

敏督利颱風登陸後中南部豪雨的三個降雨階段

顏自雄、戴志輝、鳳錦暉、莊閔翔

空軍氣象中心

(2004年12月25日收稿；2005年01月30日定稿)

摘要

二〇〇四年七月一日敏督利(MINDULLE)颱風侵襲台灣地區，除造成迎風面及行進路徑上的東部、北部地區降雨(最高日雨量約530毫米)之外，當颱風北上遠離後，亦為中南部地區帶來連續四日(七月二至五日)的降雨，其中七月二至四日最大日雨量分別達到709.5、690.5及839.5毫米。由時雨量、雲頂溫度分析及雷達回波顯示，颱風外圍環流雨帶、中尺度對流複合體的發展及西南氣流等不同階段的連續出現，是造成台灣中南部地區豪雨的主要原因；換言之，在颱風北上之後，儘管台灣地區普遍均處於持續性的西南氣流環境下，但造成豪雨的原因及過程應加以區分，不可混為一談。

關鍵詞：降雨階段、中尺度對流複合體、西南氣流。

一、前言

造成局部高累積雨量的原因，不外乎是持續性降雨，或瞬間的大雨所致，其過程可透過劇烈降水與基礎成份(高降水效率、低層噴流、陡峭地形、利於氣流輻合的地形、高水氣含量、綜觀上升運動、移動緩慢的對流系統、具潛在或對流不穩定之氣層)之間的關係加以說明(Doswell et al., 1996; Lin et al., 2001)。以風向及天氣系統的角度來看，台灣地區系統性降水事件可歸類為三類，分別為盛行氣流被地形舉升、梅雨季的中尺度對流系統及颱風侵襲等(顏等, 2003)。就颱風而言，地形會影響局部雨帶消長(李與蔡, 1995)，並影響路徑(Brand and Brelloch, 1974; Kuo et al., 2001)與雨量分布(Wu et al., 2002)。至於颱風所引進之(西南)氣流，因地形舉升釋放潛在或對流不穩定，致迎風面(台灣西南部)明顯降雨，已有多篇研究探討過(吳等, 1999a, b)，且是作業界所熟知並經常援用的概念，甚至在地形影響下，西南氣流也有機會在迎風面以外地區(如背風面的台灣東南部)降下豪雨(潘等, 2004)。又研究發現地形降水常與低層噴流(LLJ)有關(Lin, 1993; Buzzi et al., 1998); Chiao and Lin (2003)針對1999年Rachel颱風導致台灣西南部豪雨個案，透過觀測與模擬結果之比對，發現降水可區分為颱風外圍雨帶、西南氣流與颱風環流合成之低層噴流、以及西南氣流等三個階段。至於與中尺度對流系統

相關之研究，雖可歸類為維持、加強與運動等三方面，且伴隨鋒面、發展於陸面或熱帶洋面的特徵亦有所差異，但潛在或對流不穩定的邊界層則為共同的重要綜觀條件之一(Houze, 2004)。

敏督利颱風於二〇〇四年七月一日晚間自花蓮附近登陸，稍後由西北部出海，然而在其北上遠離台灣之後，卻仍為中南部帶來連續數日的豪雨，造成淹水、土石流等災情頻傳，直到七月五日降雨才逐漸緩和。儘管個案期間台灣附近低層均為西南風(圖1)，但七月二至五日的日雨量(圖2a至d)卻顯示出三項明顯的特徵：(一)內陸雨量較沿海為高；(二)七月五日的降雨強度明顯較之前的三天為弱；(三)七月二至三日，西部沿海及內陸與東部之間的雨量對比明顯，然而在七月四至五日，雨量均集中於內陸，西部沿海與東部之間的降雨強度差異不大。因此，儘管七月二至四日的最大日雨量極端值差異不大，但就降雨的空間分布而言，在七月四日以前和之後，卻有非常明顯的區隔，隱含西南氣流環境在豪雨過程中應該還是有些改變；而本研究將從降雨分布特徵出發，透過衛星與雷達影像的分析，目的是要明確對個案過程區分出不同的降雨階段，作為未來研究應用的基礎。本文第二節回顧降雨特徵與雲系發展過程；第三節再利用雷達回波，配合前一節的結果，以區分出降雨的階段；第四節則為結論與未來展望。

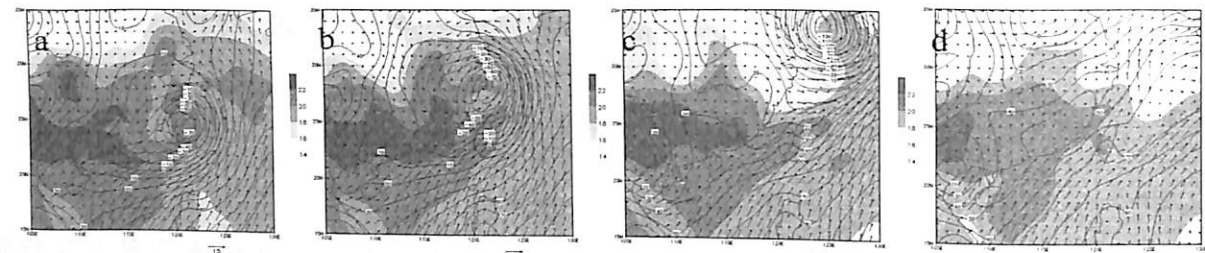


圖1 七月(a)二、(b)三、(c)四至(d)五日 0000 UTC 之 1000 hPa 重力位高度、風場及水汽場。其中等值線為重力位高度；箭頭為風場，單位為 ms^{-1} ；色階為水汽場，單位為 gkg^{-1} 。

