

民國73年6月3日台灣北部 地區豪雨之個案研究

丘台光 劉復誠

中央氣象局

(中華民國七十四年二月十五日收件，二月二十五日修正)

摘 要

本文對1984年6月3日發生在台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台北地區豪雨中尺度現象，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)，為引起此次豪雨系統產生的有利氣象條件，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。

根據資料分析顯示台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，緊接著北邊鋒面或鋒面降水所產生的外流南下使原來在台北上空之降水增大，因而造成台北地區持續降水而引發豪雨。

一、前 言

1984年6月3日清晨在台灣北部發生了一場罕見的暴雨並帶給台北市與鄰近的台北縣及桃園縣極大的災情。根據警政署於6月4日發佈的災情報告，合計死亡32人，失蹤5人，受傷12人，鐵路發生多處積水，塌方災害致交通中斷情況極為嚴重。

根據觀測資料顯示台北測站之日雨量打破六月份的歷史記錄外，時雨量在三日清晨4~5時的87.0公厘降水更接近1973年6月29日下午3~4時的87.5公厘記錄。台北連續每小時下雨超過15mm以上長達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、時間短(與綜觀尺度相比較)，經常與中尺度系統及現象有關(張等1982

；曲及劉，1982；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(trigger)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，亦是風暴維持及發展之主要因子。Purdon(1973, 1976)亦指出弧狀雲(Arc clouds)若與其他邊界(如鋒面，陣風鋒面，海陸風鋒面及輓線等)有相交時，其交界處常可產生劇烈天氣。Holle and Maier 1980年曾研究發生在佛羅里達的兩個陣風鋒面(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性質，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資料，對此豪雨個案

作一中尺度分析，以探討此次豪雨的雲系特徵，降水分布、環流形態，以及持續發展之原因。

二、天氣形勢

從1984年5月14日台灣地區進入梅雨期（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台灣地區，其中5月14日雖造成一百多公厘雨量，但仍不及6月3日的鋒系所引起的暴雨量。

由圖1(a)中地面鋒面的移動位置可知6月2日0200 L~1400 L均徘徊滯留在北部海面（L表中原時），其後方並伴有一高氣壓帶，迨至2日2000 L 整個鋒系大幅度調整而向台灣地區移動（東南向）。由850 mb 天氣圖分析（圖1(b)），6月2日2000 L除了北邊有一風切線外，在本省西邊100公里處尚有一短槽，在短槽前出現風速達40 kts 之低層噴射氣流。500 mb 天氣圖分析（圖1(c)）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。200 mb 天氣圖分析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2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2000 L），低層大氣（1000~4000 ft）的西南風分量增加5~10 kts 且出現低層噴射氣流，

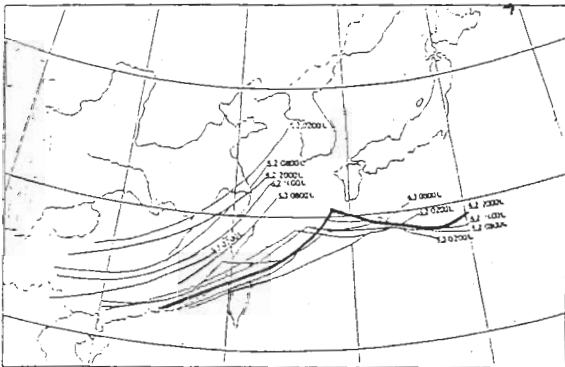


圖1(a) 民國73年6月2日0200 L至6月3日0800 L 地面鋒面及高壓脊線移動位置，L表中原地方時

強烈的西南風帶來高溫潮濕的空氣，使得1000~900 mb 相當位溫急遽增加，600~500 mb 間西風帶輸送較乾冷之氣流，助長此層相當位溫之急遽減少，而在1000~600 mb 間產生強烈對流不穩定 ($\partial \theta_e / \partial p \sim 24 \text{ }^\circ\text{K}/400 \text{ mb}$)，此與Liao and Chen (1984年)所分析類似。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，誘使強烈對流之產生。而由於鋒面移動緩慢，再加上中尺度擾動（弧狀雲線）與鋒面之交互作用（interaction）的現象（此點待第三

