漸南下時，配合短槽移近加強對流，使得對流不穩定之大氣強迫上升，誘發強烈對流之產生。何況此次鋒面(系)移動頗為緩慢，再加上中尺度擾動與鋒面之交互作用 (interaction) 的現象(此點待下一節說明)，使得北部地區產生了持續性的強烈降水。

三、雲系分析 (Analysis of cloud systems)

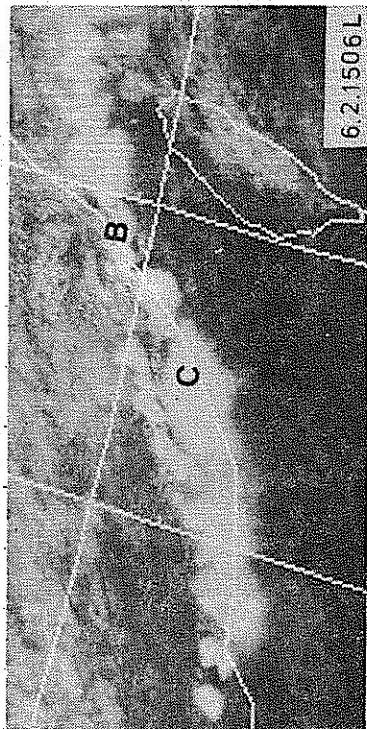
由圖7日本GMS-1同步氣象衛星及美國繞極軌道衛星所接收的圖片分析追蹤，可看出6月2日1400L有一鋒面雲帶在東海附近向西南延伸至福建省如A—B所指，在此鋒面前有一對流雲帶發展如C所指，1506L此對流雲帶發展且往東移。到了2000L此對流雲帶減弱移至本省，此時鋒面仍在本省北邊，由此對流系統(如C所指)前緣產生之陣風鋒面於1955L左右移至本省北部造成氣壓驟升、溫度突降、風向改變、陣風達18.6m/sec(圖8)，此現象與陳等(1984)所研究的情況相似。2300L時北邊鋒面雲帶南移發展，在本省西北方外海仍有些小對流胞發展，且有一弧狀雲線在本省西北邊產生(如D所示)，到了6月3日0200L此弧狀雲線發展且向東移至臺北地區，造成臺北市區開始降水。在本省西北方外海又產生一些水平尺度近50公里大小之強烈對流胞(如圖中F所指示)且往東移，此強烈對流胞一個個移至本省北部，再加上鋒面近似停留，使得北部地區產生持續性強烈降水。

四、雷達降水回波分析 (Analysis of radar precipitation echoes)

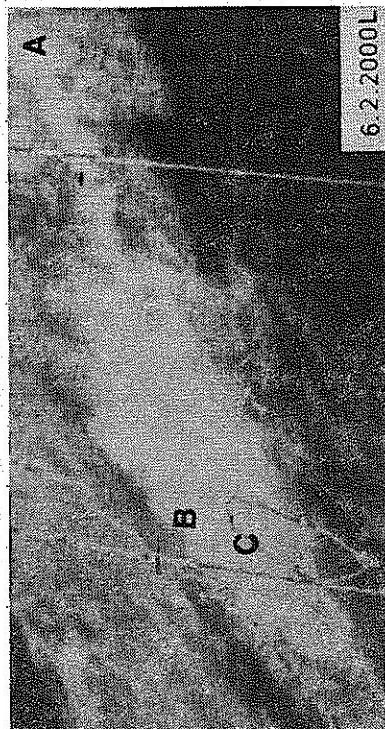
由高雄及花蓮雷達站分佈及觀測區域看來，本省北部地區大部份回波無法顯示出來(圖9及圖10)若要觀測到，必須抬高仰角。以花蓮雷達站來說，在其西北方山脈最高3000ft，故觀測到回波大約10,000ft以上之回波，也就是說發展很強烈的對流系統，才可能偵測到。由圖9花蓮雷達站所觀測每小時降水回波及配合高雄雷達站每3小時降水回



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

圖 7 民國73年 6 月 2 日 1400L 至 6 月 3 日 0200L 之日本 GMS-1 氣象衛星及美國
繞極軌道氣象衛星之圖片其中 (b) 為繞極軌道 NOAA-7 氣象衛星圖片
Fig 7. The images of GMS (geostationary meteorological satellite) by
Japan and polar orbit meteorological satellite by U.S.A. on
June 2-3, 1984

