

康芮颱風(2013)侵台期間台灣西南部強降雨事件之研究

李清勝 饒心誠 謝宜桓

國立台灣大學 大氣科學系

(中華民國 107 年 6 月 12 日收稿，中華民國 107 年 8 月 06 日定稿)

摘 要

康芮颱風(Kong-rey, 2013)於 8 月 28~29 日沿台灣東部外海北上期間，台灣西南部平地地區出現顯著降雨，此降雨型態與颱風降雨氣候模式所估計者有顯著差異。雙都卜勒風場及回波顯示，當康芮中心位於台東、花蓮外海時，有一南北向線狀對流系統在台灣西南部地區形成，並維持 3~4 小時，為導致此特殊降雨事件之重要原因。本研究利用天氣研究和預報模式(Weather Research and Forecasting Model, WRF)，針對此線狀對流系統之形成進行模擬實驗，以探討其中之重要機制。結果顯示，在康芮中心於台東、花蓮外海期間，台灣中部沿海地區低層有一中尺度氣旋式環流形成，使西南部地區出現西北風與西風之輻合，對流系統在此地區形成與發展。逆軌跡分析結果顯示，位於台灣北側之潮濕空氣塊，受低層環流影響而以氣旋式軌跡移至西南部之輻合區，為此降雨事件的重要水氣來源。結果同時顯示，台灣地形顯著影響此對流系統之形成位置；移除地形(或地形減半)之敏感度實驗結果顯示，台灣中部沿海地區不再有(或無明顯)中尺度氣旋式環流形成，導致低層主要輻合區位置改變，使對流系統與降雨區位置和觀測有顯著差異。

關鍵字：康芮颱風、颱風降雨、台灣地形

一、前言

台灣地區每年約受 3~4 個颱風侵襲 (Lee et al. 2012)；侵台颱風所導致的災害，主要是由其所伴隨之強降雨。台灣地形陡峭(水平距離 50 公里內，高度變化可超過 3000 公尺)，常對侵台颱風之路徑、環流結構、及降雨分布造成顯著影響，增添侵台颱風預報的困難度。然而受台灣地形舉升颱風環流的鎖定作用影響，若能掌握颱風路徑，利用氣候值常能掌握大致的颱風降雨分布(王等，1983、1985；Chang et al. 1993; Lee 1993; Lin et al. 2001)；因此，Lee et al. (2006，2013)根據颱風環流受地形影響所導致之降雨分布特徵，利用歷史颱風降雨觀測資料與配合之颱風路徑，發展颱風降雨氣候模式。然而，颱風降雨氣候模式對一些伴隨特殊對流系統之颱風則無法提供有效的降雨預估；了解此類伴隨特殊降雨事件之颱風降雨特徵與物理過程，對颱風預報作業與防災具相當重要性。

歷史侵台颱風伴隨強降雨的個案不少，且已有許多研究針對此種個案進行分析 (Chien et al. 2008; Lee et al. 2008; Yang et al. 2008; Wu et al. 2009; Fang et al. 2011; Wang et al. 2013; Wang et al. 2015; Chen et al. 2017 等)。Lee et al. (2008)利用 MM5 模式模擬敏督利颱風

(2004)侵台期間之降雨過程，結果顯示，颱風中心位於台灣花蓮／台東外海時，台灣海峽上之低層出現副中心；副中心之中尺度環流(西北風)與颱風所伴隨的較大範圍之低壓區環流(西風)，在海峽南部產生輻合，導致東西向之對流帶產生。同時，副中心環流受地形影響也在海岸交界處產生南北走向之線狀輻合帶，伴隨山區南北向的線狀對流系統發展，導致西南部地區出現豪雨。Chien et al. (2008、2011)分別分析敏督利颱風與莫拉克颱風(2009)兩個特殊降雨個案，結果顯示，颱風本身環流及西南風在底層產生大量的水氣通量輻合，成了不停供應中南部降雨的水氣主要來源。Fang et al. (2011)利用 WRF 進行模擬與移除地形之敏感度實驗，他們的結果顯示，莫拉克颱風造成台灣西南部之強降雨受主要是受到台灣地形影響；若將地形移除，因地形所造成之強降雨現象將消失，96 小時累積降雨亦將減少。Chen et al. (2017)利用雲解析風暴模式(Cloud-resolving Storm Simulator, CReSS)針對莫拉克颱風離台期間進行模擬，並進行地形敏感度實驗；結果顯示，若移除地形，則原沿著西南部山區之南北向雨帶會消失，而由海峽延伸至台灣西南部地區之東西向雨帶則依然存在，但降雨強度減弱。

卡玫基颱風(2008)由菲律賓東北

部外海朝北北西向台灣靠近、並轉為向西北移動並登陸台灣；而當卡玫基位於台灣東側時，台灣中南部地區亦發生豪大雨。楊與簡(2011)利用 WRF 模擬結果顯示，在卡玫基登陸前、中心位於台灣東南至東方海域時，颱風環流之水氣與風速分布呈不對稱，西南側持續有旺盛對流發展；台灣地區受到颱風外圍環流影響，降雨主要在台灣東北部與西南部迎風面地區。Chen et al. (2014)進一步指出，在卡玫基尚未登陸時，台灣西南方即有外圍中尺度對流系統(outer mesoscale convective systems, OMCS)存在，且接觸到台灣西南部陸地，而產生較無法預期之降雨。

OMCS 為距離颱風中心 200~700 公里發展之對流系統，有大面積之冷雲頂且存在時間超過 6 小時 (Lee et al. 2012)。Chen et al. (2014)針對 2008 年風神颱風伴隨之 OMCS 進行模擬分析，結果顯示，風神颱風所伴隨之 OMCS 的特徵與合成分析結果類似於 Lee et al. (2012)，主要現象包含：1. 季風流向熱帶氣旋(tropical cyclone, TC)的西南部，且圍繞在 TC 中心之南方及東方象限；2. 位於 TC 中心西側較窄的潮濕帶由北向南延伸，但並未捲入 TC 中心；3. 南北向潮濕帶的南部與季風環流產生交互作用，促使 OMCS 之形成。Chen et al. (2014)並針對地形影響 OMCS 之

生成進行敏感度實驗，結果顯示，TC 的低層環流在接觸到呂宋島的地形後會產生偏折，使南北向延伸之潮濕帶會位於 TC 外部之西側(而非在 TC 之內核區)，並與季風產生交互作用促使 OMCS 生成。若將地形高度降低(降低 30%)，則會使潮濕帶旋入 TC 的內核區。

西南氣流之直接或間接影響、副中心的形成、及 OMCS 的生成等，都可能影響颱風在通過台灣時、強降雨的出現區域和維持時間，使強降雨區並非位於沿颱風中心之附近地區，而增加預報上的困難。本研究所要探討之康芮颱風，其主要降雨區亦非在中心附近。康芮颱風為 2013 年 8 月底侵襲台灣的一個輕度颱風，侵台期間低層中心沿著台灣東部外海北上。中央氣象局所發布之陸上警戒區域主要涵蓋新竹以北、宜蘭、及花蓮；然而，台灣中南部卻降下超大豪雨，導致雲林、嘉義、及台南多處地區嚴重積水、道路中斷及農業災情。需注意的是，康芮颱風陸上颱風警報期間之降雨分布(圖 1a)與利用颱風降雨氣候模式(Lee et al. 2006; 2013)之結果有很大的不同(圖 1b)；此種迥異於一般颱風降雨特徵的個案，是颱風降雨預報技術的一大挑戰。值得一提的是，累積雨量超過 400mm 之測站，主要位於中南部地區，且測站之海拔高度大都低於 400 公尺

(圖 1a)。劉(2016)之研究顯示，康芮颱風在侵台期間出現高低層環流分離情形，低層環流沿著台灣東部外海北上，而中高層環流則向西北方越過中央山脈至台灣西部地區；因此，此次強降雨事件可能亦受此中高層環流所影響。本研究將分析康芮颱風侵台期間台灣西南部地區出現強降雨事件之過程，並利用 WRF 模式模擬此降雨事件，以