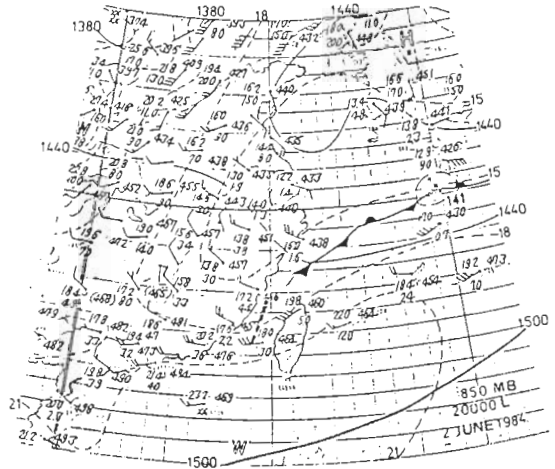


圖1(b) 民國73年6月2日2000 L 850 mb 天氣圖，虛線表等溫線，實線表等高線

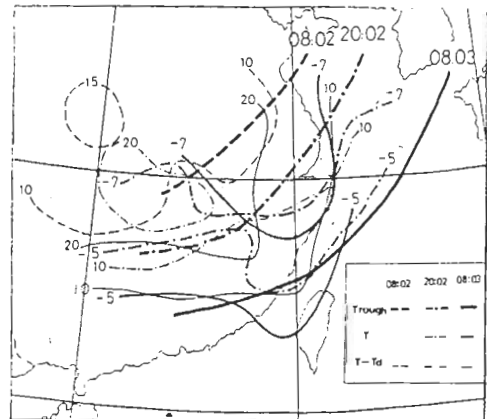


圖1(c) 民國73年6月2日2000 L 至6月3日0800 L 500 mb 槽線、等溫線及溫度露點差線之分布圖

、四、五節說明），使得北部地區產生了持續性的強烈降水。

三、雲系分析

由圖3日本GMS-1同步氣象衛星及美國繞極軌衛星所接收的圖片分析追蹤，可看出6月2日1400 L 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，1506 L 此對流雲帶發展且往東移。到了2000 L 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1955 L 左右移至本省北部造成氣壓突升、溫度驟降、風向改變，陣風達 18.6 m/sec（圖4），此現象與陳等（1984）所研究的相似。

2300 L 時北邊鋒面雲帶南移發展如圖中E所指，在本省西北方外海仍有些小對流泡發展，且有一弧狀雲線在本省西北邊產生（如D所示）並且與北邊鋒面雲系相交，到了6月3日0200 L 此弧狀雲線發展且向東移至台北地區，造成台北市區開始降水。在本省西北方外海又產生一些水平尺度 50 公里大小之強烈對流泡（如圖中F所指示）且往東移，此強烈對流泡一個個移至本省北部，再加上鋒面近似帶留，使得北部地區產生持續性強烈降水。

