

1997年8月7日高雄豪雨個案之初步研究

汪庭安 林敬智
民用航空局航管組 文化大學地學研究所

摘 要

本研究針對 1997 年 8 月 7 日 TINA 颱風外圍環流所引發的對流系統所造成台灣西南部地區強烈的降水並構成豪雨的個案進行初步探討。藉由每 3 小時地面與 GMS 衛星紅外線數據化資料以及每 12 小時探空觀測資料，進行個案的診斷分析。除分析地面氣壓場外，亦分析大氣環境的相當位溫與相當位溫剖線，並計算對流可用位能、對流理查遜數及豪雨發生前後的可降水量，以探討環境條件的改變。

從綜觀天氣圖及降水特徵的情況來看，綜合研判造成本次豪雨的可能原因如下：強盛且深厚的輻合氣流、地形的舉升作用、伴隨而來暖濕且不穩定的氣團、低層有強烈暖平流且高層有強的輻散氣流、700mb 高空槽恰好東移至大陸東南沿海、及中尺度對流系統的影響。由豪雨發生前後的環境場分析顯示，對流的增強與中尺度低壓的發展有密切的關係，且此次發生在西南部豪雨的環境具有較大的對流可用位能、對流理查遜數與可降水量，其對流活躍度、對流高度亦大。

一、前言

1997 年 8 月 5 日至 8 日，TINA 颱風越過菲律賓東部海面後，其外圍環流與西南季風之共伴作用，引發中尺度對流系統，導致臺灣西南部地區豪雨，而造成嘉南地區的洪水災害。

由於台灣的地形約有 2/3 為高山所覆蓋，且山多陡峭。陳(1978)統計分析台灣地區雨量分布情形，均發現在梅雨季中最大降水通常發生在中央山脈的迎風坡。在地形雨的產生機制上，Smith (1979)及 Lin (1986)歸納分類如下：1. 穩定大氣下之上坡地形雨，2. 條件性不穩定大氣下之迎風坡上升運動地形雨或背風坡對流地形雨，3. 小尺度高山因 seeder-feeder mechanism 引起之地形雨，4. 西南季風或中尺度對流系統與熱力引發之下坡風的輻合所激發之地形雨，及 5. 伴隨鋒面之低層噴射氣流暖濕空氣上坡所引發之地形雨。

郭等(1997)利用 piecewise inversion 位渦反演及數值模擬來探討 1994 年南部豪雨的產生原因，其所探討個案為道格颱風離台後為臺灣地區引進西南氣流所帶來之豪雨及在南臺灣山區所形成的組織

性對流。該研究發現引進西南氣流之豪雨和颱風環境雲系交互作用有關，而山區對流則和大尺度環流及局部環流的交互作用有關。

本研究所選取的個案中，最大降水大致亦是發生在迎風坡，然而究竟其主要發生機制為何，則須加以分析研究來了解，這是本研究的主要目的。

二、資料來源與分析過程

本研究目前所使用以及未來預備使用之資料包括：

1. 中央氣象局，民用航空局，及其他民用測站之逐時降水之資料。
2. 中央氣象局填繪之亞洲地面及高空天氣圖。
3. 中央氣象局之 GMS 衛星雲圖。
4. 板橋及花蓮測站之探空資料。

在分析的方法上，我們希望藉由中央氣象局所存的每 3 小時地面降水資料與日本同步衛星 (Geostationary Meteorological Satellite, GMS) 紅外線數據化資料以及板橋和花蓮測站之每 12 小時探空觀測資料，進行個案的診斷分析。除分析地面

氣壓場外，並利用探空資料求取大氣環境的相當位溫 (θ_c) 與飽和相當位溫 (θ_{cs})，並計算對流可用位能 (CAPE)、對流理查遜數 (R_{ic}) 及暴雨發生前後的可降水量，以探討環境條件的改變。