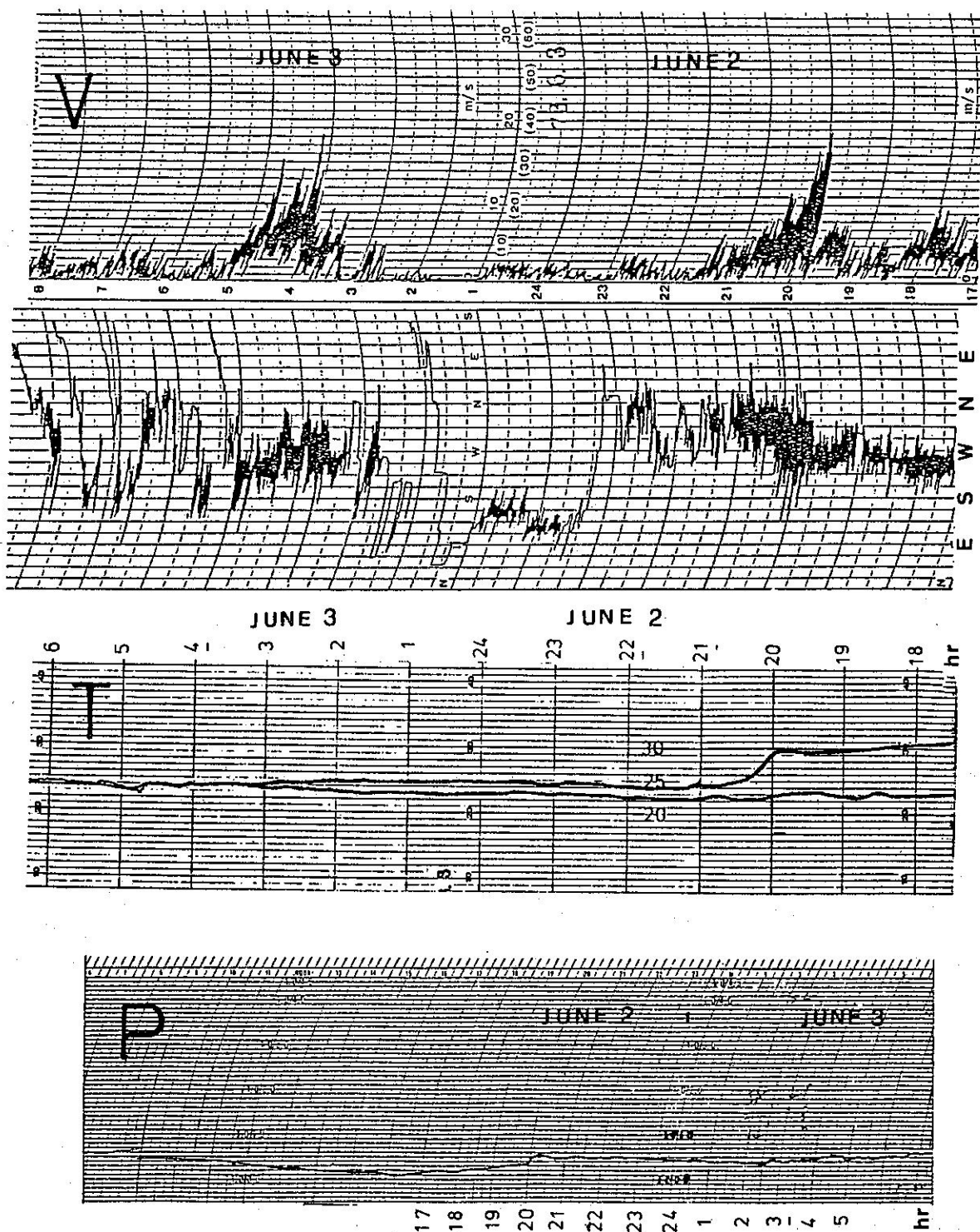


圖 8 1984年6月2日至3日臺北測站氣壓、溫度及風之自記錄資料
 Fig 8. The automatic recording data of the pressure, temperature and wind in Taipei from June 2 to June 3, 1984