探討其中之重要過程與物理機制。

本研究共分為五節。第二節將介紹本研究使用之資料與數值模擬參數設定，第三節將利用觀測資料與數值模擬結果分析康芮颱風侵台期間之綜觀環境與中尺度對流特徵；台灣地形在此次降雨事件中所扮演之角色則在第四節探討，第五節為討論與總結。

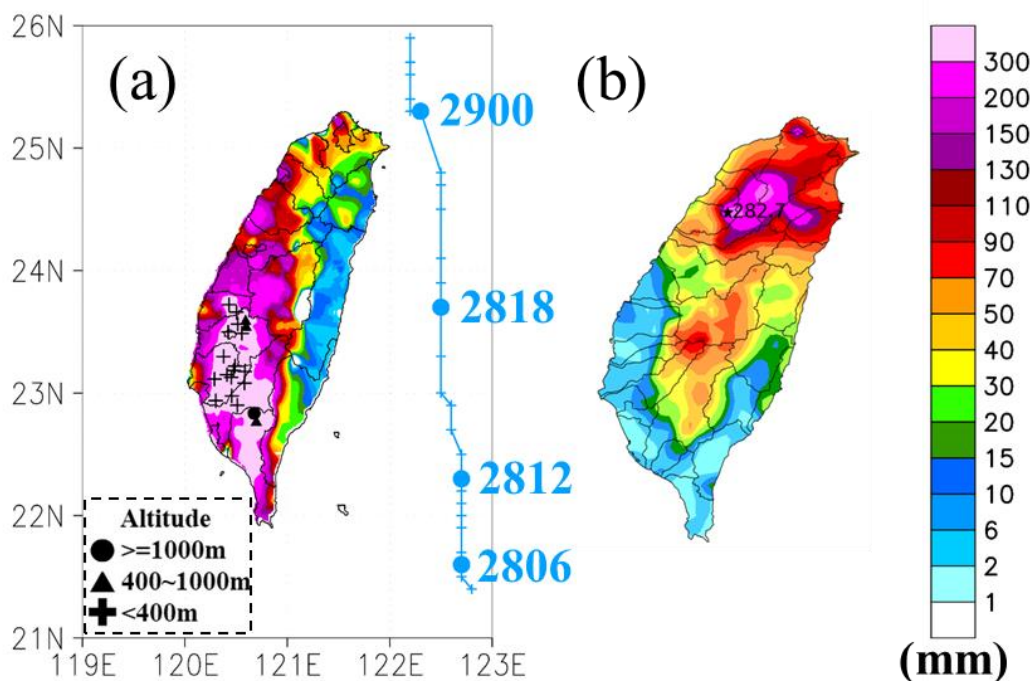


圖 1 康芮颱風(2013)8月28日0400UTC~29日1000UTC之路徑(藍線)及累積雨量(色階，單位為mm)，(a)為實際觀測，(b)為颱風降雨氣候模式。

二、資料來源與模式設定

(一)觀測資料來源

本研究針對2013年8月28日0000UTC至29日1000UTC進行詳細分析，此時段大致為康芮颱風陸上警報期間。使用的資料包括：(1)中央氣象

局之東亞地區天氣圖與測站資料，(2)多功能運輸衛星二號(Multifunctional Transport Satellites, MTSAT-2)之地球同步衛星雲圖，(3)中央氣象局每10分鐘之整合雷達回波(包括最大回波及各層回波)、與雙都卜勒雷達所反演之風場

資料(距地面 1-10km),及(4)歐洲中長期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) ERA-Interim 每 6 小時、東亞地區之高解析度(水平解析度為 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ 經緯網格)再分析資料,其垂直方向有 38 層。

(二)模式及物理參數設定

本研究使用研究版之 WRF 模式 (Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting, WRF-ARW, 3.7 版)進行模擬分析;模式採四層巢狀網格,水平解析度分別為 45、15、5 及 1.67 公里,網格大小(圖 2)依序為 3,105 km \times 3,105km (70 點 \times 70 點)、1,935km \times 1,935km (130 點 \times 130 點)、1,350km \times 1,350km (271 點 \times 271 點)及 901.8km \times 901.8km (541 點 \times 541 點)。參數化設定

上,長波和短波輻射參數化分別採用 Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer et al. 1997)和 Dudhia scheme (Dudhia 1989),邊界層參數化採用 Yonsei University scheme (Hong et al. 2006),雲微物理參數法使用 NSSL 2-moment 4 ice scheme (Mansell et al. 2010),而積雲參數化法則使用 New Tiedtke scheme (Tiedtke 1989; Zhang et al. 2011),其中第三、四層網格不使用積雲參數化法。模式初始場及邊界使用 ECMWF ERA-Interim 之全球模式再分析資料,其水平解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (因前述高解析度分析資料無法涵蓋模擬範圍),垂直方向解析度為 38 層。模式開始積分時間為 2013 年 8 月 28 日 0000UTC,即台灣西南部對流開始生成前 12 小時;共積分 48 小時,至 30 日 0000UTC。

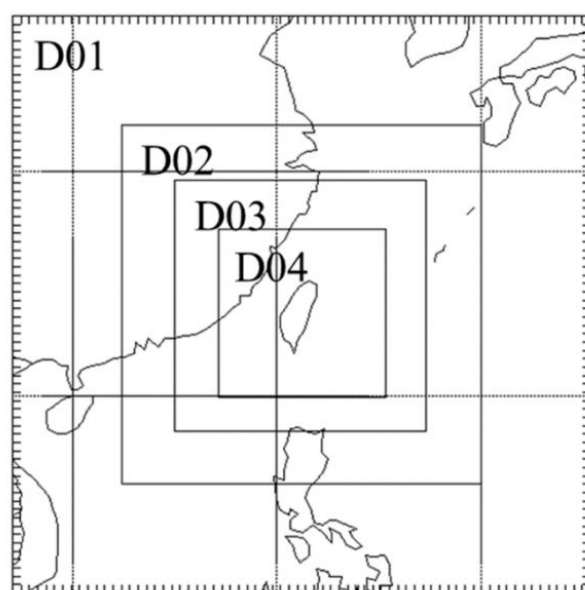


圖 2 控制組實驗之四層(D01~D04)巢狀網格範圍。

三、個案介紹與資料分析

康芮颱風於 2013 年 8 月 25 日於菲律賓東方海面形成，之後以北北西轉北朝台灣東南方海面前進。中央氣象局於 8 月 27 日 0330UTC 發布海上颱風警報，隨後於 28 日 0330UTC 發布海上陸上颱風警報；此時康芮颱風位在鵝鑾鼻東南東方約 210 公里之海面上(圖 1)，為輕度颱風，並以每小時 15 公里的速度繼續向北行進。中央氣象局分析路徑顯示，康芮侵台期間，其中心並未登陸台灣，而是沿著台灣東部近海持續朝北前進；中央氣象局於 29 日 0930UTC 解除陸上颱風警報，康芮颱風隨後轉向東北方移動並遠離台灣。

(一)觀測資料分析

地面天氣圖顯示，28 日 1200UTC 時(圖 3 a)，康芮地面中心位台灣東南部外海；太平洋高壓 1008mb 等值線位於東經 $127^{\circ}\sim 128^{\circ}$ ，並向西南延伸到菲律賓群島附近。隨後(圖略)，康芮低層中心隨著太平洋高壓外圍環流往北移動、遠離台灣。500mb 天氣圖顯示，28 日 1200UTC 時(圖 3 b)，太平洋高壓由台灣北方西伸至大陸；受康芮影響，5880gpm 等高線於台灣東方外海約東經 $124^{\circ}\sim 125^{\circ}$ 處即往西北延伸，台灣東部盛行偏東風，而南海海域則盛行西南風。此綜觀環境配置，導致康芮中

心附近區域有顯著之中至低層垂直風切；低層的盛行偏南風導引低層環流中心持續北移，而 500hPa 太平洋高壓西南方的偏東—東南風，則導引中層環流向西北方移動，造成康芮高低層環流之分離。29 日 0000UTC 時，台灣北方之太平洋高壓減弱，500hPa 之 5880gpm 等值線已東退至東經 125° 。