依 Moncrieff and Miller (1976) 與 Weisman and Klemp (1982) 對對流可用位能 (Convective Available Potential Energy; CAPE) 所下的的定義，CAPE 為環境大氣對單位質量氣塊從自由對流面 (Level of free convection; LFC) 上升至平衡面 (equilibrium level; EL) 所作的功，即斜溫圖內的正區，為潛在性不穩定度的一個量度。CAPE 可由下式求得：

$$CAPE = \int_{Z_1}^{Z_2} g \left(\frac{\theta_{air} - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dZ \quad (a)$$

式內之 Z_1 為 LFC 的高度， Z_2 為 EL 的高度， θ_{air} 為氣塊位溫， θ_{env} 為未飽和的環境位溫。

依照 Moncrieff and Green (1972) 與 Weisman and Klemp (1982) 定義， R_{ic} 為 CAPE 與由垂直風切而來的總動能比，即

$$R_{ic} = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + \frac{1}{2}(\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2} \quad (b)$$

式內之 $(\bar{\quad})_6$ 與 $(\bar{\quad})_{0.5}$ 分別為地面上 6km 與 0.5km 高度的氣壓加權平均值。由 (b) 式可知， R_{ic} 與傳統的理查遜數 (R_i) 不同， R_{ic} 的正值愈大代表環境的 CAPE 愈多，但 R_i 的正值愈大代表環境的靜力穩定度愈大。

三、綜觀天氣與降水特徵

※地面

根據中央氣象局之地面天氣圖 (未示)，5 日 0000UTC，TINA 颱風中心氣壓為 970hpa，中心位於台灣東南海面 (約在北緯 20.0 度，東經 127.0

度)，中心附近最大風速 33m/sec，瞬間最大陣風 43m/sec，鋒面帶由大陸長江口向東北延伸至日本，並朝北北東方向移動，移速約 18km/hr。1200UTC，TINA 颱風朝北北西方向緩慢移動，鋒面帶已籠罩日本島，台灣地區仍受西南季風影響。

6 日 0000UTC，TINA 颱風繼續北移移速約 19km/hr，颱風中心氣壓為 960hpa，中心位置約在北緯 23.1 度，東經 126.2 度，中心附近最大風速 40m/sec，瞬間最大陣風 50m/sec，北部及北部山區有局部的短暫陣雨。1200UTC，TINA 颱風移至彭佳嶼東方海面，台灣地區的氣壓有明顯的下降，

到了 7 日 0000UTC，TINA 颱風已移至台灣東北外海，並持續朝北移動，移速約 17km/hr，颱風中心氣壓為 970hpa，颱風中心位置約在北緯 26.7 度，東經 126.4 度，中心附近最大風速 38m/sec，瞬間最大陣風 48m/sec，暖濕的盛行西南氣流與颱風外圍環流在台灣西南部匯合，其所導致的局部輻合可能是增強台灣西南部地區劇烈降水的機制之一。1200UTC，TINA 颱風朝台灣東北方向偏離，其外圍環流逐漸減弱、範圍縮小。

8 日 0000UTC，TINA 颱風中心氣壓為 970hpa，中心位置約在北緯 30.1 度，東經 126.1 度，中心附近最大風速 33m/sec，瞬間最大陣風 43m/sec，颱風持續朝北移動，移速約 19km/hr，已逐漸遠離台灣，但其導引自南海低緯區的潮濕且不穩定的氣流，仍造成台灣西南部地區的持續性降水。

※高空

在 700hpa 高空圖 (未示) 發現，南海附近有低層西南噴射氣流軸存在，並朝東方移動。由 500hpa 高空圖則可發現台灣地區有顯著的正渦度平流。分析板橋和花蓮的探空資料獲知，地面溫度持續增暖，中、低對流層溫度有明顯下降 (以 500hpa~700hpa 之間的溫度下降為最)，低層有強烈暖平流、高層有較弱冷平流。

※降水特徵

本次暴雨主要雨水來自兩次密集降水，以7日0時為界。圖一為1997年8月6日至8月8日之12小時雨量分佈圖，由圖中可見第一次降水之最大降水中心出現在大甲溪至濁水溪之間的迎風面及嘉南平原一帶，隨著對流系統的發展向東移動，於花、東一帶會合；第二次降水之最大降水中心主要出現在嘉南平原一帶，降水範圍僅有擴展和縮小的變化，直至8日12時之後才在蘭陽平原的迎風面一帶又有另一個對流系統出現。