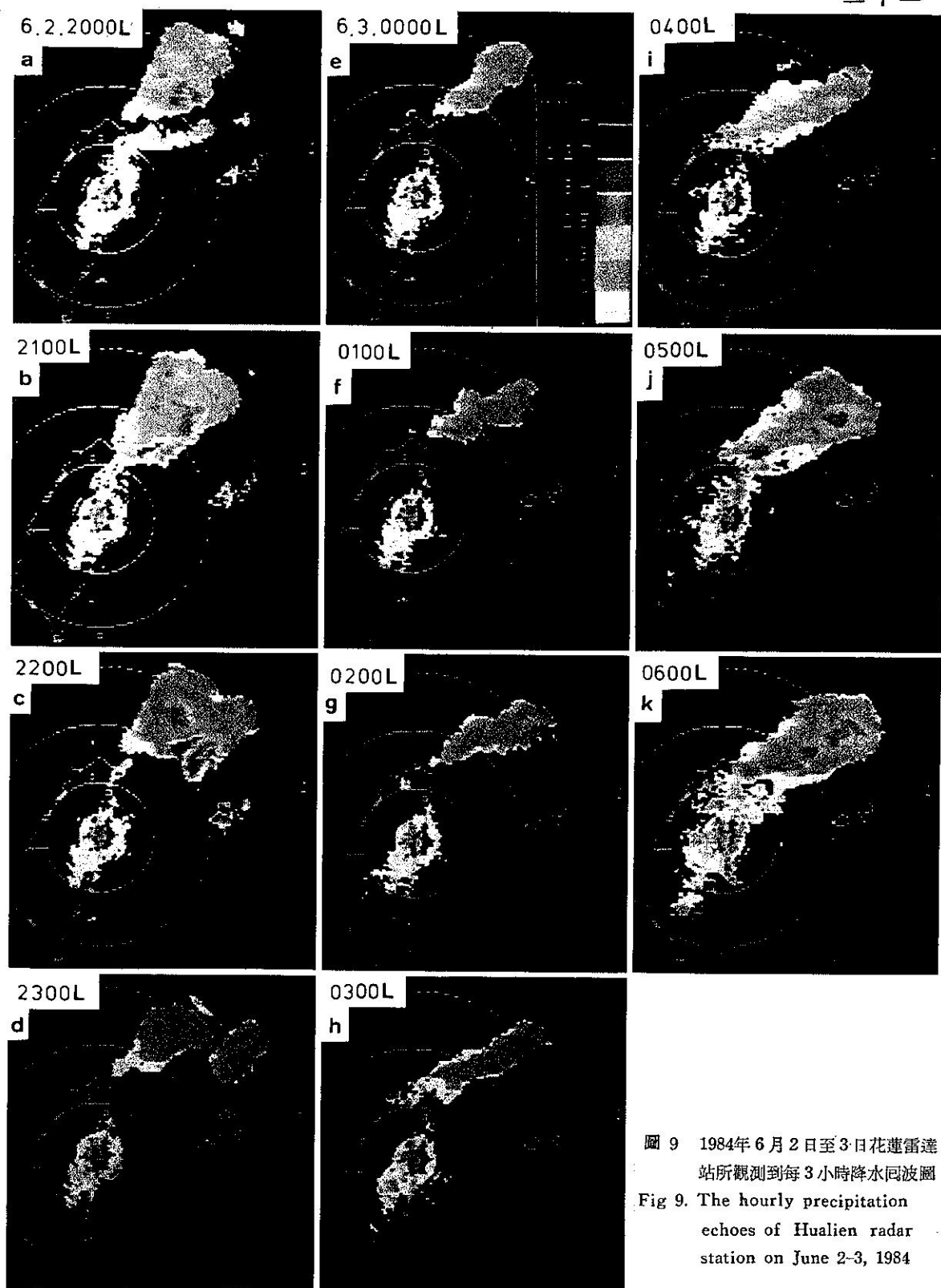


圖 9 1984年6月2日至3日花蓮雷達
站所觀測到每3小時降水回波圖
Fig 9. The hourly precipitation
echoes of Hualien radar
station on June 2-3, 1984

波(圖10)可看出6月2日2000L有一降水帶往東移(時速14kts),回波由本省東北邊往西南延伸至本省西北方外海附近,2100L略往東移,2300L由花蓮雷達站看出東邊的回波仍近似滯留但範圍減小,由高雄雷達站看出在本省北部沿海又產生一些降水回波且往東移,此與雲系分析圖7d一致,此時鋒面位置仍在本省北邊。6月3日0100~0200L由花蓮雷達站看出伴隨鋒面降水回波由本省北邊外海移至內陸,大約在鞍部附近,在此西南方有一類似弧狀回波在臺北上空附近,此與雲系分析弧狀雲系(圖7e)亦非常配合;0300L此弧狀回波東移發展與北邊鋒面降水回波往東南發展相交產生一降水中心在鞍部、竹子湖附近(有關降水量分析在下一

節討論)。另一新生降水中心在臺北西邊中壢附近。0400~0500L北邊鋒面的降水回波南移與臺北上空降水回波相交於臺北附近造成臺北地區降水增大,0500L以後降水回波往東南移,0700L以後逐漸往南移至本省北部山區,臺北地區降水回波減弱消失。

五、降水分析 (Analysis of precipitation)