色調強化衛星雲圖顯示，8 月 28 日 1200UTC 時(圖 4a)，主要雲區位於颱風中心附近；此外，台灣西南部外海有一中尺度對流系統逐漸發展中。之後，台灣西南部上空逐漸有一對流系統發展(圖略)；而因康芮高低層環流分離，使颱風結構逐漸鬆散。28 日 2100UTC 時，低層環流中心北移，但主要雲區卻未隨低層環流中心北上，而是隨中高層環流向西北移動、並與台灣西南部上空之大面積冷雲相連接，此時正是西南部平地出現強降雨的期間(圖 4b)。29 日 0000UTC 時，主要對流區並未伴隨於中層環流中心(圖 4c 中之 \oplus 號)附近，而是在台灣西南部及外海地區發展(圖 4c)。當高層環流中心過山、並逐漸移至台灣西部地區時，台灣西南部對流也逐漸減弱，降雨也逐漸減緩(圖 4d)；強對流區於西南方外海區域發展。

為瞭解康芮中高層環流中心之移動情形，本研究分析雙都卜勒雷達反

演之 5 公里高度風場(圖 5)以決定康芮之中層環流中心(圖 5 中同時亦顯示雷達合成回波)，結果如圖 6a(紅色路徑)所示。康芮侵台期間之中、低層路徑(圖 6a)顯示，28 日 1500UTC 時，颱風高低層環流已明顯分離，低層環流沿台灣東部外海北上，中高層環流則逐漸往西北方接近台灣；西南部近海處有南北向之強對流，其南部並有較大範圍之東西向對流區，台灣西南部平原地區也有一南北向對流開始發展(圖 5a)。1800UTC 時，隨著中高層環流之西北移動並逐漸登陸，西南部外海之對流亦有稍微北移趨勢；西南部平原之南北向對流持續發展(圖 5b)，並在 2100UTC 時達最強(圖 5c)。圖 5c 中之 5 公里風場同時顯示，此時中層環流中心應位於台灣東部地區。之後，原位於西南部平原上之南北向對流系統逐漸往山區靠近，對流也逐漸減弱；至 29 日 0300UTC 時，對流系統已不再維持線狀結構，而變為較零星之對流分布(圖 5d)，此時中層環流中心位於南投西側並持續西移(圖 6a)。0300UTC 後，隨著康芮中層環流之西移通過台灣，原位於陸地上的對流亦移到海峽上，此次降雨事件也逐漸趨緩、停止。

分析雷達回波圖顯示，此台灣西南部之降雨事件可大致分為前後兩個時期，在前期(28 日 1800 UTC~29 日

0000UTC)，降雨主要受平行於山脈之南北向對流系統所影響；在後期(29 日 0000UTC~0700UTC)，南北向對流系統結構變鬆散，主要降雨來自於台灣西-西南部地區之零星對流。然而，由於觀測資料之時空解析度不足，無法充分了解對流系統形成與發展機制，且颱風降雨亦常受台灣地形影響，故本研究進行數值模擬，以探討此線狀對流系統的形成機制與台灣地形在此降雨事件中所扮演之角色。

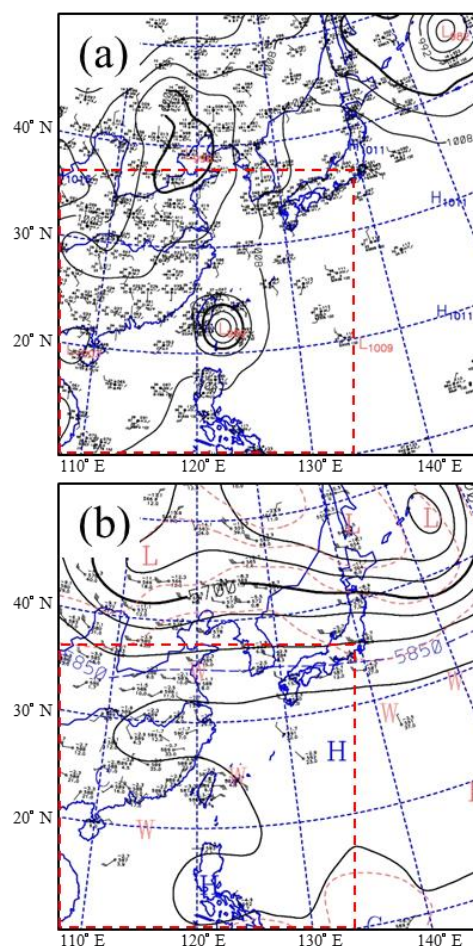


圖 3 2013 年 8 月 28 日 1200UTC 之中央氣象局之海平面氣壓場(a)及 500hPa 高度場(b)之分析場；紅框為模式第一層網格(D01)之範圍。

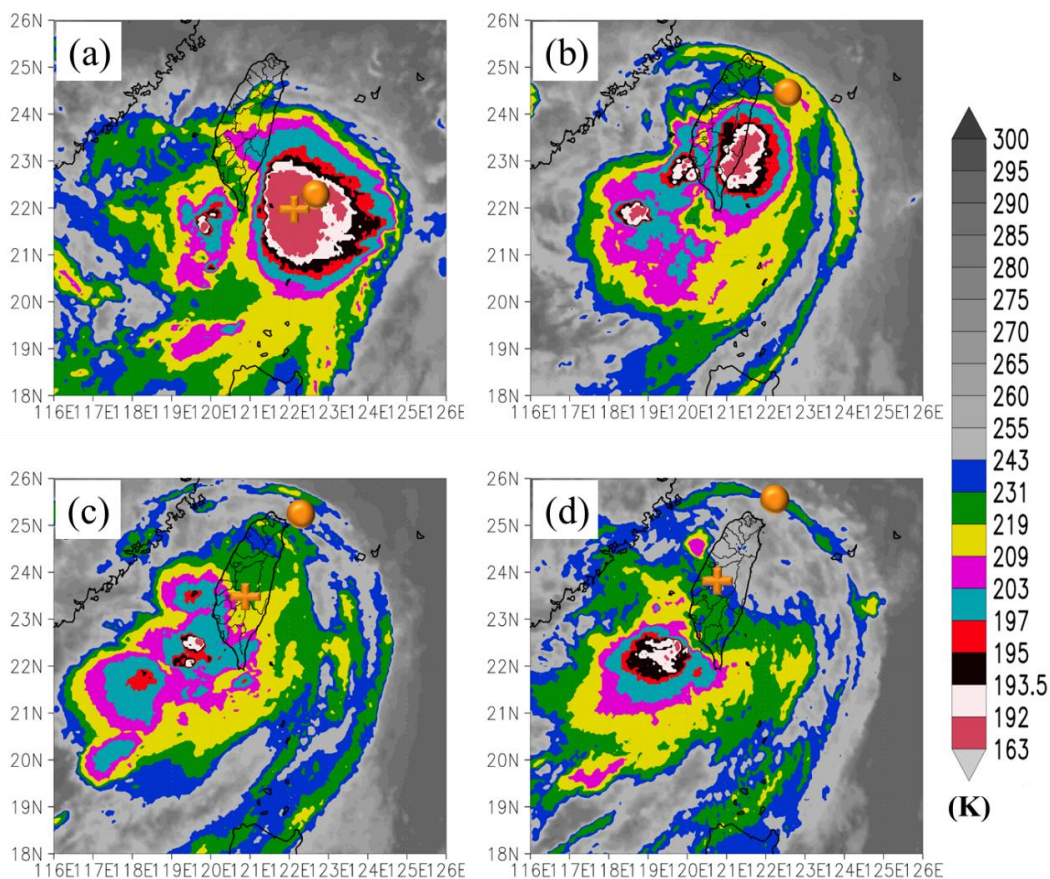


圖 4 台灣附近地區觀測之 IR 色調強化雲圖(色階, K), 橘色圓點為低層環流中心(中央氣象局定位), 橘色十字為中層環流中心(利用雙都卜勒雷達反演之 5 公里風場之定位); 時間分別為 28 日 1200UTC(a)、2100UTC(b)、29 日 0000UTC(c)及 0300UTC(d)。