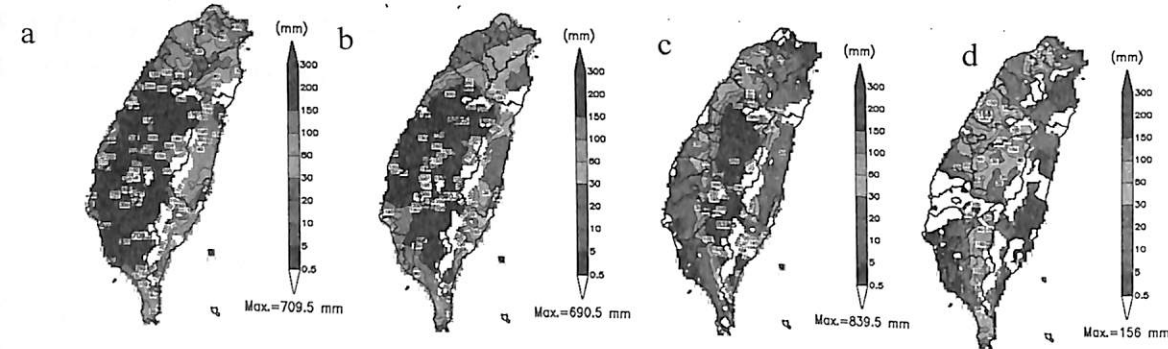


圖2 七月(a)二、(b)三、(c)四至(d)五日全島日雨量(單位為 mm)。

二、降雨特徵與雲系發展過程

(一) 時雨量

降雨是天氣過程的綜合表現，如果雨量分布隨時間有顯著的差異，則代表天氣系統與環境是不斷變化的，因此在本個案過程中，西部地區雨量的變化特徵，例如緯度相近但與海岸線距離不同的測站之間、以及不同緯度的測站之間，其降雨的、空特性就值

得進一步討論，我們先選取清泉崗與台南機場(後續簡稱沿海測站，測站代碼分別為 46770 及 46743)，及中央氣象局四個位於內陸的自動雨量站(後續簡稱內陸測站，分別為 C0E61、C0S75、C0F90 及 C1V24)的時雨量資料，以凸顯個案期間降雨分布的時空特徵(前述各站地理位置如圖 3)。

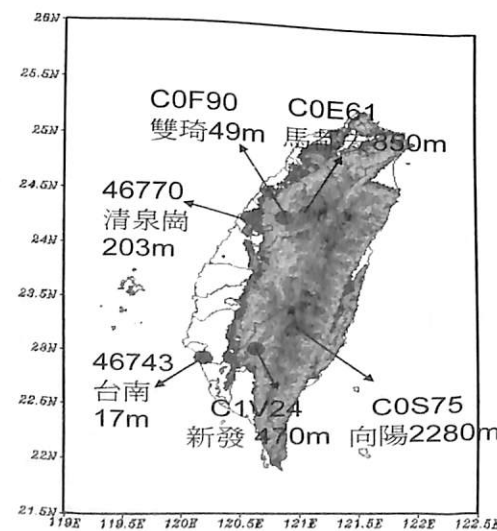


圖3 空軍清泉崗與台南機場，及中央氣象局四個自動雨量站名稱、地理位置及標高。

沿海測站時雨量時間序列(圖 4)顯示，連續性大雨僅出現於七月二日清晨至七月三日上午，之後降雨則頗為零星，但相較於沿海降雨趨緩後，內陸還出現了第二次的連續性大雨，時間出現在七月四日凌晨至深夜間(圖 5)。除了七月五日在內陸之外，其餘時段及區域的降雨均無明顯日夜變化特徵。比較相近緯度測站間的差異性(圖 6a 及 b)，在七月三日上午之前，內陸最大時雨量均稍

強或相當於沿海，甚至偶有沿海高過於內陸者。但七月三日上午以後，內陸時雨量明顯高過於沿海近一個數量級的趨勢十分明顯。又不論是在沿海或內陸，連續性大雨出現與結束的時間，南部均較中部有提前之現象。為了解這種雨量分布特徵與雲系演化過程的關係，我們利用紅外線衛星雲圖分析雲頂溫度。