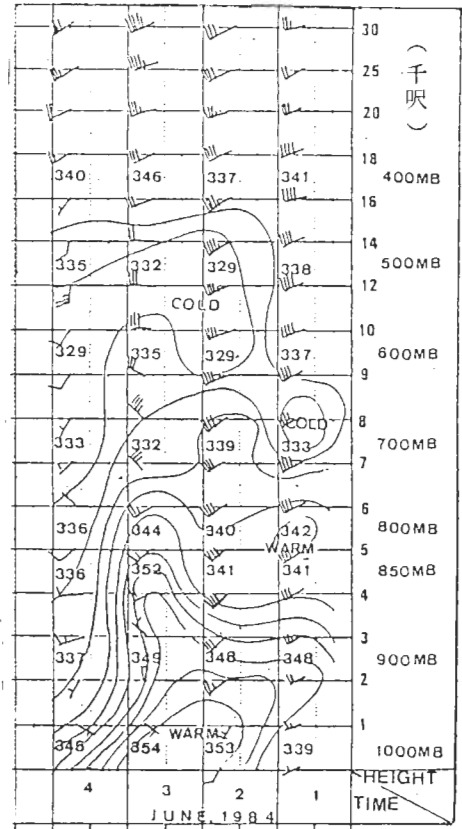
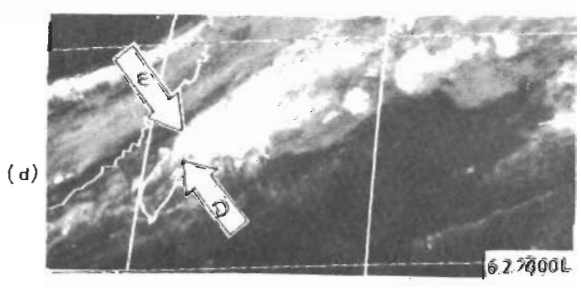
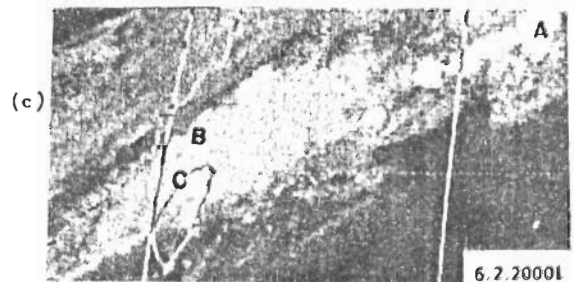
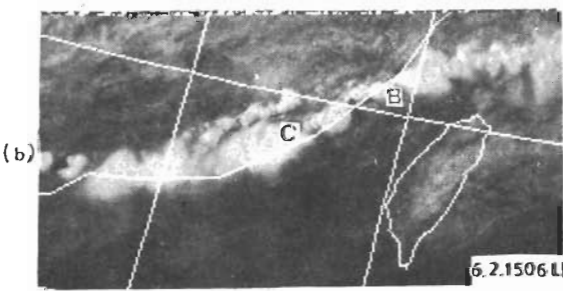
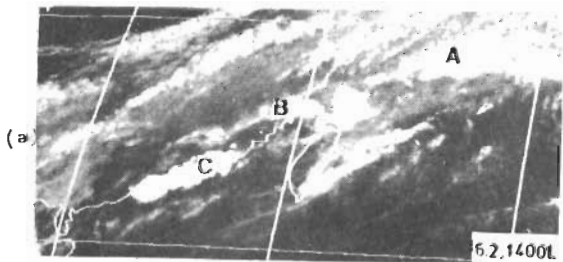