(二)模擬結果校驗與分析

本研究嘗試使用不同初始時間、初始資料、巢狀網格及物理參數化設定, 針對康芮影響台灣期間進行模擬, 並以模擬結果最接近觀測者做為控制組實驗(CTRL)。圖 6b 顯示控制組模擬之康芮侵台期間之地面和中層(500 hPa)路徑, 圖 7 則為模擬之 8 月 28 日 1200UTC 海平面氣壓場與 500 hPa 高度場; 結果顯示, 模式(圖 7a)能大致掌握康芮侵台期間之環境海平面氣壓場配

置(圖 3a)、與康芮侵台期間高低層環流分離的現象。然而, 模擬之地面中心較觀測偏東約 0.5 度、且稍偏北, 顯示模擬之低層北向流場較快。29 日 0000UTC 時, 模擬之颱風移速減慢, 康芮之地面中心位置逐漸與觀測相符。在 500hPa, 模擬之太平洋高壓(圖 7b)較觀測者(圖 3b)強, 使模擬之中層環流中心路徑較觀測路徑稍偏南。模擬的降雨分布和回波結構與觀測亦頗相似, 但在時間和位置上則稍有偏移(圖

8)；雲嘉地區之模擬雨量稍有低估，此應與模擬之對流系統之南北向尺度較觀測短有關。28日 1700UTC 時，模擬結果在台灣西南部地區產生線狀對流(圖 8d)，與 28日 2100UTC 時觀測之雷達回波相似(圖 8c)，兩者皆平行海岸線；此外，觀測回波亦顯示，此時有一東西向對流帶位於台灣南部外海，模擬中也有相似現象。整體而言，模擬已

能大致掌握主要之對流特徵和降雨分布，但模擬之對流系統出現時間較觀測提前約四個小時，且陸地上之南北向對流系統的尺度較觀測短且偏南。29日 0300UTC 時，原位於南部外海之線狀對流已消失；而原位於台灣陸地之南北向強對流，也逐漸往北及山區發展(圖 8e)，模擬亦顯示相似結果(圖 8f)。

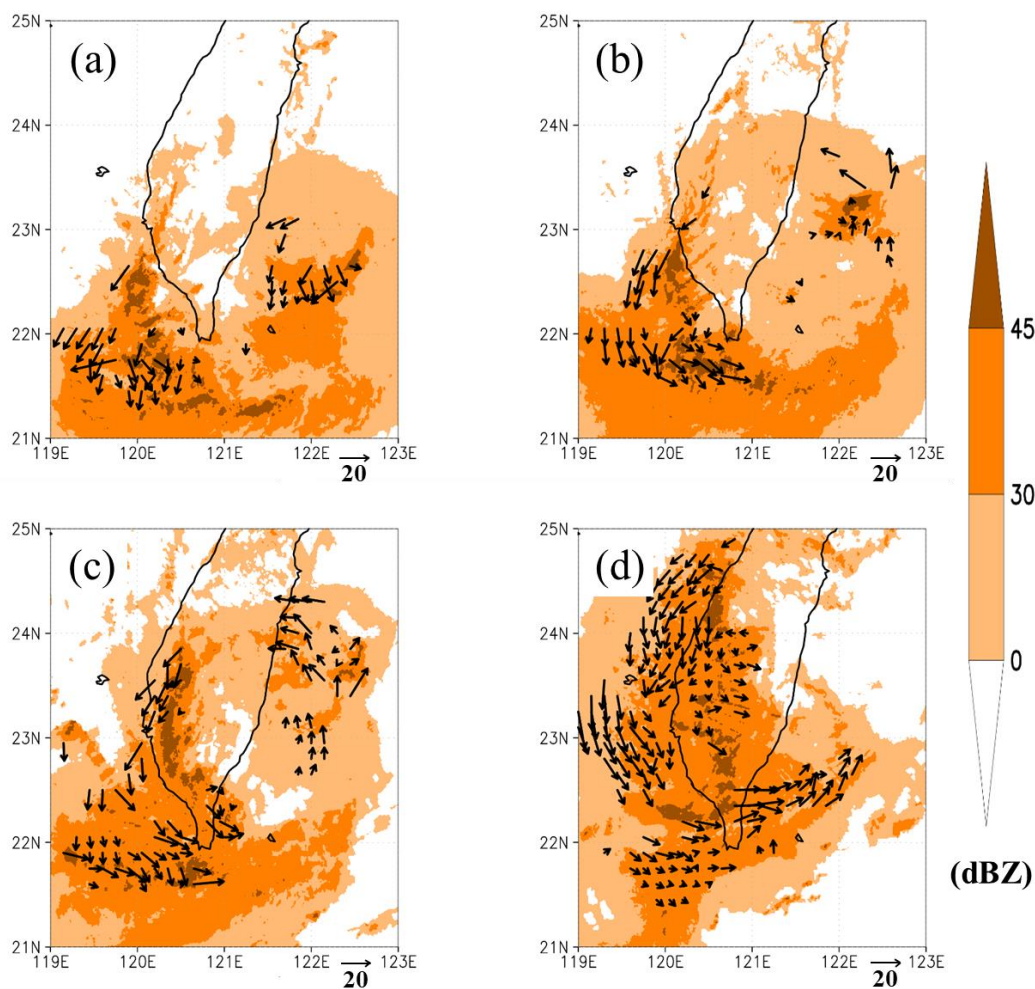


圖 5 中央氣象局觀測之雷達合成回波(色階，單位 dBz)與利用雙都卜勒雷達反演之 5 公里風場；時間分別為 28 日 1500UTC(a)、1800UTC(b)、2100UTC(c)及 29 日 0300UTC(d)。

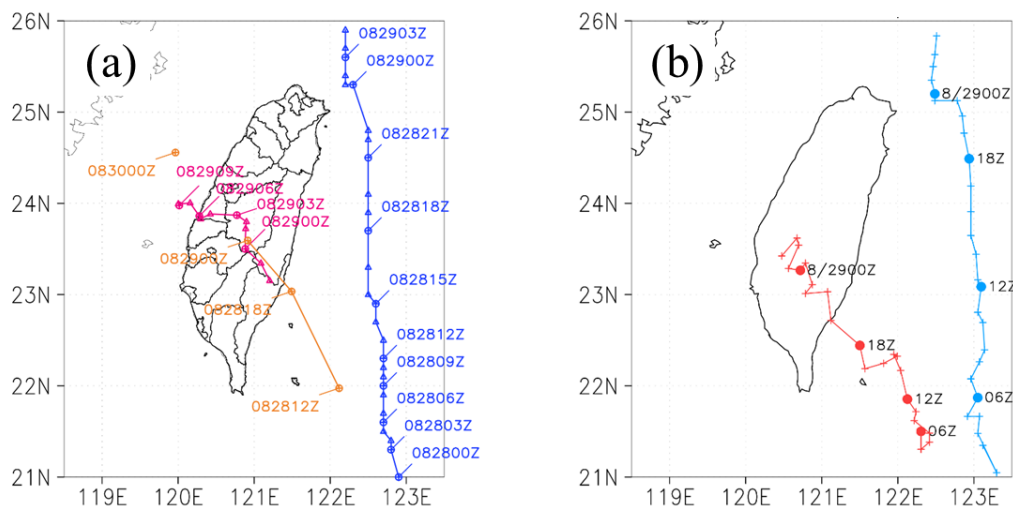


圖 6 (a)8 月 28 日 0000UTC~29 日 0500UTC 之康芮颱風路徑(中央氣象局每一小時定位資料，藍色)及中層環流中心路徑，紅色為利用雙都卜勒反演之 5 公里風場定位，橘色為利用 ERA-interim 分析資料 500hPa 風場之定位；(b)同(a)、但為模擬之低層環流路徑(利用模擬之海平面氣壓及 950hPa 風場之定位，藍色)及中層環流中心路徑(利用模擬之 500hPa 風場定位，紅色)。