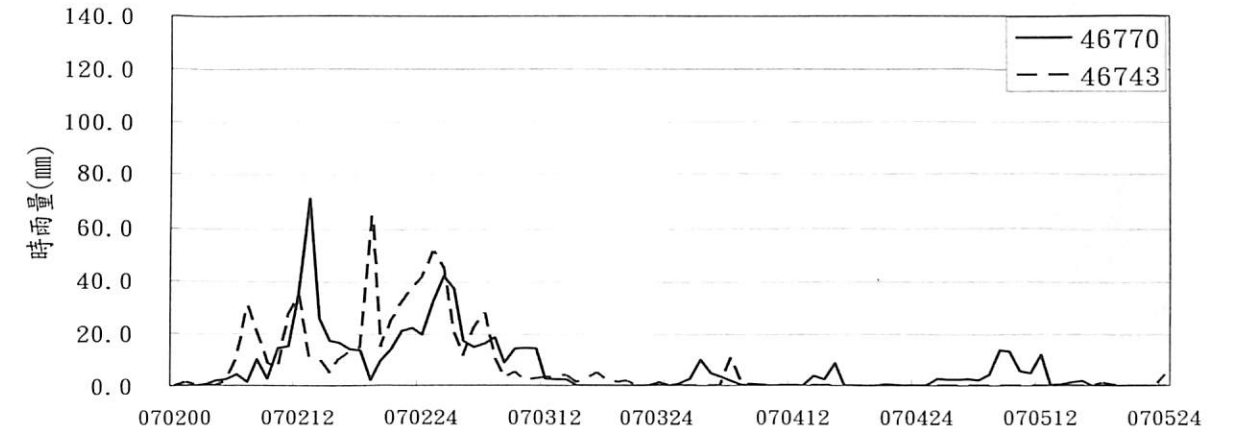


圖4 個案期間清泉崗及台南機場時雨量時間序列；橫坐標六碼為本地時間，前四碼為月、日，後兩碼為時。

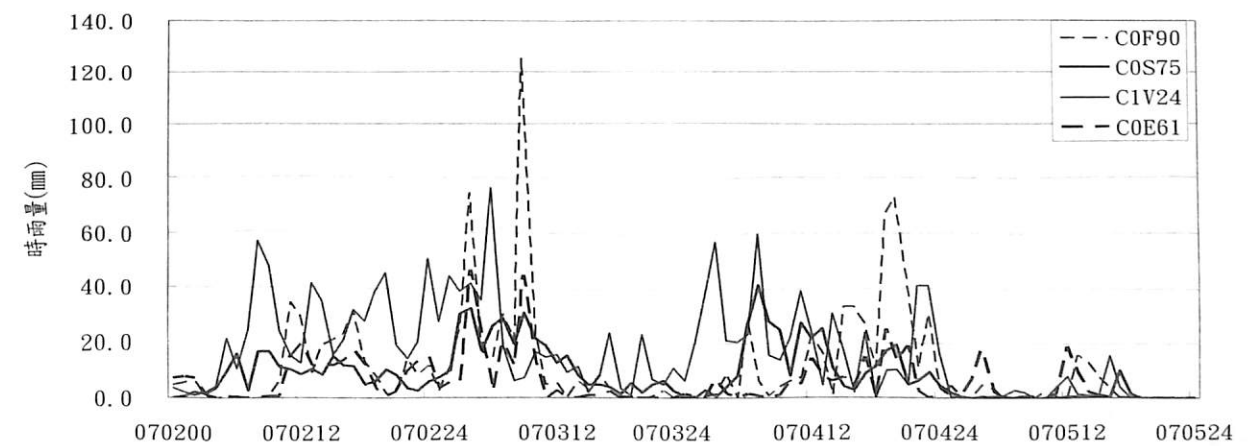


圖5 同圖 4，但為中央氣象局四個內陸雨量站。

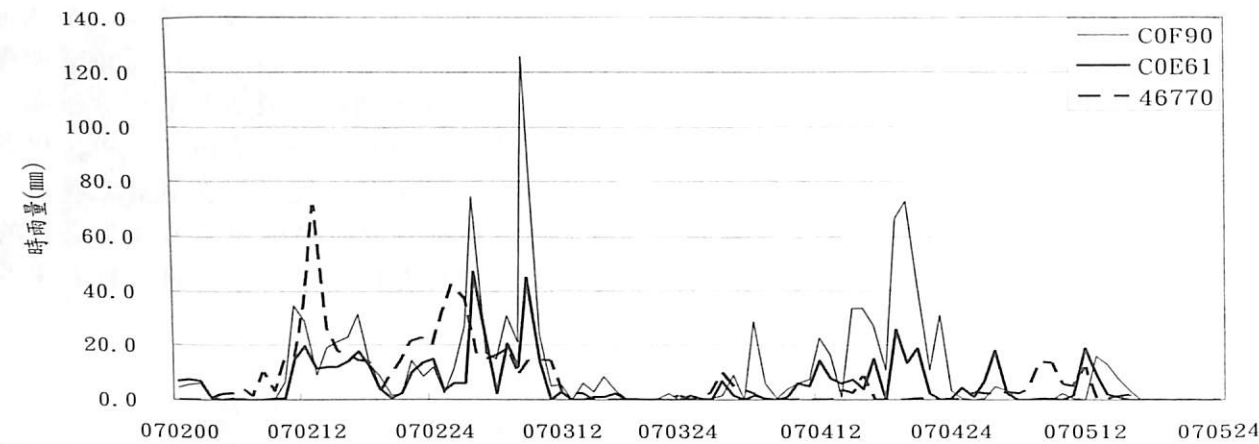


圖 6(a) 與清泉崗相近緯度測站時雨量時間序列；橫坐標六碼為本地時間，前四碼為月、日，後兩碼為時。

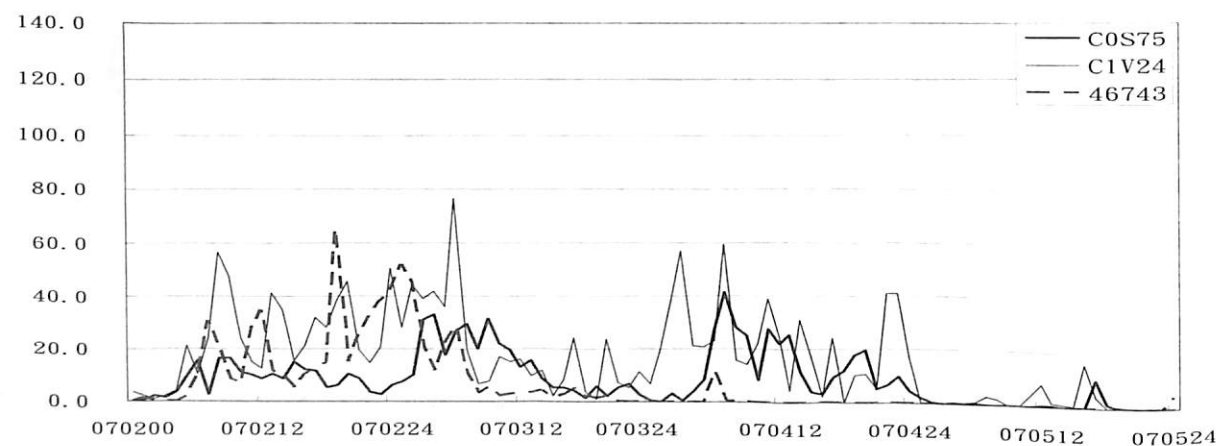


圖 6(b) 同 6(a)，但為台南。

(二) 衛星雲圖

六月三十日起，敏督利自菲島東北方偏北行進；七月一日 0025 UTC 紅外線雲圖顯示，颱風中心約位於恆春東南方海面向北移動，主雲系為颱風環流及自其西南象限向外延伸之雲帶，分布於東部海域向南，再向西通過巴士海峽及南海北部，再略向西北西延伸至香港近海及廣東沿海。其中台灣東南部近海、南海北部及廣東沿海局部雲頂溫度 $< -70^{\circ}\text{C}$ (圖 7a)，為深厚的對流胞；這些深對流稍後分別減弱 (圖未附)；0625 