圖2 民國73年 6月2~4日台北板橋相當位溫及風場隨時間變化圖



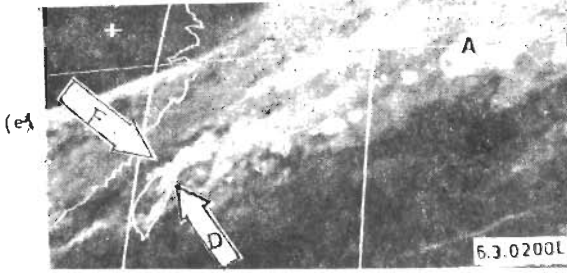


圖3 民國73年6月2日1400 L至6月3日0200 L之日本GMS-1氣象衛星及美國繞極軌道氣象衛星之圖片，其中(b)為繞極軌道NOAA-7氣象衛星圖片

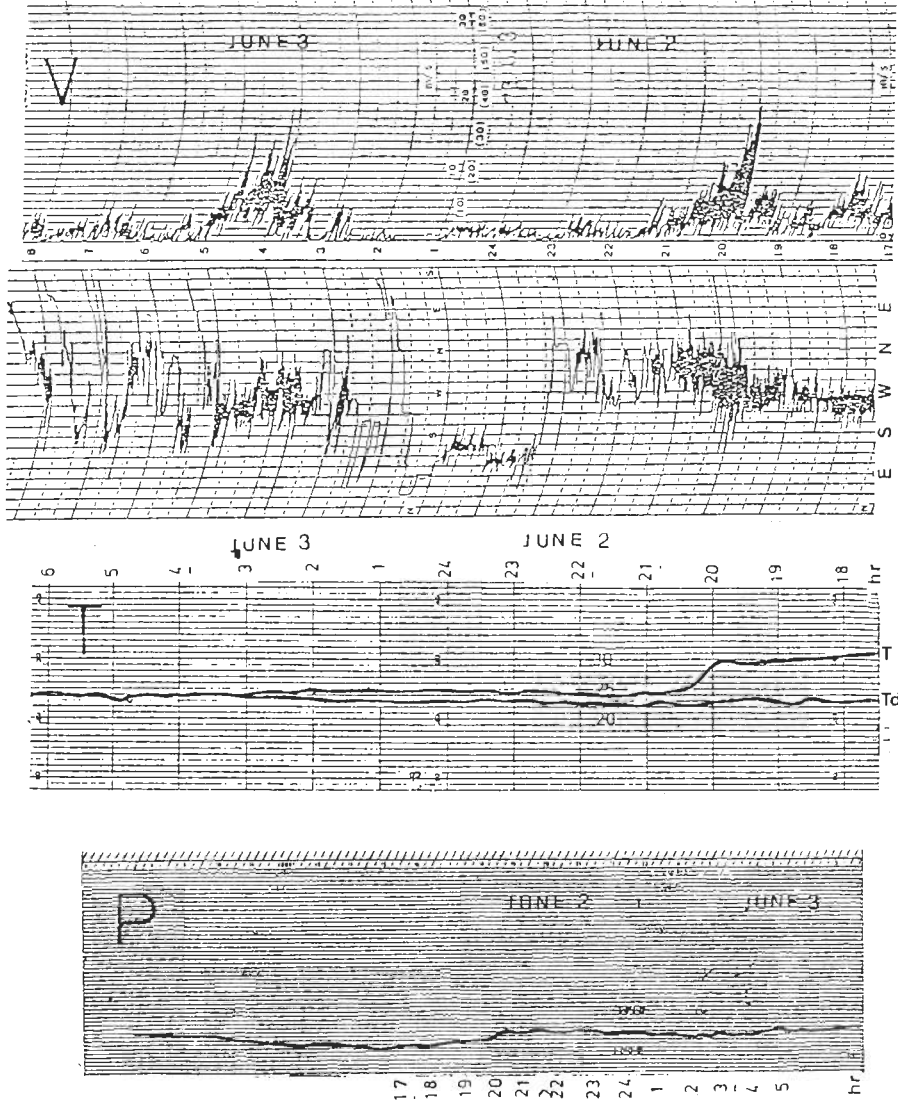


圖4 1984年6月2~3日台北測站氣壓、溫度及風之自記記錄資料

四、雷達降水回波分析

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，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3000 ft，故觀測到回波大約10,000 ft以上之回波，才可能偵測到。因沒有RHI觀測無

法確知回波發展高度。圖5為花蓮雷達站所觀測到每小時降水回波。圖中可看出6月3日0100 L~0200 L由花蓮站看出伴隨鋒面降水回波由本省北邊外海移至本省內陸大約在鞍部附近，在此西南方有一類似弧狀回波在台北上空附近，此與雲系分析弧狀雲系(圖3(e))亦非常配合；0300 L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台北西邊中壢附近。0400~0500 L北邊鋒面的降水回波南移與台北上空降水回波相交於台北附近造成台北地區降水增大，0500 L以後降水回波往東南移，0700 L以後逐漸往南移至本省北部山區，台北地區降水回波減弱消失。