(一)日雨量與時雨量

爲了詳細探討造成此次豪雨的降水分佈及其特性,經收集中央氣象局、民航局、空軍、臺灣大學、中央大學及臺電等單位,如圖11所示測站之每小

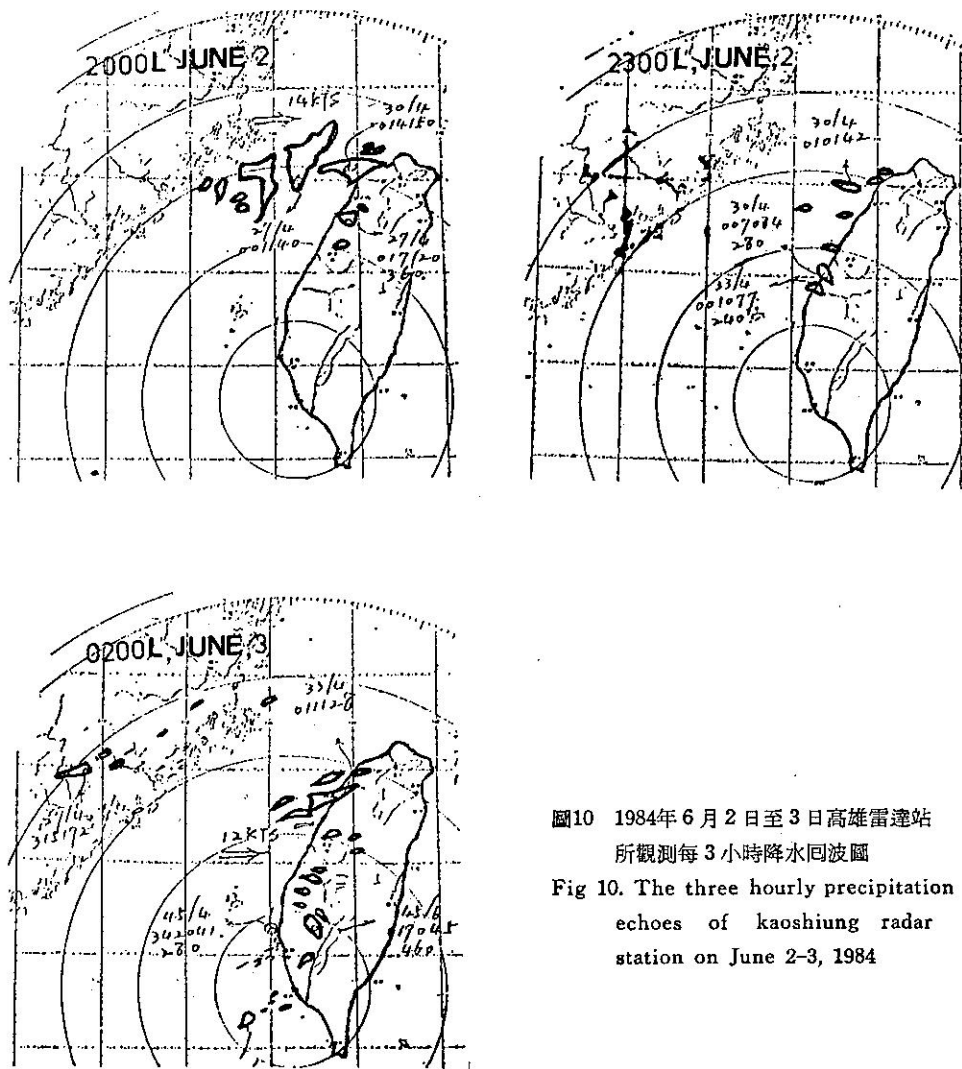


圖10 1984年6月2日至3日高雄雷達站所觀測每3小時降水回波圖

Fig 10. The three hourly precipitation echoes of kaoshiung radar station on June 2-3, 1984

時雨量資料及民用測站的日雨量資料加以分析。由圖12中之日雨量分析，可發現有三個主要暴雨中心，一在桃園的水尾（最大459mm），一在臺北市的公館臺大測站（最大400mm），另外一個在石門水庫的福山（最大304mm），這種排列位置及分佈與環流形勢、地形、水汽輸送及高空氣流均有密切的關係。爲了進一步了解各暴雨中心之隨時間的變化，由圖13中時雨量隨時間變化圖可看出6月2日2000L~2100L有一東一西向降水帶，2200L此降水帶減弱，2300L起北邊又產生一降水帶主中心在鞍部附近，並且繼續發展，此與雲系位置（圖7d中E所指）配合一致，由於最北邊彭佳嶼測站雨量很少，可見此對流系統就發生在本省的北邊，一直持續到6月3日0200L。此時除原來北邊東西向降水帶外，在臺北西邊桃園附近又產生一降水中心，此降水中心由前述雲系（圖7d、7e）及高雄雷達降水回波分析（圖10a、10b），可知此降水區是由本省西北部外海之雷雨胞移至本省所產生。0300L兩最大降水中心均發展，此時臺北地區已降雨，由雲系及降水回波（圖9g、9h、7d、7e）分析，可知雨量來自臺北西邊弧狀雲帶東移發展所引起。此弧狀雲帶最早可能由外海移至桃園之對流胞，降水減弱所產生，於2300L移至本省西北邊（圖10b、10c、13及7d），此弧狀雲帶繼續東移與北邊鞍部附近降水所產生的外流交互作用，使得弧狀雲帶發展，於0200L以後移至臺北上空造成降水（圖7d、7e、9g、9h及14）。0400L兩降水中心繼續增強，北邊的強烈中心已移至臺北附近，此與降水回波移動一致（圖9h、9i）。0500L原先西邊的降水中心減弱，而北邊的降水中心增強，最大中心就在臺北公館、臺大附近。由雷達降水回波分析（圖9i、9j）可知此雨量增大可能由鋒面南下抬升所引起。0700L以後系統往南南東移動，臺北地區降水減弱。

(二) 降水強度時間變化分析

由前述每小時降水量分佈，再配合衛星和雷達資料分析追蹤可知，此次豪雨系統存在一些中尺度系統降水現象。爲了檢視造成臺北地區豪雨系統的移動性降水帶的分佈及移動，乃根據前述測站每小時降水資料，採用類似Staff members of Tokyo University (1970) 分析颱風降水帶與地形關係的方法，抽取中尺度擾動之雨量，即定義 $\delta R(t) = 2R(t) - \{R(t-1)hr + R(t+1)hr\}$ ，其 $R(t)$ 表示在 t 時間結束之時的雨量， δR 的正值相當於在每小時降

水時間序列的最大值，分別作各測站不同時間的 δR 值。圖14表 δR 值隨時間之移動，6月3日0200L在圖中有二個最大降水區（ $\delta R \geq 0$ 區），此二區與前述雲系分析（圖7e中B和F所指示）非常一致，西邊 δR 的最大值與雷達回波在桃園所產生一致（如圖10c），而北邊 δR 最大值與鞍部發生之降水回波一致（如圖9g），0300L此二區合併，0400L~0500L時往東南移至臺北地區，0600L移至北部山區，0700L最大降水區又出現在臺大一塩寮之間，此後此降水區開始往南移，各地雨勢逐漸減弱。

六、近年來北部水患之探討

臺灣北部地區近年來曾遭受十大水患之侵襲，且造成龐大的災情（表二）。經分析這十次水患中，有七次爲颱風或颱風過後引入之西南氣流所致，有二次爲梅雨鋒面過境引起，只有一次係由冷鋒伴隨熱帶性低氣壓所引起。