UTC 時，廣東沿海雲系消失，南海北部則有數個零星對流胞新生，雲頂溫度約 -70°C (圖 7 b)；1225 UTC 時，颱風中心約在花蓮附近，南海北部零星對流合併為雲頂溫度 $< -70^{\circ}\text{C}$ 的深對流區。另香港東方約 250 公里處有雲頂溫度 $< -70^{\circ}\text{C}$ 、範圍較小的深對流發展 (圖

7c)；1825 UTC 時，颱風環流幾乎涵蓋全島，台灣南部至西南部外海有東西向帶狀雲系，其雲頂溫度約為 -60°C (圖 7d)。同一時間數個深對流區自香港附近向東南東方排列，此為六小時前香港東方海面深對流向南海北部發展並漸取代舊系統之結果 (圖未附)；七月二日 0025 UTC 時，颱風環流已不完整，中部地區雲系係北移自西南部，雲頂溫度界於 -40 至 -50°C 間 (圖 7e) 並持續減弱。南海北部深對流強度略減並向東、西兩側拉伸，香港東方約 300 公里處有雲系新生，金門南方約 100 公里處亦見微弱胞狀組織呈線狀向西延伸至福、廣交界處，二者之強度與範圍仍不明顯；0625 UTC 時，南海北部雲系持續減弱，最明顯的深對流區已為香港東方延伸至台灣海峽的雲系所取代，雲頂溫度約為 -70°C (圖 7f)。