四、引發本次暴雨之可能因素

從上述綜觀天氣圖及降水特徵的情況來看，初步研判造成本次暴雨的可能原因如下：

1. 強盛且深厚的輻合氣流—當颱風離開台灣，而其中心位置在東海、韓國或日本海一帶時，台灣為氣旋式之西南氣流所影響，由位渦度保守 (Conservation of Potential Vorticity ; $\frac{\zeta + f}{\delta p} = \text{constant}$) 之理論可知，此種西南氣流必有強烈的輻合和上升運動。
2. 地形的舉升作用—台灣中、南部之中央山脈的走向均為南-北向，而台中、彰化以北有東-西走向的支脈，旺盛的西南氣流碰到此處的山脈和支脈必將被阻擋，並順著山勢爬升而凝結且強烈降水；若此時再加上高空槽及時到達，則將為豪(大)雨提供大好的機制作用。由於台中以北的山脈大都偏西南至東北走向，與西南氣流近似平行，所以此區的抬升作用較中、南部為小，故北部的雨勢亦較中南部平緩且不明顯(李，1982)。
3. 伴隨而來暖濕且不穩定的氣團—颱風後方之西南氣流多屬高溫且非常潮濕的氣團，呈對流性及條件性不穩定的空氣層深厚，若在遭受某種機制的觸發而抬升，則將引發強盛之對流而造成大量降水，甚至暴雨。

4. 低層有強烈暖平流、高層有較弱冷平流—當低層有強烈暖平流(風向隨高度向上順轉)、高層有冷平流(風向隨高度向上逆轉)，則表示環境靜力不穩定度大，將可能導致豪(大)雨發生。由7日的探空資料得知，高層負區面積遠小於低層正區面積，代表低層有暖濕且旺盛的上升氣流，高層有輻散氣流，故引發強烈的降水。

5. 700mb高空槽東移至大陸東南沿海—於700mb，本省西部一帶多為西南西風，強風軸亦由廣東貫穿本省中部，且7日1200UTC有一短槽出現在廣東外海，於是台灣西南丘陵區域恰好在700mb高空槽附近，上升氣流最為旺盛，乃至引發強烈降水。

6. 中尺度對流系統的影響

五、未來展望

本研究尚在初步進行階段，未來將進一步逐一對可能造成此次暴雨的原因加以檢驗。除了將蒐集更多相關的觀測資料進行分析外，未來亦打算針對此個案進行數值模擬，以對此次暴雨有更深入的了解。