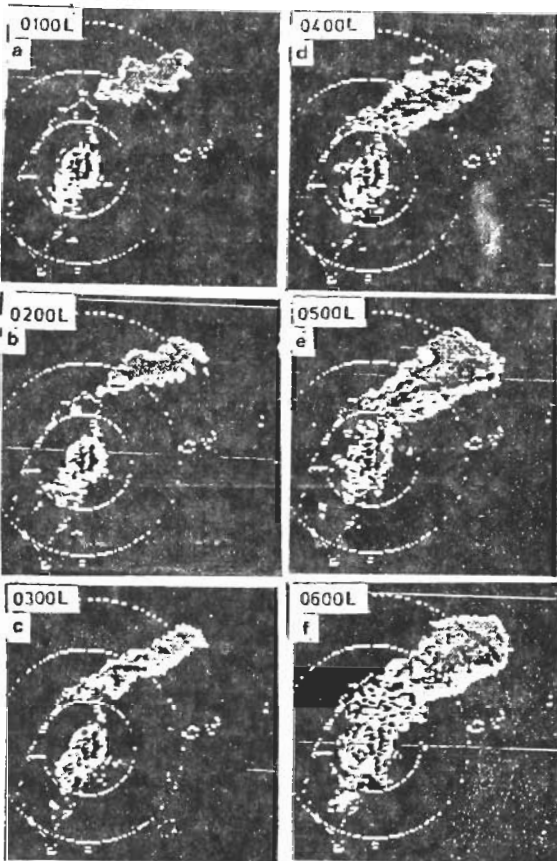


圖5 1984年6月3日花蓮雷達站所觀測到每小時降水回波圖

五、降水分析

(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，經收集氣象局、民航局、空軍、台灣大學、中央大學及台電等單位北部測站如圖(a)之每小時雨量資料及民用測站的日雨量資料加以分析。由圖6(b)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459 mm)，一在台北市的公館台大測站(最大400 mm)，另外一個在石門水庫的福山(最大304 mm)，這種排列位置及分佈與環流形勢、地形、水氣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7中時雨量隨時間變化圖可看出6月2日2000 L~2100 L有一東一西向降水帶，2200 L此降水帶減弱，2300 L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3(d)中E所指)配合一致，由於鞍部北邊彰化測站雨量很小，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0200 L。此時除原來北邊東西向降水帶外，在台北西邊桃園附近又產生一降水中心，此降水中心由前連雲系(圖3(d), 3(e))及高雄雷達降水回波分析(圖8(b), 8(c))，可知此降水區是由本省西北方外海之雷雨胞移至本省所產生。0300 L兩最大降水中心均發展，此時台北地區已降水，由雲系及降水回波(圖5 b, 5 c, 3(d), 3(e))分析，可知雨量來自台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2300 L移至本省西北邊(圖8(a), 8(b), 7, 3(d))，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0200 L以後移至台北上空造成降水(圖3(d), 3(e), 5 b, 5 c)。0400 L兩降水中心繼續增強，北邊的強烈中心已移至台北附近，此與降水回波移動一致(圖5 c, 5 d)。0500 L原先西邊的降水中心減弱，而北邊的降水中心增強，最大中心就在台北公館、台大附近。由雷達降水回波分析(圖5 d, 5 e)可知

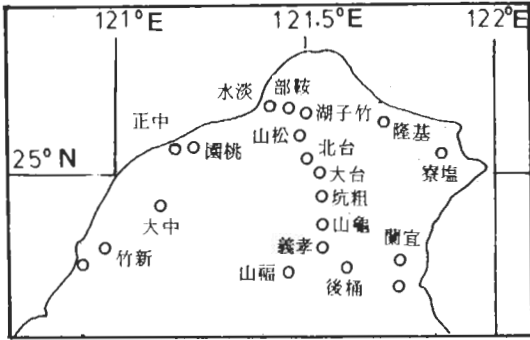


圖 6(a) 台灣北部地區時雨量測站位置分佈圖

此雨量增大可能由鋒面南下抬升所引起。0700 L 以後系統往南南東移動，台北地區降水減弱。

(二)由降水強度時間變化分析

由前述每小時降水量分佈，及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。為了檢定造成台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