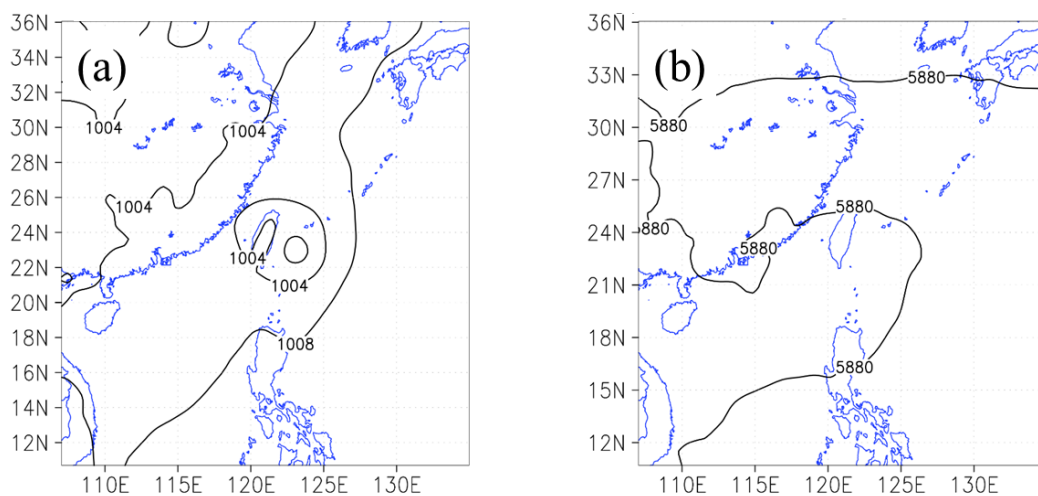


圖 7 控制組模擬之模式第一層網格之海平面氣壓場(a)及 500hPa 高度場(b)，時間為 2013 年 8 月 28 日 1200UTC。

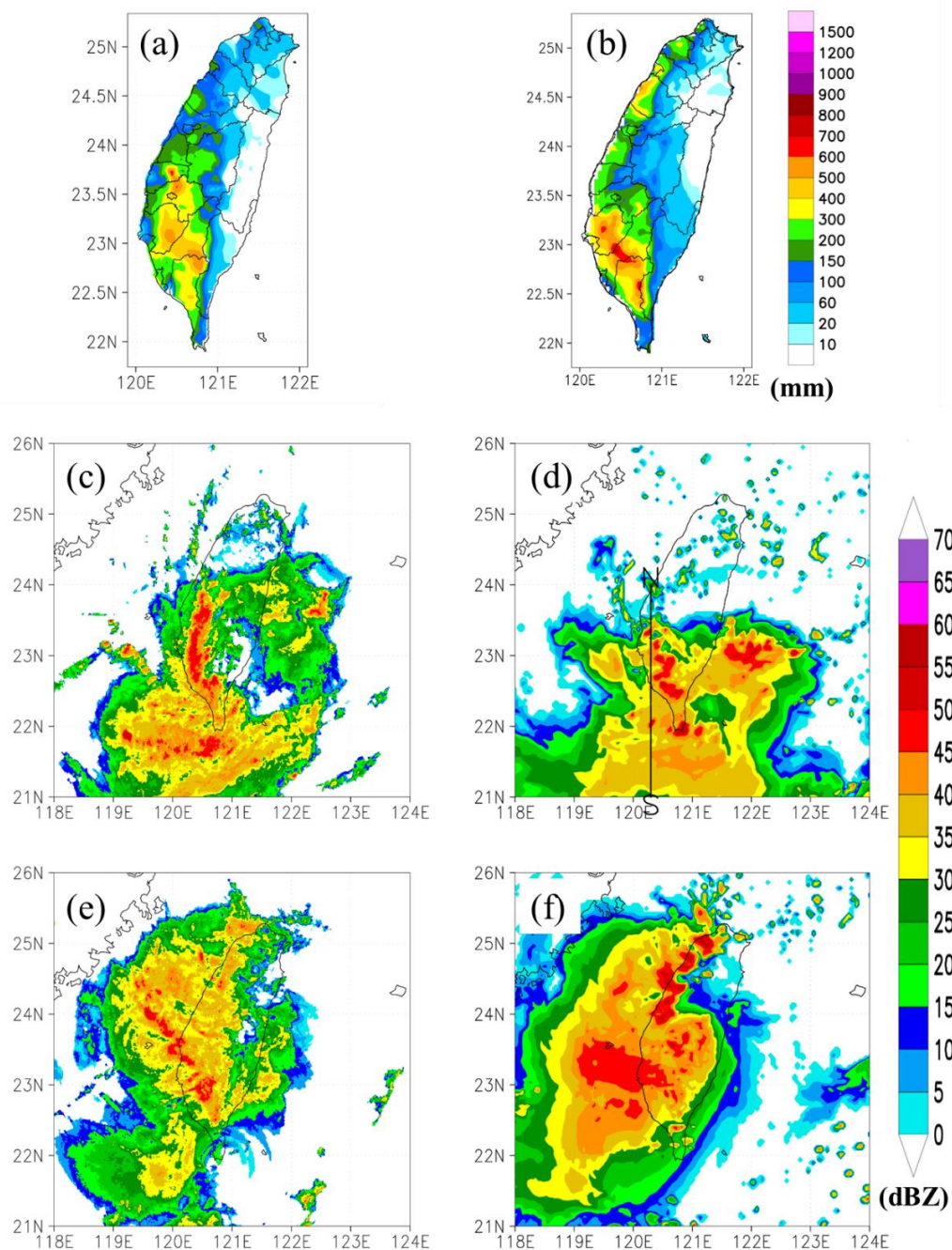


圖 8 康芮颱風影響台灣期間之累積雨量圖(mm)和雷達最大回波圖，左為觀測，右為對應之模擬結果(d 和 f，為第三層網格)。時間為 8 月 28 日 1100UTC 至 29 日 1000UTC(a, b)，28 日 2100UTC (c)，1700UTC(d，較觀測早 4 小時)，29 日 0600UTC (e)及 0300UTC(f，較觀測早 3 小時)。

分析模擬結果顯示，28 日 1200UTC 時，南北向對流系統之初始對流逐漸於台灣西南部地區形成(圖 9a)；

此時，康芮之低層環流中心位於花蓮外海，中層環流中心則位於台灣東南方外海。在低層(925hpa)，台灣海峽北

部之風場為颱風低層環流繞過山脈後所產生的偏北風，並有一中尺度氣旋式環流於中部沿海地區形成；高雄、屏東則為偏西風，且伴隨較強的輻合出現於台灣西南部地區。除康芮中心附近外，低層潮濕帶(水氣混合比 $> 0.017\text{kg/kg}$ ，圖 9 b)主要從南海北部、以氣旋式方向沿伸至康芮東方，再延伸至康芮北側；台灣中部沿海之氣旋式環流中心南側也有一潮濕帶。此外，台灣南方外海另有一由西風與西南風輻合之強輻合區，並伴隨範圍較廣之對流系統。之後，康芮低層環流中心沿著東部外海逐漸北上，台灣西南部之對流逐漸發展成南北向(圖略)，中部沿海之低層氣旋式環流依然存在，但有逐漸減弱趨勢；西南部之輻合區範圍擴大且稍北移，潮濕帶自颱風中心北側向西南延伸至海峽北部、中部。28 日 1800UTC 時，南北向對流已顯著增強且強對流區範圍已顯著擴展(圖 9c)；康芮低層環流中心已北移至宜蘭外海，500hPa 環流中心則向西北移至台東外海(圖 6)。此時，原位於台灣中部之氣旋式環流則已消失，台灣南方外海之 925hPa 強輻合區也隨著低層環流北移，並與台灣西南部之強輻合區合併。在