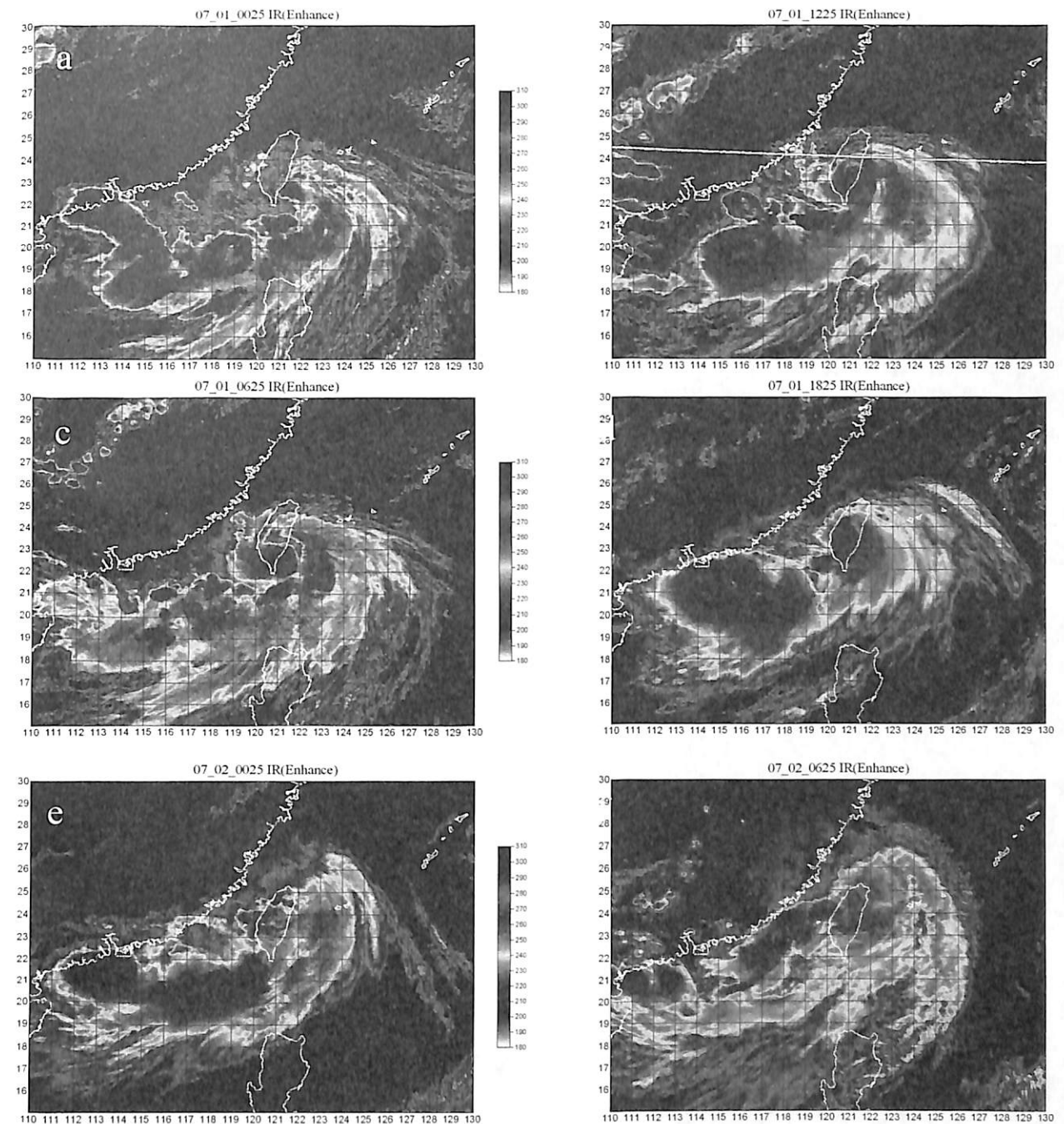


圖 7 七月一日(a)0025、(b)0625、(c)1225、(d)1825 UTC 及七月二日(e)0025、(f)0625 UTC 紅外線衛星雲圖。色階為雲頂溫度(單位為 K)。

七月二日 0925 UTC 時，海峽南部雲系發展快速，雲頂溫度 $< -70^{\circ}\text{C}$ (圖 8a)，其他雲系則減弱。此外，雲頂溫度 $< -52^{\circ}\text{C}$ 之雲盾 (cloud shield) 面積超過 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ ， $< -32^{\circ}\text{C}$ 之面積亦超過 10^5 km^2 ，外觀呈橢圓形。1225 UTC 時，該雲系發展更旺盛，雲頂溫度 $< -50^{\circ}\text{C}$ 範圍已涵蓋中南部 (圖 8b)。1825 UTC 時，

雲頂溫度 $< -50^{\circ}\text{C}$ 的範圍仍涵蓋中南部，並向東部海域發展 (圖 8c)。此時雲系軸線略呈東北東—西南西方向拉伸，而雲頂溫度 $< -52^{\circ}\text{C}$ 及 -32°C 之面積，仍分別超過 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 及 10^5 km^2 ，且大致仍維持橢圓形外觀。位置與九小時前差異不大，符合圓形 (circular type) 中尺度對流複合體 (MCC) 定義 (Maddox, 1980)。2125 UTC 時，整體雲系略為北移，海峽南部深對流

雲頂溫度 < -70 °C，邊緣已接觸中部陸地 (圖 8d)。2325 UTC 時，台灣全島幾乎都被 < -50 °C 範圍所涵蓋，而 < -70 °C 範圍除更深入中部陸地外，亦已觸及西北部沿