由於臺北市及北部地區都市人口的大幅膨脹（約480萬人），加以建築物不斷興建，原是農舍及稻田的地方現已成爲高樓大廈，阻塞了洩洪及排水的疏道，而山坡地的開發更助長了逕流（run-off）之速率，如遇急驟暴雨即易造成積水洪汎。爲防止暴雨所帶來之水患，似可從兩方面着手：第一、加強洪水之防治（尤其城市地下水道）及警報系統。第二、提高天氣預報技術及預警措施。茲簡述於下：

在洪水防治及警報系統方面，可包括蓄洪、疏洪、避洪、治導、堤防及排水。並以防治計畫整體化，提高設計（排水功能）標準，加強河道及地下排水工程之維護整理，推廣大眾防洪教育與建立水災（洪水）警報系統進行。

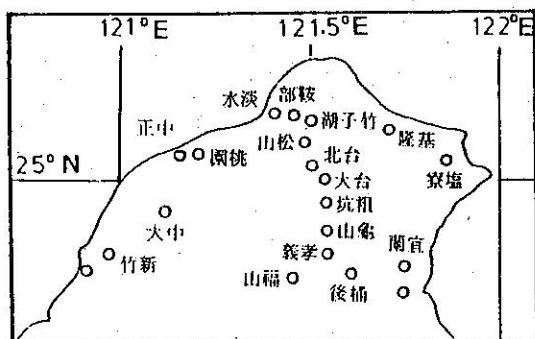


圖 11. 臺北地區每小時降水資料之測站分佈圖

Fig 11. The distribution of hourly precipitation station in northern Taiwan

表二 臺灣北部地區歷年 (1959~1984) 發生之水災

Table 2 The floods occurred in northern Taiwan areas between 1959 and 1984.

次號	時 間			災 害 原 因	人員傷亡			災 情 狀 況
	年	月	日		死亡	失蹤	受傷	
1	48	7	15	畢莉 (Billie) 颱風引起	21	9	50	北部積水嚴重
2	52	9	13	葛樂禮 (Gloria) 颱風引起	363	88	438	北部及中部均受損嚴重，損失為當時幣值新臺幣 5 億元以上。
3	55	9	12-13	艾爾西 (Elsie) 颱風引起	7	4	30	13 日晚間一場大雨，臺北市積水盈尺三張犁吳興街災情最重。
4	59	9	12	熱帶性低氣壓及鋒面	不 詳			木柵、景美、內湖、南港、士林、北投等六地區積水嚴重。
5	58	9	27	艾爾西 (Elsie) 颱風引起	93	12	371	強烈颱風掠過，全省均受害，北部地區損失不貲。
6	66	9	17-18	黛納 (Dinah) 颱風引起	不 詳			五十年來臺北市僅見大水災，受災地區包括大安區等十六個行政區
7	70	5	28	梅雨鋒面引起	8	—	2	桃園、新竹、苗栗大水為患，災情嚴重。
8	70	7	19	莫瑞 (Maury) 颱風引起	31	10	20	臺北市及近郊積水嚴重。
9	71	8	10-11	西仕 (Cecil) 颱風引入之西南氣流引起	21	6	9	林口、五股、新莊山洪暴發，約 2 天後積水始退。
10	73	6	3	強烈梅雨鋒面引起	32	5	12	臺北市及桃園縣、臺北縣積水嚴重，山崩塌方，約損失新臺幣 200 億元以上。

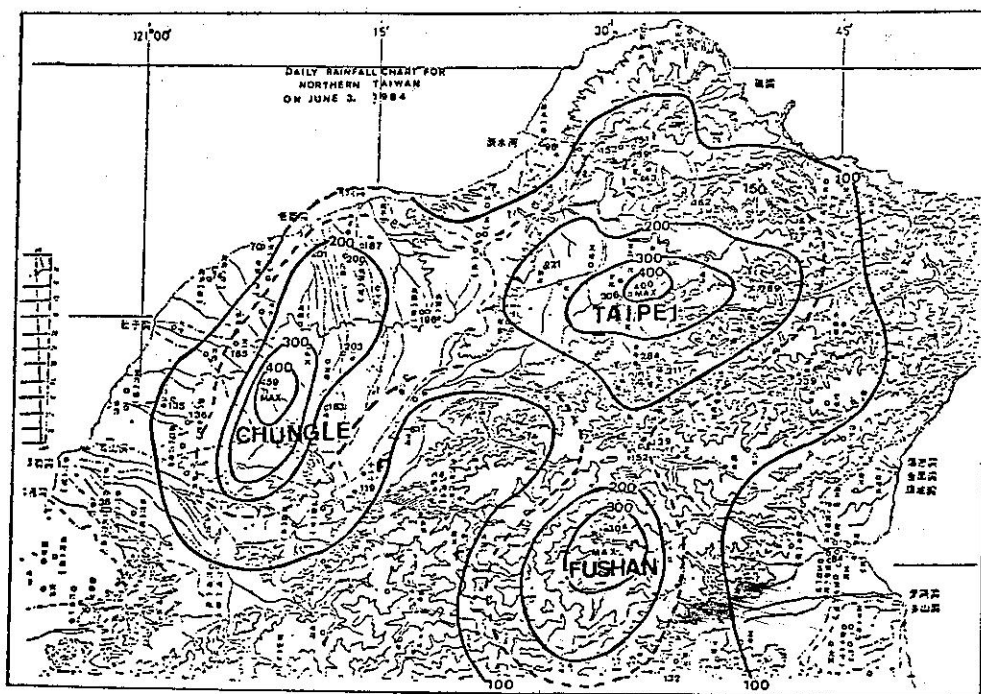


圖 12 1984 年 6 月 3 日臺灣北部地區日雨量分布圖

Fig 12. The distribution of daily rainfall around the northern Taiwan on June 3, 1984 (Unit:mm)