28 日 1800UTC~29 日 0000UTC 期間，500hPa 環流中心持續向西北移動並通過中央山脈，康芮之低層環流中心亦持續北移。29 日 0000UTC 時，台灣西南部地區之 925hPa 已轉為西北風、西風與西南風之強輻合區(圖 9e)，水氣混和比降低(圖 9f)。之後隨著颱風北上，對流也逐漸北移，台灣西南部的強降雨事件也逐漸減弱並停止。

為分析綜觀環境的熱力結構，圖 10 顯示沿 120.3°E 之南北向($21\sim 24^{\circ}\text{N}$)相當位溫垂直剖面結構。在南北向對流形成時期(28 日 1200UTC~1500UTC，圖 10a、b)，低對流層北側之相當位溫較南側高，而在台灣南方外海地區，中層(約 700~650hPa)皆屬於較乾之環境(相當位溫低於 342K)。整體而言，不論在台灣西南部或是台灣南方外海，700~600hPa 以下皆具有對流不穩定。在南北向對流發展時期(1600UTC~1800UTC，圖 10c、d)，相當位溫之整體配置都差不多。在 28 日 1900UTC~29 日 0300UTC(圖略)時，南方外海中層之較乾區域逐漸往北延伸，西南部地區之中層(700~600hPa)逐漸變為較乾的環境(相當位溫低於 344K)。

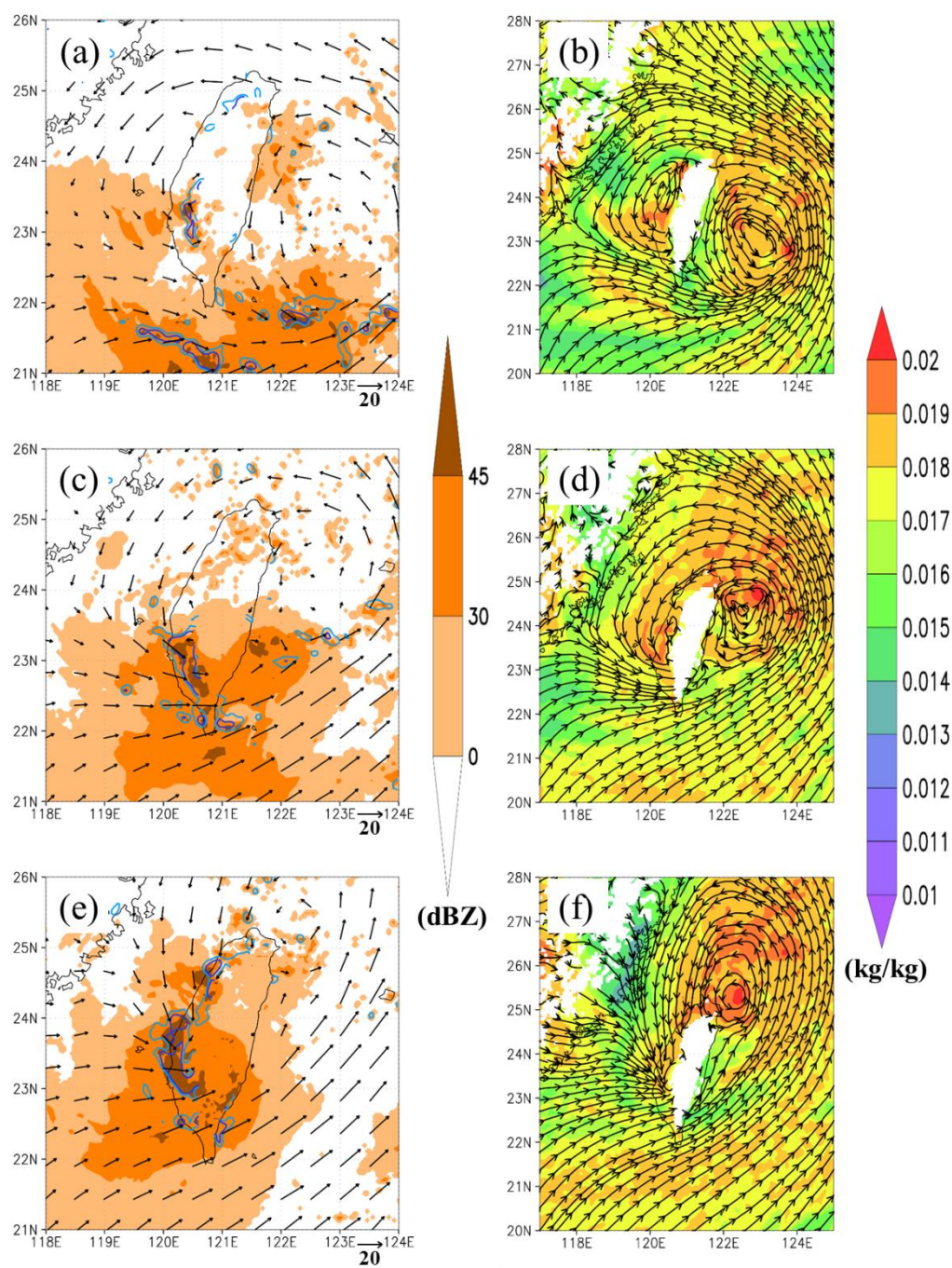


圖 9 左側為模式模擬第三層網格之最大回波(色階, dBZ)、925hPa 風場(箭頭)及輻散場(等值線, 標示 $-2 \times 10^{-4} S^{-1}$ 、 $-4 \times 10^{-4} S^{-1}$), 右側為模式模擬第三層網格之 925hPa 水氣混合比(色階, kg/kg)與流線場。時間分別為 28 日 1200UTC(a、b)、1800UTC(c、d)及 29 日 0000UTC(e、f)。

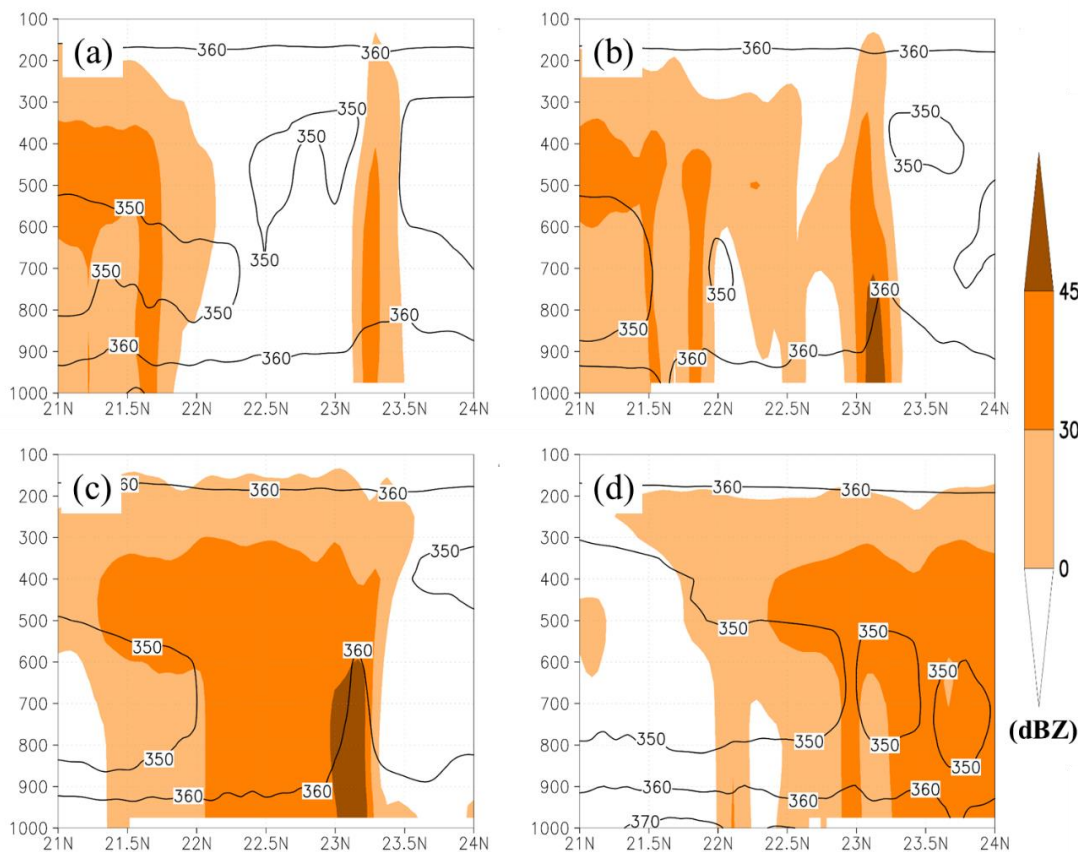


圖 10 沿 120.3°E(圖 8d 之 N-S 線段) 之模式模擬的第三層網格垂直剖面圖，色階為回波(dBZ)，等值線為相當位溫(K)，垂直軸為高度(hPa)；時間分別為 28 日 1200UTC(a)、1500UTC(b)、1700UTC(c)及 1800UTC(d)。