海 (圖 8e)。七月三日 0125 UTC 時，台灣附近雲頂高度未見明顯改變，但對流強度減弱 (圖 8f)。

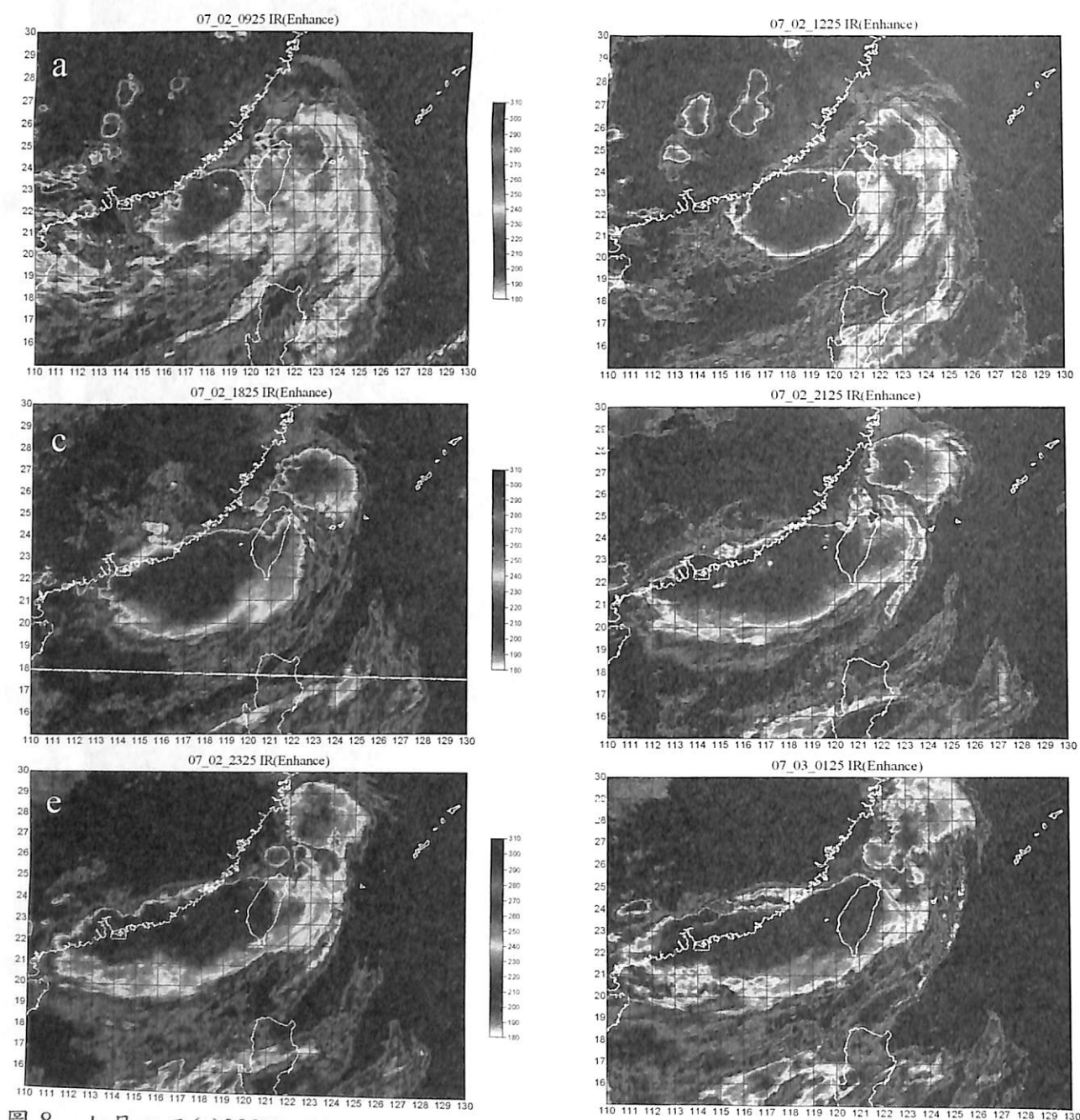


圖 8 七月二日(a)0925、(b)1225、(c)1825、(d)2125、(e)2325 UTC 及七月三日(f)0125 UTC 紅外線衛星雲圖。色階為雲頂溫度(單位為 K)。

七月三日 0625 UTC 時，台灣海峽及中北部雲系已減弱，僅南部地區雲系較明顯 (圖 9a)。0625 UTC 後，台灣附近雲系已消散減弱，雲頂溫度界於 0 至 -20 °C，略呈西南—東北向延伸至東海 (圖未附)。1301 UTC 時，

台灣附近僅剩低層雲系，但西南部有對流胞迅速發展，雲頂溫度界於 -40 至 -50 °C (圖 9b)，之後此對流不斷消長 (圖未附)。1825 UTC 時，台灣附近已幾無雲系存在，但西南部對流強度增強，雲頂溫度 < -50 °C 的範圍

擴大，雲頂溫度 < -70 °C 區域涵蓋西南部陸地 (圖 9c)。2125 UTC，此對流胞繼續增強，範圍涵蓋中南部陸地 (圖 9d)；七月四日 0025 UTC，< -50 °C 範圍幾乎涵蓋全島，深對流分位於中部及南部內陸 (圖 9e)。0625 UTC，

台灣附近雲系較為減弱，雲頂溫度約 -50 °C (圖 9f)。0625 UTC 後，台灣附近雲系多於中北部消長，雲頂溫度約為 -40 至 -60 °C，南部雲系雲頂高度降低 (圖未附)。