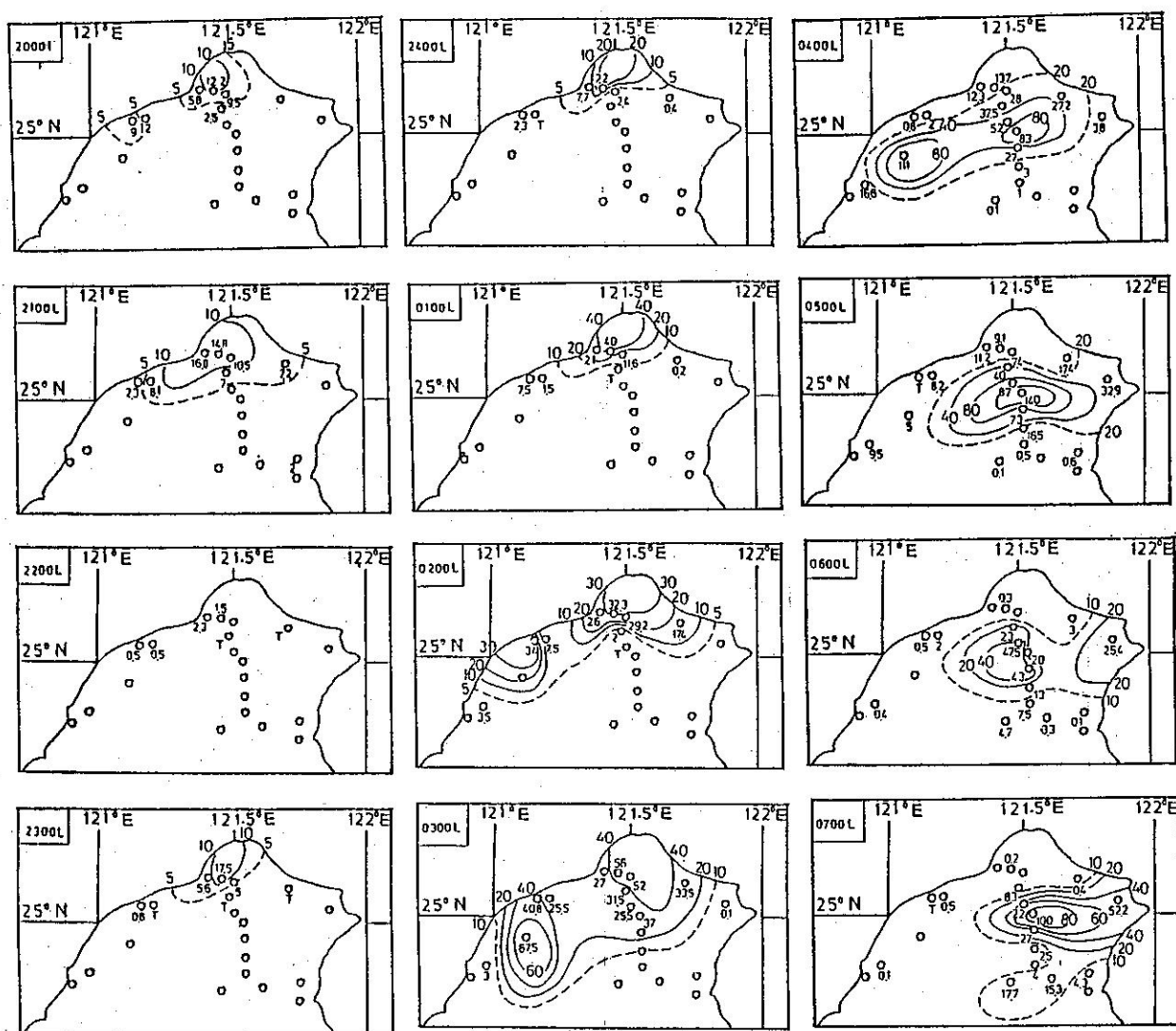
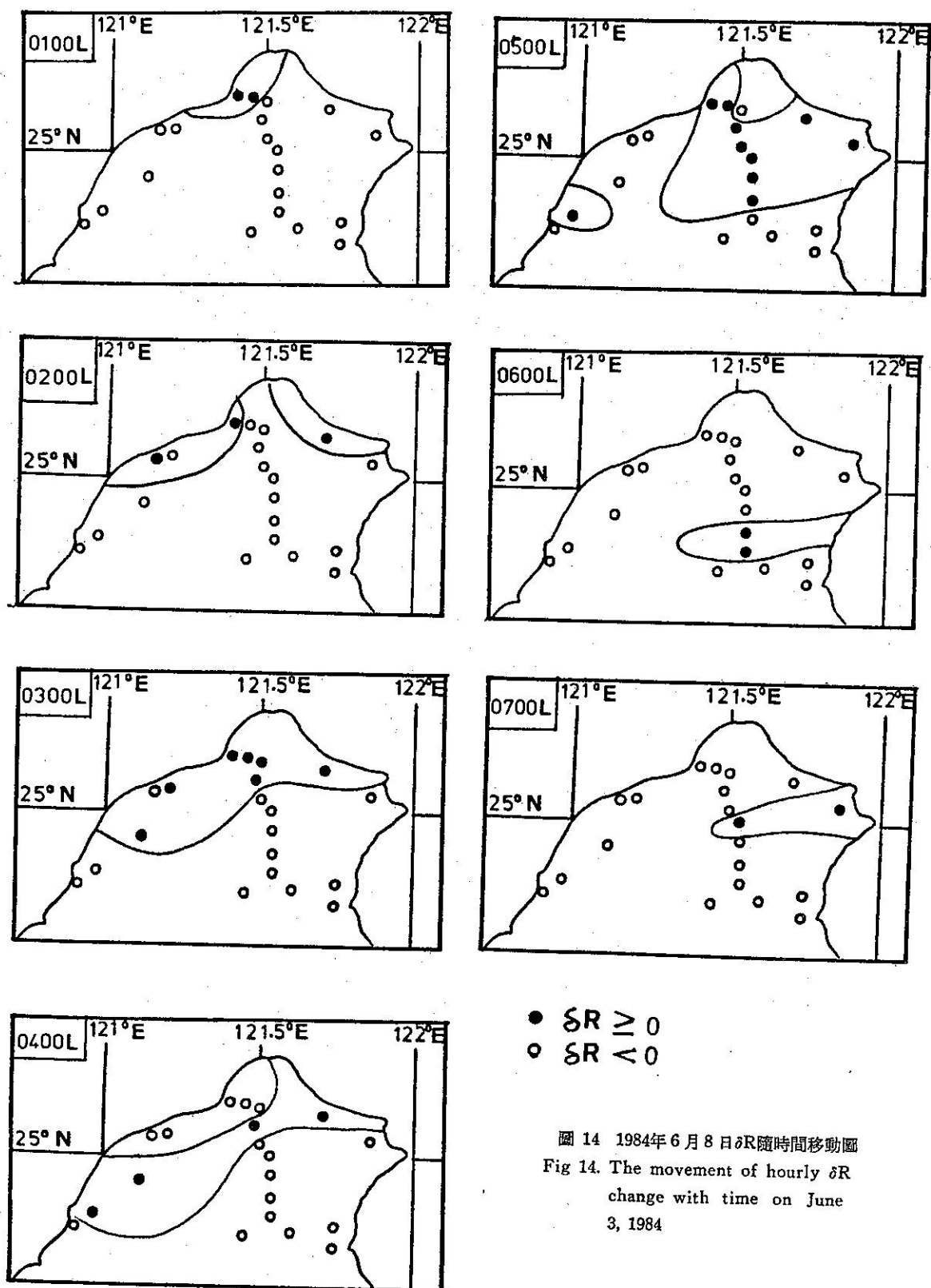