為瞭解對流系統發展之水汽來源，本研究利用逆軌跡方法(如李等，2015)，分析台灣西南部南北向對流形成與發展期間之空氣塊來源與特性。結果顯示(圖 11)，此南北向對流系統之低層氣流主要為受颱風低層環流影響所引入之偏北氣流；氣塊由台灣東北部外海以氣旋式方向移至對流地區。在對流系統偏南側，則可能尚受到由大陸

地區之西來氣流所影響。整體而言，由於相當位溫在颱風中心北側較高(>357K)，顯示低層水氣主要來自於颱風北側較濕的區域；換言之，南海北部之西南氣流，其向東北流動，經過康芮東側、再向北繞過台灣北方後，以氣旋式向西南移至海峽南部，為此次降雨事件的水氣來源。

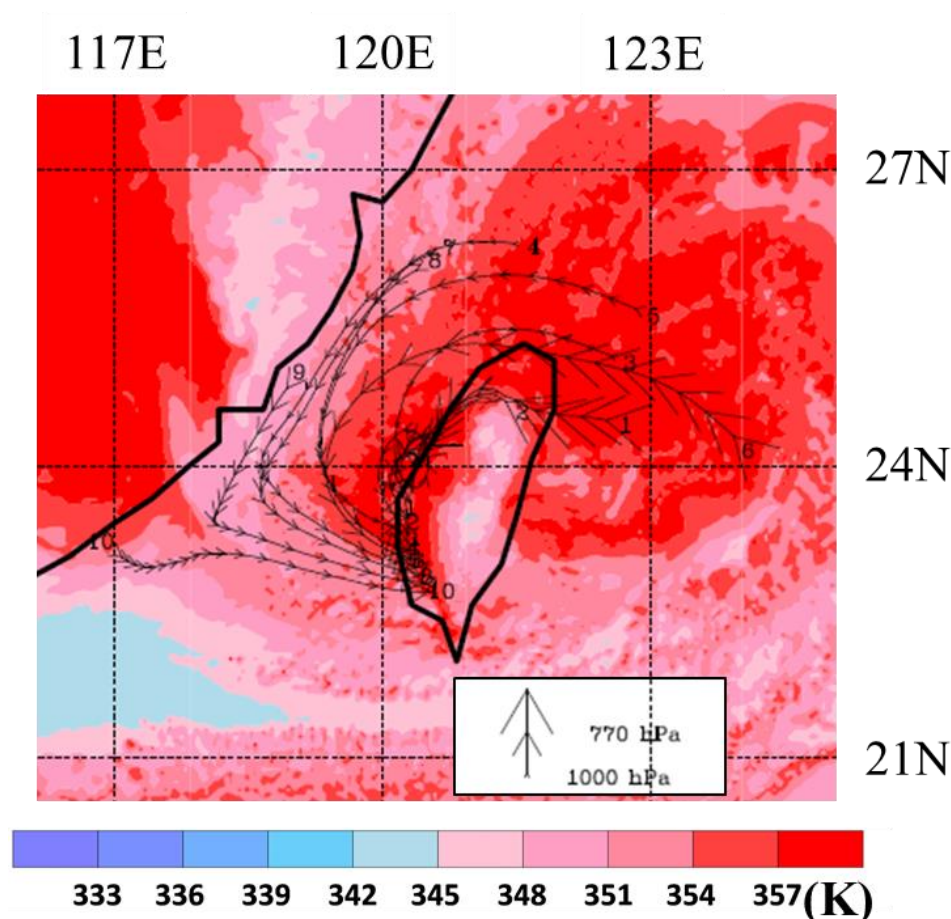


圖 11 利用逆軌跡分析之模式 28 日 0100UTC~1700UTC 氣塊軌跡(箭頭大小表高度，箭頭越大表高度越高，間距為 1 小時)及 28 日 1700UTC 之 900hPa 相當位溫(色階，K)；逆軌跡分析之氣塊初始高度為 900hPa。

四、台灣地形對於對流形成於台灣西南部地區之影響

前述分析顯示，台灣地形在西南部對流系統之形成扮演重要角色。位於台灣東方之康芮颱風的低層環流受台灣地形影響，於台灣中部沿海地區產生中尺度氣旋式環流；此中尺度氣旋式環流與康芮外圍環流於台灣西南部地區形成強輻合區，並維持了數個小時，提供有利對流系統發生的動力機制。配合低層較潮濕的環境、及良好

的熱力條件，使對流得以逐漸發展並增強。為確認台灣地形在此降雨事件的角色，本研究亦進行不同地形高度之實驗模擬。

結果顯示，在移除地形的實驗中(topo00)，累積雨量分布較控制組偏東，且最大累積雨量也較小(圖 12c)。分析最大雷達回波、風場與輻散場(圖 13a、c、e)顯示，移除地形高度的實驗中，中部沿海地區並無中尺度氣旋式環流的存在，顯示此氣旋式環流之形成與台

灣地形密切相關；西南部地區僅存在一細長之西北－東南走向之輻合區，使對流僅在屏東南部形成。此外，因沒有地形之阻礙，颱風西側的低層風場得以通過台灣上空流入颱風內核區，於台灣東部地區產生另一較強的輻合區，並伴隨有對流之形成。隨著低層環流中心之逐漸北移，台灣南方外海之輻合區逐漸與屏東南側之輻合區合併(圖 13c)。隨後，隨著低層環流中心逐漸北上，此輻合區逐漸減弱並消失(圖 13e)。台灣東部之輻合區亦隨低層中心之北移而往北偏移，且持續位於環流中心之西南象限。

當地形高度減半(地形高度為控制組的 0.5 倍, topo05)時, 降雨會較 CTRL 靠近山區(圖 12b)。台灣南方外海依然有強輻合區, 並且伴隨對流; 但中部沿海地區並無明顯中尺度氣旋式環流, 使低層輻合區主要位於屏東地區。相較於 CTRL 實驗, 此輻合區偏南且範圍較小; 屏東地區並有零星對流形成(圖 13b、d、f)。隨著低層環流逐漸北上, 台灣南方外海之輻合區逐漸往北, 並與屏東上方之輻合區合併; 之後隨著

低層環流持續北移, 輻合區也逐漸往北, 對流也逐漸往北移, 此與 CTRL 類似。而在台灣地形高度較高之敏感度實驗中(地形高度為控制組的 0.8 倍, topo08), 模擬之累積雨量分布、對流隨時間的改變、及 925hPa 風場與輻合場之配置等, 都與控制組相似(圖略)。

上述之地形敏感度實驗結果顯示, 不論地形是否移除, 台灣南方外海之對流皆存在, 且四個實驗之輻合區位置與強度幾乎一致, 顯示此對流區和台灣地形較無關係。但對於台灣西南部地區之對流而言, 若地形高度較高(CTRL 與 topo08), 則受颱風低層環流繞過台灣地形、於台中地區形成之中尺度氣旋式環流的影響, 會有強輻合區於台南一帶形成, 進而使對流形成於台南地區。若將地形高度移除(或減半), 則台灣中部沿海地區之氣旋式環流將無法形成(較不明顯); 因此, 輻合區將較 CTRL 南移, 使對流形成的位置改變; 顯示造成南部地區強降雨事件之對流系統, 其形成主要受到台灣地形所控制。