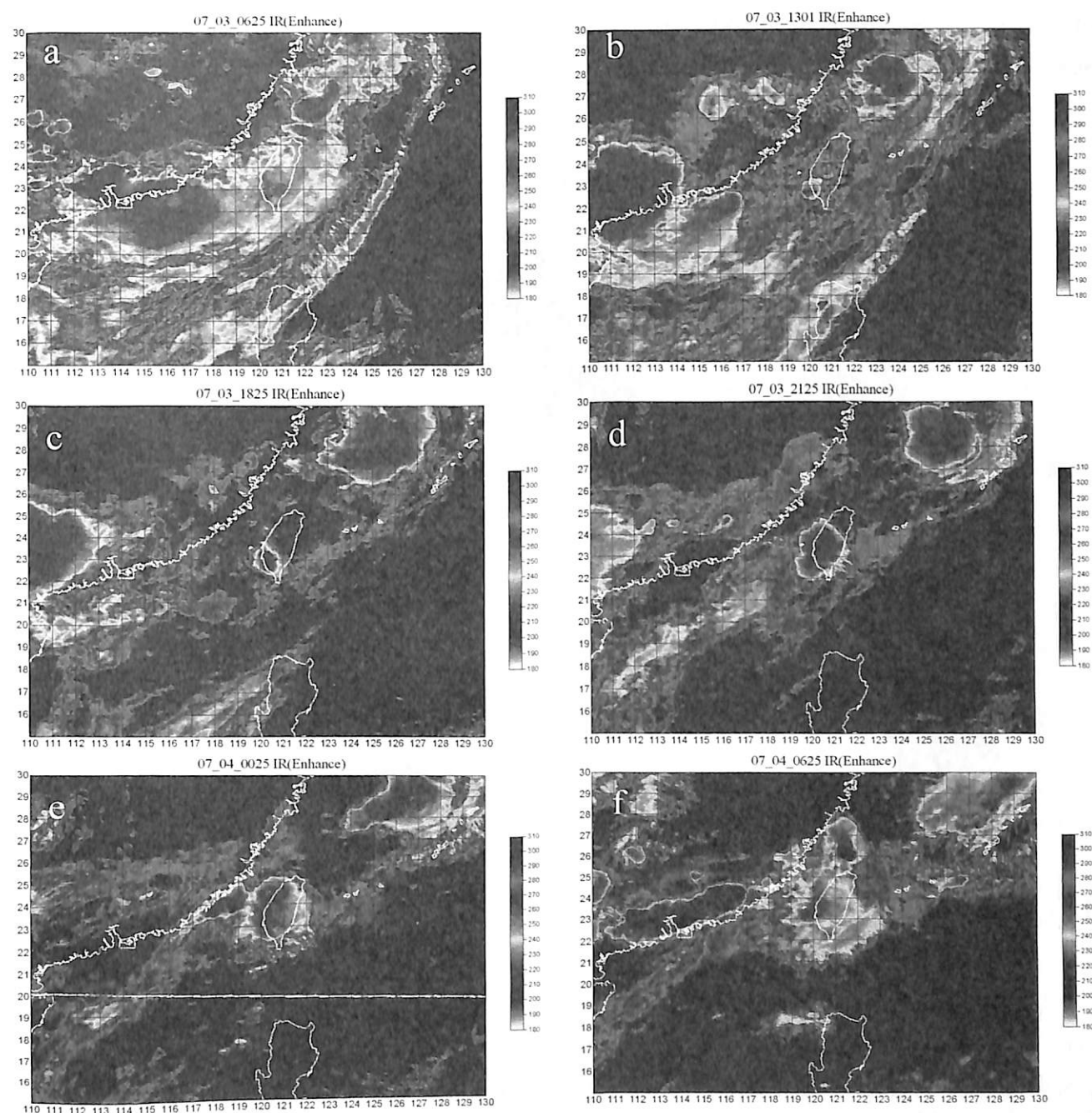


圖 9 七月三日(a)0625、(b)1301、(c)1825、(d)2125 UTC 及七月四日(e)0025、(f)0625 UTC 紅外線衛星雲圖。色階為雲頂溫度(單位為 K)。

三、降雨階段

透過上一節的分析，大致已了解個案過程中雲系分布與消長的變化趨勢，我們輔以幾個時間的雷達回波，並搭配累積雨量的空

間分布，以利區分敏督利登陸後的降雨階段。

七月一日 1800 UTC，海峽南部至恆春半島間有一東西向帶狀回波 (圖 10a)；三小時

後，此帶狀回波向東北東移動了約一個經度（圖未附）。七月二日 0000 UTC 時，原先的帶狀回波進入陸地，海峽南部回波增強（圖 10c）；0300 UTC 時，海峽南部回波持續進入南部陸地（圖 10d）。更進一步追蹤每半小時的回波演變過程，則可看出這段期間海峽南部的回波，大致以逆時鐘方向移動並逐漸組織成帶狀，再向東北東方移進陸地（圖未附）。這樣的回波演化過程，符合西半部在七

月二日凌晨才開始出現明顯雨量、較大雨量最早出現於南部，以及七月一日 1900 UTC 至七月二日 0600 UTC 間的累積雨量，不論在沿海及內陸，南部均較中部為高（圖 11）等特徵。而隨颱風北移，帶狀回波遞次向北推進，降雨區也隨之往北擴展（圖 4、5）。因此我們定義七月二日 0600 UTC 前，為個案的第一個降雨階段，其為颱風外圍雨帶的發展與接近所致。

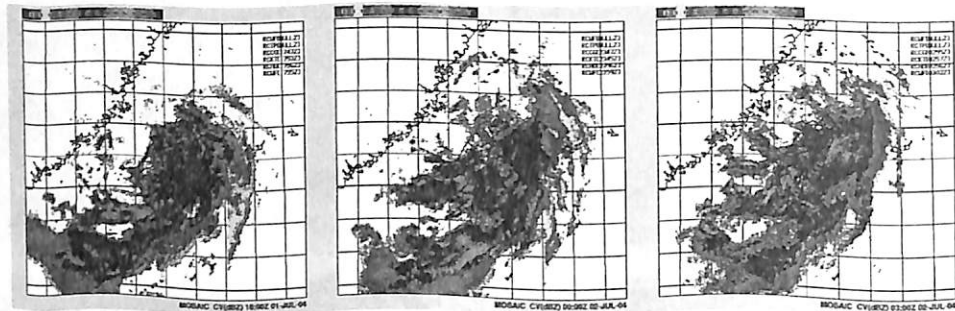


圖 10 七月一日(a)1800UTC、(b)2100UTC 及七月二日(c)0000UTC、(d)0300UTC 雷達回波。



圖 11 七月一日 1900UTC 至七月二日 0600UTC 全島累積雨量。

圖 12 七月二日 1000 UTC 至七月三日 0100UTC 全島累積雨量。

七月二日 1000 UTC 起至七月三日 0100 UTC 之間，由於台灣海峽上的 MCC 持續自海面向陸地發展，生命期超過十五小時，且深對流先後影響中南部地區（圖 8），遂造成沿海與內陸雨量相近的重要特徵。除了極端值之外，沿海與內陸普遍出現二至三百毫米的累積雨量（圖 12）。因此，我們定義這段期間為個案的第二個降雨階段；由於觀測範圍有限，不能涵蓋 MCC 全貌，雷達回波的演化特徵並不在此討論。值得一提的是地形效應在此階段所扮演的角色。中央山脈西側