六、參考文獻

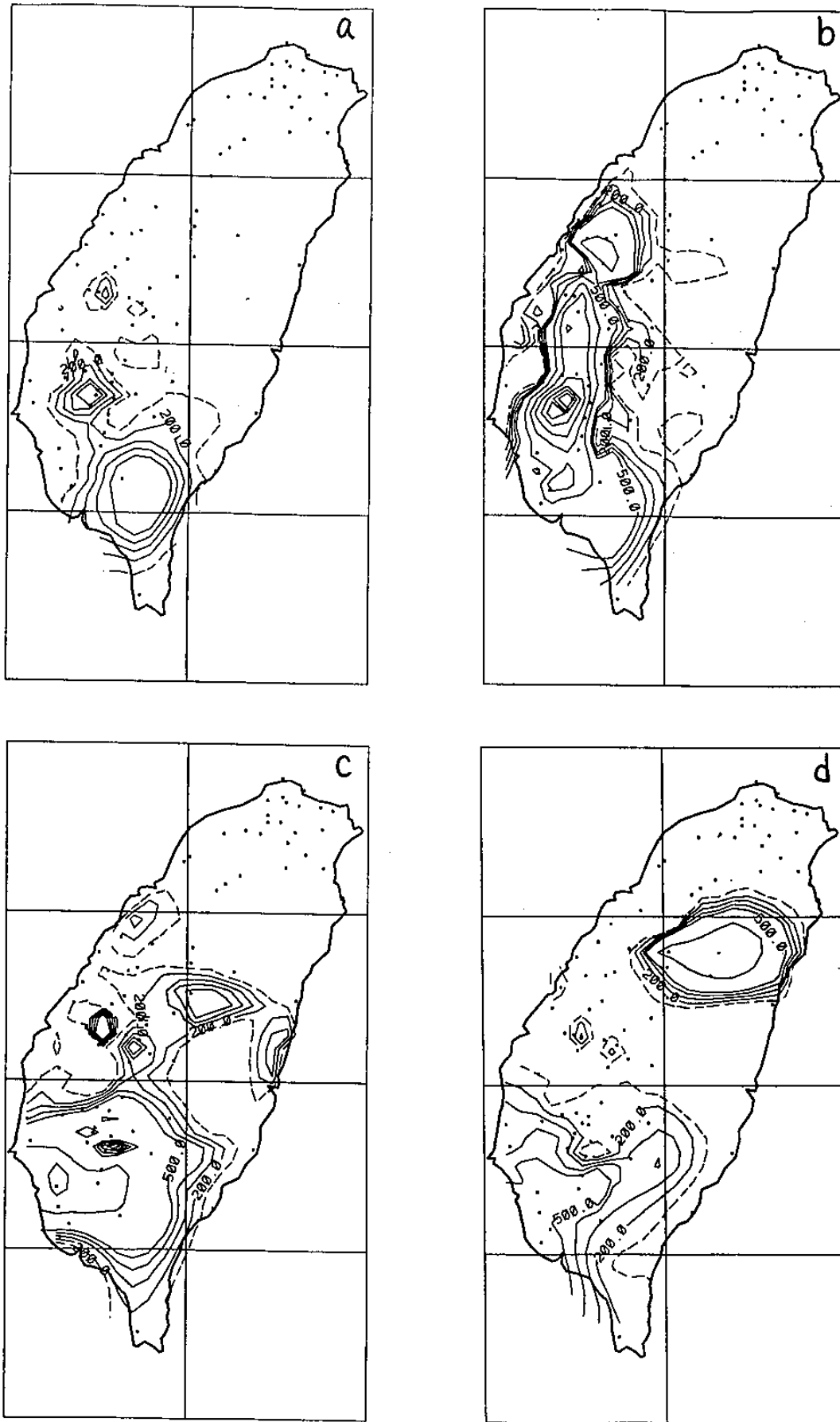
- 民航局(1996)：航空氣候年報，民用航空局飛航服務總台，170 pp。
- 曲克恭、陳正改，1988：琳恩颱風暴雨研究。大氣科學，第16期，第3號，253~262。
- 李富城、馬汝安，1982：颱風路徑與台灣雨量分布之研究。中範圍天氣系統研討會論文報告，163~175。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨季中尺度對流系統。台灣地區劇烈天氣研討會論文彙編，150-157。
- 郭鴻基、季明立、林熹閔，1997：台灣南部暴雨探討。海峽兩岸自然(大氣)科學師生論文發表研討會論文彙編，136~144。
- 游福來，1993：台灣地區暴雨特性與地形關係。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- Lin, Y.-L., 1986: A study of the transient dynamics of orographic rain. Pap. Meteor. Res., 9, 20-45.
- Moncrieff, M.W. and J. S. A. Green, 1972:

The propagation and transfer properties of steady convective in shear. Quart J. Roy. Meteor. Soc., 98, 336-352.

Moncrieff, M.W., and M. J. Miller, 1976 : The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall line. Quart J. Roy. Meteor. Soc., 102, 373-394.

Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. Adv. In Geophys., Vol. 21, B. Saltzman (Ed.), Academic Press, 87-230.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon. Wea. Rev., 110, 504-520.



圖一，1997年8月6日至8月8日之12小時雨量分佈圖，時間為 (a) 6日12時~24時，(b) 7日 0時~12時，(c) 8日 0時~12時，及(d) 8日12時~24時。