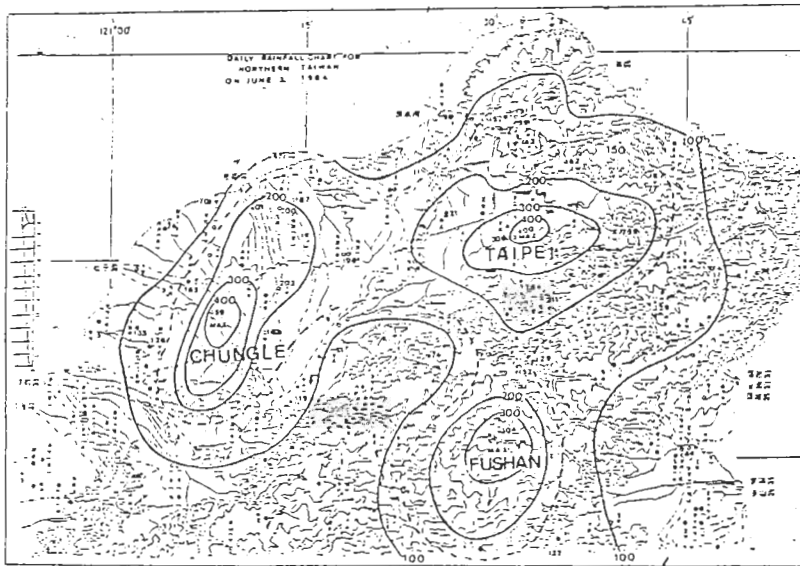


圖 6(b) 1984年6月3日台灣北部地區日雨量分佈圖

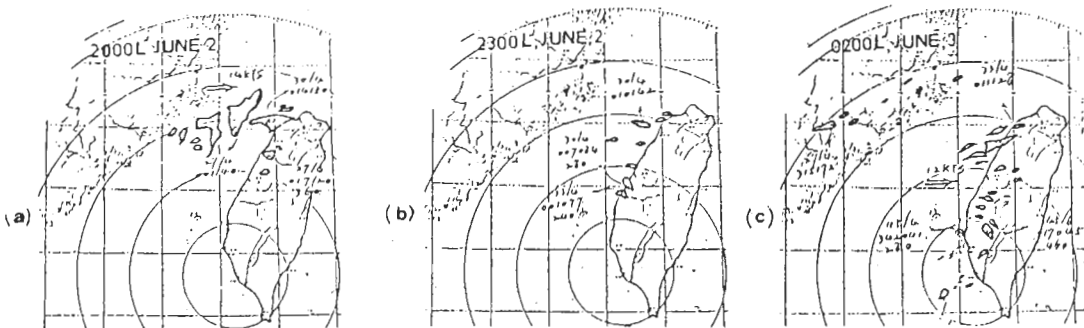


圖 8 1984年6月2~3日高雄雷達站所觀測每3小時降水回波圖

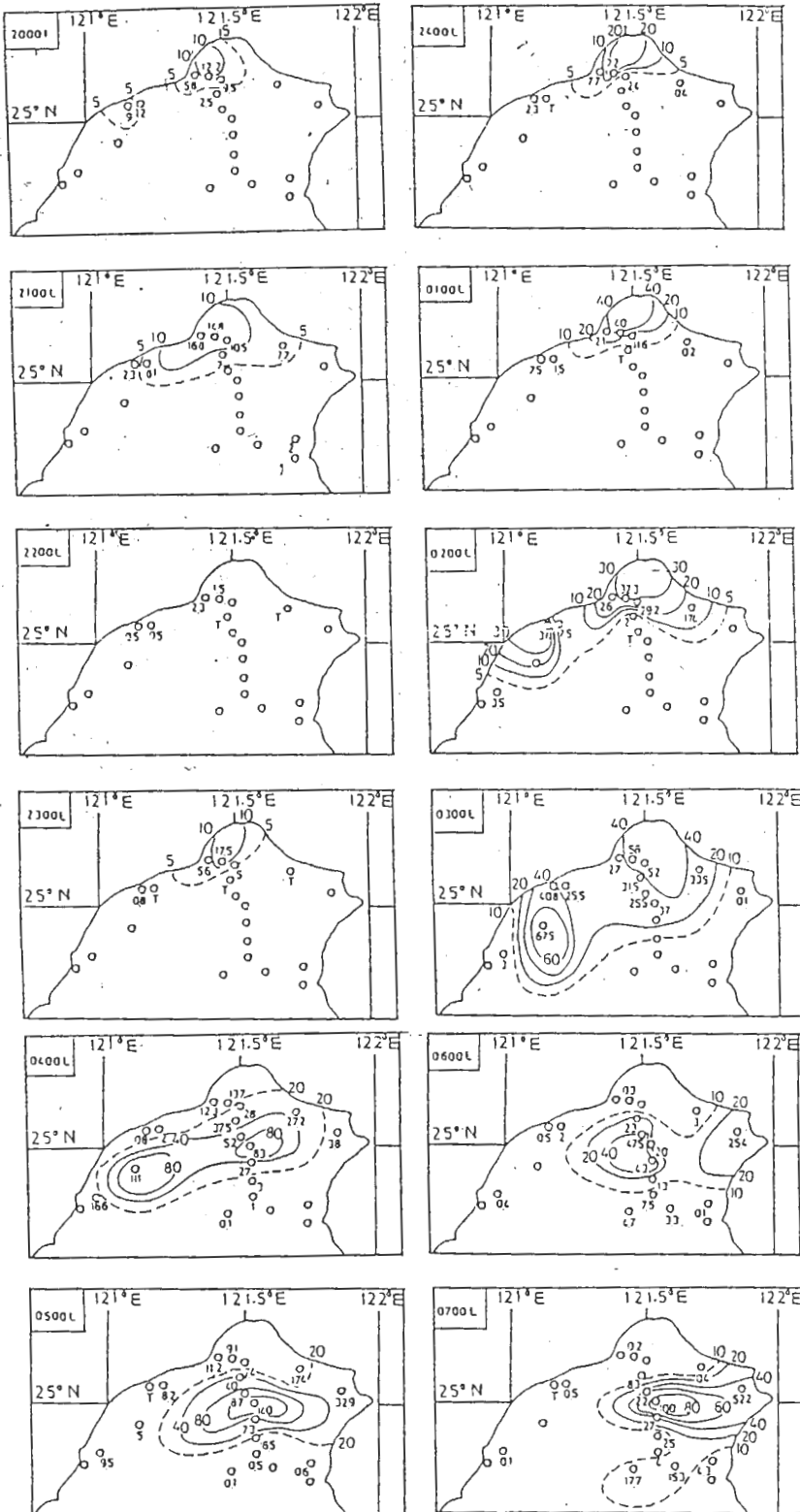


圖 7 1984 年 6 月 2 ~ 3 日，台灣北部地區每小時降水量分布圖
單位：公厘

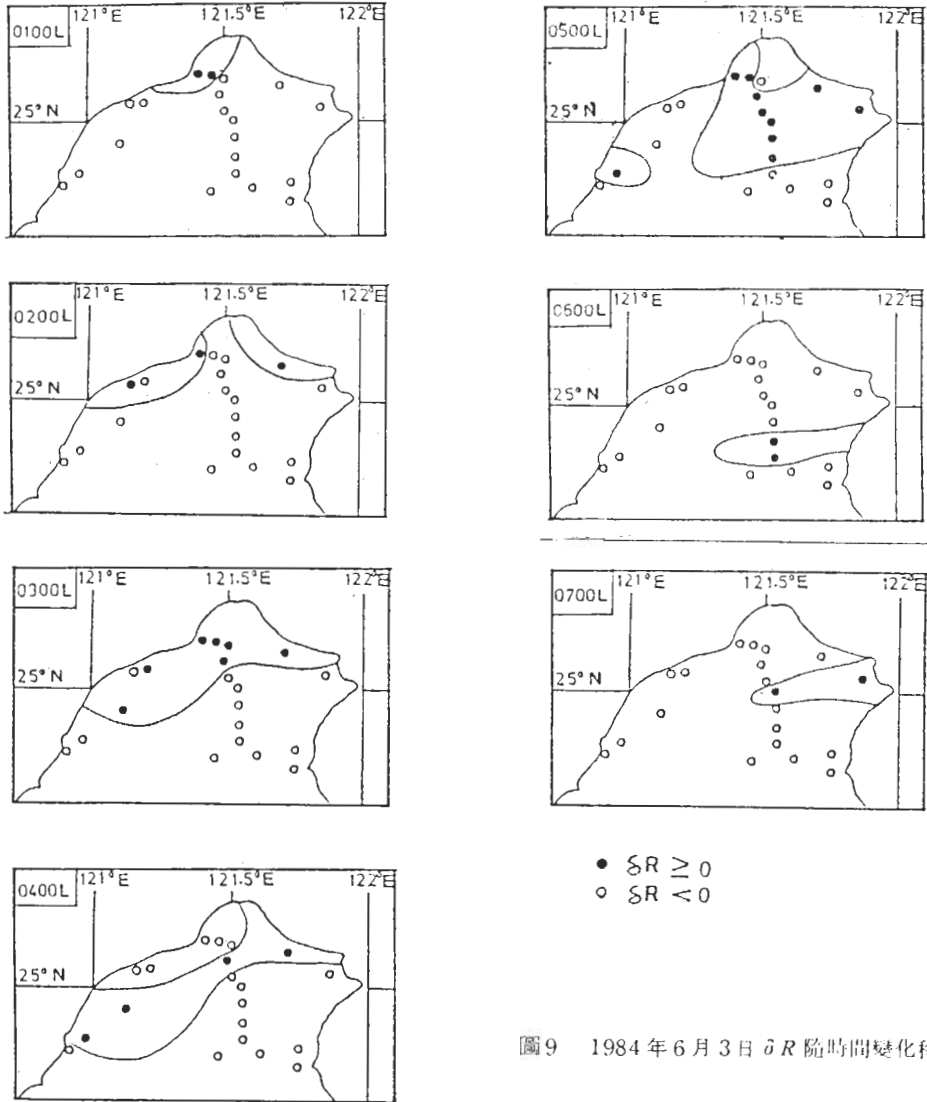


圖9 1984年6月3日 δR 隨時間變化移動圖

$$\delta R(t) = 2R(t) - \{ R(t-1)h_r + R(t+1)h_r \}$$

其中 $R(t)$ 表在 t 時間結束時的雨量， 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9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3(c)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8(c)），而北邊 δR 最大值與鞍部發生之降水回波一致（如圖5(b)），0300L此二區合併，0400L~0500L時往

東南移至台北地區，0600L移至北部山區，0700L最大降水區又出現在台大至塩寮之間，往後此降水區往南移。

六、總 結

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態。