圖 13 1984年 6 月 2 日至 3 日臺灣北部地區每小時降水量分布圖
Fig 13. The distribution of hourly rainfall amount in northern Taiwan on June 2-3, 1984 (Unit:mm)

至於提高天氣預報技術及預警措施方面，除加強氣象科學之研究外，應增置現代化氣象設備（包括自動化觀測系統、密集探空站、氣象雷達及衛星、漂浮站等）和提高人才素質。尤有進者，發展一套以氣象雷達及衛星觀測以及密集觀測網的「極短

期天氣預報系統（very-short-range forecasting system）」已是刻不容緩之事。Beran 及 Macdonald (1982) 在「極短期預報系統的設計 Designing a Very-short-range Forecasting System」一文中，曾大略將預報系統，加以比較如下：



表三 預報系統之比較

Table 3 The comparison of forecasting system

特 點	預 報 區 分	中~長期預報	極短期或即時預報
預報時間		> 6小時	0~12小時
氣象尺度		線觀尺度 (Synoptic Scale)	中尺度 (mesoscale)
涵蓋面積		全球或洲際的	局部或區域性 (regional)
預報特性		全面性的 (General)	地點特別指定 (site-specific)
觀測方面			
時間間隔		許多小時	< 1小時
空間範圍		幾千公里	幾十公里
資料容量		中度 (每小時10 ⁶ bits)	大 (每小時10 ⁸ bits)
資料傳送率		慢 (分~時)	快速 (秒~分)
預報方法		數值的, 統計的	單一胞 (single-cell) 或系統外插 (即時預報)、中尺度模式、統計的
廣播系統		慢, 被動的	快速的, 採主動及被動兩種

由表三可知, 要想達成以上極短期或即時 (Nowcasting) 預報水準, 過去那些傳統的觀測資料, 其時間與空間解析度是不夠的, 必須改用密集的觀測資料, 例如逐時地面觀測、6小時高空觀測、都卜勒氣象雷達 (Doppler weather radar)、氣象衛星 (至少30分~1小時觀測)、海上漂浮站 (buoy) 等報告, 並配合中尺度及統計模式 (MOS) 之建立; 在廣播方面, 也要採用自動化, 那些人該知道? 那些人有興趣? 可將資料主動傳送給使用者。所謂區域觀測及預報服務標準規範 (Prototype regional observing and forecasting service) 勢必由有關單位聯合成立, 以改進即時預報之功能, 提早劇烈天氣之預警時間, 以減少災害發生, 保障全生命及財產安全。

七、結 論

本文針對1984年6月3日發生在北部地區的豪雨個案作一中尺度分析, 特別著重在伴隨豪雨發生的天氣形態, 有利條件, 激發機制及其原因, 由以上的分析與探討, 可歸納下述幾點結論:

1. 北邊有一近似滯留強烈鋒面, 與西南方有一短槽配合, 為此次豪雨有利發展的天氣形勢。

2. 低層射噴氣流及暖平流, 配合中層強烈冷乾空氣注入 (intrusion) 及高層強烈輻散流, 為豪雨發生前有利的氣象條件。

3. 大氣環境處在強烈對流不穩定的情況 ($\partial\theta_e/\partial p \sim 24^\circ\text{K}/400\text{mb}$), 極有利於對流的發展。

4. 在豪雨發生前整層垂直風切不大, 此與Maddox (1981) 分析暴洪或水患 (flash flood) 個案類似。

5. 豪雨的發生及持續發展, 與鋒面和弧狀雲線相交作用有關, 根據資料分析顯示臺北剛開始降水是由其西邊的弧狀雲線與其北邊雷雨胞降水所產生外流之交互作用發展而引起, 緊接著配合北邊鋒面或鋒面降水所產生的外流南下使得原來在臺北上空之降水增加, 因而造成臺北地區持續降水而引發豪雨。

總而言之北部地區之水患, 除導因於急驟之暴雨外, 人口及房舍之增加、山坡地之濫墾及濫建、溝渠自然崩坍及堵塞、市區下水道排水不良 (可能為垃圾造成)、河道荒於疏浚等均為可能之因素。為了預防水患之發生, 似可從加強洪水之防治及警報系統措施着手與提高天氣預報技術及預警作業, 並儘速完成區域觀測及預報服務系統 (PROFS) 之建立。

八、誌 謝

本文之完成特別感謝國立中央大學陳景森教授提供寶貴意見, 中央氣象局衛星站及劉明揚技士提供部份觀測資料, 花蓮及高雄雷達站提供降水回波圖, 以及中央氣象局科技中心同仁協助繪圖、謄稿, 在此一併致謝。

參 考 文 獻

1. 曲克恭及劉廣英, 1982: 臺灣豪雨及暴雨分布之研究, 氣象預報與分析, 92, 30—55。
2. 張儀峯、林沛練、徐天佑及劉廣英, 1982: 局部暴雨特性之分析研究, 中範圍天氣系統研討會論文彙編, 317—328。
3. 陳景森、丘台光及林沛練, 1984: 中尺度高壓與地面天氣的變化, 飛航安全天氣研討會論文彙編, 409—419。
4. 丘台光、洪理強及廖學鎰, 1982: 民國70年5月28日豪雨之研究, 中範圍天氣研討會論文彙編, 233—247。
5. 丘台光及廖學鎰, 1984: 華南及鄰近地區中尺度對流

- 系統之研究，大氣科學11期，85—100。
6. 紀水上，1978：臺灣梅雨期平均環流之初步研究，大氣科學第5卷第2期，17—32。
 7. Beran, D.W. and A.E. Macdonald 1982: Designing a very-short-range forecasting system, Nowcasting, Academic Press, 18-23.
 8. Holle, R.L., and M. W. Maier, 1980: Tornado formation from downdraft interaction in the FACE mesonet network. Mon. Wea. Rev., 108, 1010-1028.
 9. Liao, S.Y. and C.S. Chen, 1984: The preliminary study of organized radar echo of frontal systems and summertime convective systems. Proceeding Science and Engineering, Vol. 8, No. 4, 250-266.
 10. Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1978: Meteorological Conditions associated with significant flash floods. Preprints Conf. on Weather Forecasting and Analysis and Aviation Meteorology, Amer. Meteor. Soc. 44-51.
 11. Purdon J.F. W., 1973: Satellite imagery and the mesoscale convective forecast problem. Preprints 8th Conf. Severe Local Storm, Denver, Colo., Amer. Meteor. Soc., 244-251.
 12. Purdon, J.F.W., 1976: Some uses of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. Mon. Wea. Rev., 104, 1474-1483.
 13. Simpson, J., 1980: Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects, J. Appl. Meteor., 19, 477-487.
 14. Staff member, Div. Met., Tokyo Univ., 1970: Precipitation Bands of Typhoon Vera in 1959 (II). J. Met. Soc. Japan, 47, 298-309.

A Mesoscale Analysis of Heavy Rainfall on June 3, 1984 and the Discussion of Flash Floods in Northern Taiwan

Tai-Kung Chiou

Fu-Cheng Liu

Scientific and Technical Center of Central Weather Bureau, R. O. C.

Section Chief of Forecasting Center, Central Weather Bureau, R. O. C.

ABSTRACT

Using meteorological satellite images, radar pictures, automatic recording data and sounding data, we studied the cloud characteristics, precipitation distribution, circulation pattern, and the causes of a continuous development of a tremendous rainfall case on June 3, 1984.

The results indicated that low level jet stream, warm advection, short trough, dry cold air intrusion at the middle layer and strong diffluent flow at high level are favorable meteorological conditions for the generation of heavy rainfall. The occurrence of heavy rainfall and continuous development were related to the interaction of the front and arc cloud line. Precipitation began in Taipei after the interaction between outflow of a thunderstorm north to Taipei and an arc cloud line moved into Taipei area from west. This event was enhanced by the slowly southward movement front or outflow of precipitation associated with the front at northern Taipei. Therefore, the heavy rainfall took place.

Finally, the prevention of flash floods and the improvement of weather forecasting techniques are also simply discussed in this paper.