累積雨量明顯超過東側一個數量級，是此階段降雨的第二個特徵，究竟地形是破壞了 MCC 的結構，還是阻絕了有利 MCC 發展與維持的條件，以及 MCC 受地形影響，在沿海與內陸的降水效率差異，都值得深入討論。深對流於七月三日 0125 UTC 後逐漸減弱，已不符 MCC 定義，甚至僅有低層雲系。但七月三日 1300 UTC 至七月四日 1500 UTC 間，雲頂溫度分析顯示深對流再度出現於西南部陸地（圖 9），雷達回波亦見相同特徵（圖 13）。二者亦顯示系統由南向北發展，致累積

雨量集中於內陸，極端值超過九百毫米。此時在山脈的東、西兩側，沿海及平原地區降雨十分不明顯，累積雨量普遍均不及 30 毫米（圖 14）。我們定義這段期間為個案的第三

個降雨階段，其累積雨量的重要特徵，在於內陸與沿海間的懸殊差別，由於沒有明顯系統自海面移入，推論此結果是肇因於西南氣流受地形舉升所致。



圖 13 七月三日(a)1200 UTC 及七月四日(b)0000 UTC、(c)1200UTC 雷達回波。

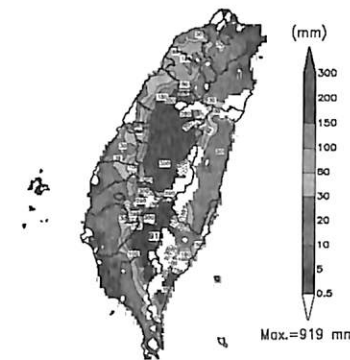


圖 14 七月三日 1300 UTC 至七月四日 1500 UTC 全島累積雨量。

推論主要是西南氣流受中央山脈舉升的結果。

這樣的區分是有其必要性的，儘管在敏督利登陸之後，台灣附近低層均為西南風，但由於降雨是天氣過程的綜合結果，雨量特徵隨時間的顯著差異，代表天氣系統與環境是不斷變化的。換言之，僅援用西南氣流受中央山脈舉升的概念，將無法完整說明連續數日豪雨的強度及分布變化狀況。就預報決策過程而言，如果概念模式不完整，預報員極可能因情勢錯估而預報錯誤。另一方面，經過許多特殊個案的解構，亦有助於預報員了解數值模式的特性、增加模式產品使用時的信心。

四、結論與未來展望

透過雲頂溫度分析、降雨量的時、空間分布特徵、以及部分雷達回波的比對，我們將敏督利登陸後的豪雨過程，區分為颱風外圍雨帶、中尺度對流複合體的發展、以及西南氣流等三個階段。七月一日 1900UTC 至七月二日 0600UTC，於海峽南部組織的颱風外圍雨帶，首先造成南部地區的豪雨，颱風北移之後，雨帶也隨之推進到中部。七月二日 1000 UTC 至七月三日 0100 UTC，台灣海峽上的 MCC 向陸地發展。西部沿海、沿海與內陸之間的雨量差別不大，反而是山脈西側與東側之間的雨量對比明顯。七月三日 0700 UTC 至七月四日 1500 UTC 之間，降雨集中於內陸，西部沿海與沿海降雨十分不明顯，

本文僅針對資料加以詮釋，未來我們將嘗試透過數值模式的模擬、NCEP 重分析資料的計算，以及衛星反演降雨量等，深入量化文中所詮釋的現象，並且回答到目前為止所未解答的問題。尤其我們將置重點於第二個降雨階段相關的幾個議題，例如 MCC 發展的有利因素，MCC 突然減弱消失的環境變化，以及中央山脈地形與 MCC 降水效率之間的關係等，希望為敏督利颱風登陸後的豪雨事件，建構較為詳細的概念模式。

誌謝

感謝氣象局提供雷達及雨量資料；另感謝國科會 NSC93-2625-Z-072-002 計畫提供

部份資源。

參考文獻

- 李清勝、蔡德攸，1995：利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。《大氣科學》，**123**，209-236。
- 吳俊傑、卓瑜甄、王時鼎，1999a：葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形影響之研究第一部份：觀測分析。《大氣科學》，**27**，1-29。
- 吳俊傑、卓瑜甄、顏自雄，1999b：葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形影響之研究第二部份：數值模擬。《大氣科學》，**27**，29-59。
- 潘大綱、戴志輝、蔡晉東、顏自雄，2004：西南氣流影響下台灣東南部局部環流個案分析。《大氣科學》，**32**，73-94。
- 顏自雄、戴志輝、潘大綱，2003：台灣地區降水現象與地形作用概述。《氣象預報與分析》，**174**，1-10。
- Brand, S., and J. W. Blesloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piemont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369-2383.
- Chiao S., and Y. L. Lin., 2003: Numerical modeling of an orographically enhanced precipitation event associated with tropical storm Rachel over Taiwan. *Wea. Forecasting*, **18**, 325-344.
- Doswell, C. A., H. Brooks, and R. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredient - based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Houze, R. A., Jr., 2004: Mesoscale convective systems. Submitted to Reviews of Geophysics.
- Kuo, H.- C., R. T. Williams, J. -H. Chen, and Y. -L. Chen, 2001: Topographic effects on barotropic vortex motion: no mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1310- 1327.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 381-420.
- _____, S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Wu C. C., T. H. Yen, Y. H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb(1996) near Taiwan. Part I : the topographic effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.