2 低層噴射氣流及暖平流，配合中層強烈冷乾空氣注入 (in 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 ($\partial \theta_e / \partial p \sim 24^\circ \text{k}/400 \text{ mb}$)，極有利對流的發展。

4 由圖 2 知此豪雨發生前整層垂直風切不大，此與 Maddox et al (1978) 分析暴洪 (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，根據資料分析顯示台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台北上空之降水增加，因而造成台北地區持續降水而引發豪雨。

誌 謝

本文之完成特別感謝中大陳景森教授提供寶貴意見，以及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

丘台光、洪理強、廖學鎰，1982：民國 70 年 5 月 28 日豪雨之個案研究，中範圍天氣系統研討會論文集編，233~247。

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。

曲克恭及劉廣英，1982：台灣地區豪雨及暴雨量分佈之研究。氣象預報與分析，92，30-55。

紀水上，1978：台灣颱風期平均環流之初步研究，大氣科學 第 5 卷第 2 期，17-32。

陳景森、丘台光及林沛練，1984：中尺度高壓與地面天氣的變化，航空氣象與飛航安全研討會論文集編，233-247。

張鳳儀、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集編，317-328。

Holle, R.L. and M.W. Maier, 1980 : Tornado formation from downdraft interaction in the FACE mesonet network. Mon. Wea. Rev., 108, 1010-1028.

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.

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, Am. meteor. Soc. 44—51.

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.

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.

Simpson, J., 1980 : Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. J. Appl. meteor., 19, 477-487.

Staff member, Div. Met., Tokyo Univ., 1970 : Precipitation Bands of Typhoon Vera in 1959 (II). J. Met. Soc. Japan, 47, 298-309.

A Case Study of Heavy Rainfall in Northern Taiwan on June 3, 1984

T.K. Chiou F.C. Liu

Central Weather Bureau

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.