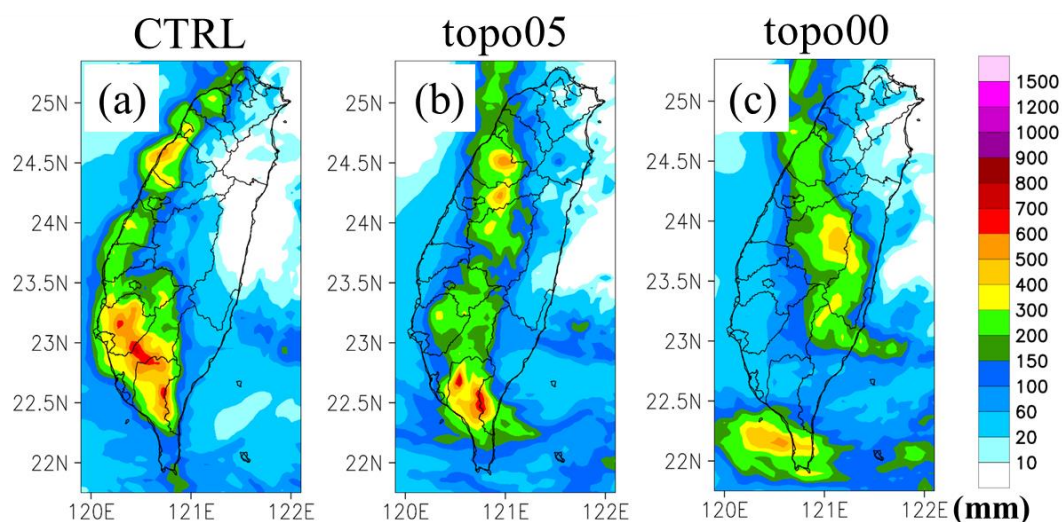


圖 12 不同地形高度敏感度實驗之模式模擬第三層網格累積雨量圖(色階, mm; 累積時間為 28 日 1100UTC 至 29 日 1000UTC); 地形高度分別為控制組(地形高度不變, a)、地形高度為原來的一半(topo05, b)、移除地形(topo00, 地形高度為 0, c)。

五、 討論與結論

康芮颱風(2013)為北行侵台颱風，雖然其中心沿台灣東部外海北上，主要降雨卻發生在台灣西南部地區，與颱風降雨氣候模式所估計者有顯著差異。分析雙都卜勒風場及回波顯示，當颱風中心位於台東、花蓮外海時，有一南北向對流在台灣西南部地區形成，並維持 3~4 小時，為導致此特殊降雨事件之重要原因。本研究利用 WRF，針對此線狀對流系統之形成與發展過程進行模擬與分析，並探討其中之重要機制。結果顯示，當颱風低層環流中心於台東、花蓮外海北上期間，台灣海峽受到低層環流影響而吹偏北風，且在台灣中部沿海地區有一中尺度氣旋

式環流形成(圖 14, 概念圖之星號)，此結果與敏督利颱風(2004)侵台期間伴隨之中尺度現象類似 (Lee et al. 2008)。敏督利之中尺度環流(西北風)與颱風伴隨之較大範圍的低壓區環流(西風)，在台灣海峽南部產生輻合，而產生東西向分布的對流。但本研究的個案中，因颱風低層環流由北移至台灣海峽南部時，受台灣中部沿海之中尺度氣旋環流影響而成西北風(圖 14, 概念圖之藍線)，並與西南來之氣流(圖 14, 概念圖之綠線)合流於台灣海峽南側輻合，導致在台灣西南部之低層出現西風與西北風之強輻合區，提供對流於台灣西南部地區形成與發展之動力來源，為此對流系統形成之重要關鍵。

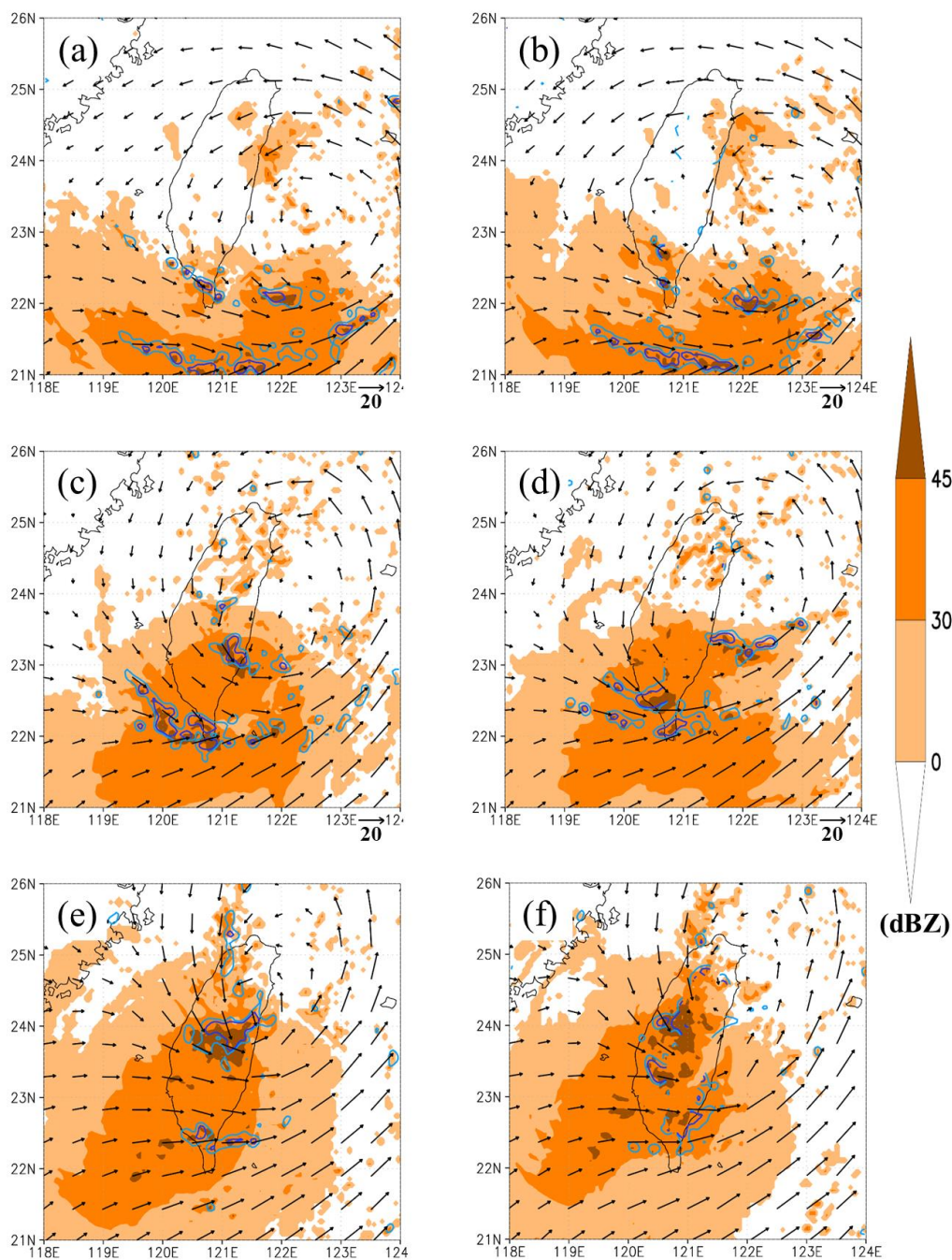


圖 13 移除地形(左側)與地形高度減半敏感度實驗(右側)之第三層網格的最大回波(色階, dBZ)、925hPa 風場(箭頭)及輻散場(等值線, 標示 $-2 \times 10^{-4} S^{-1}$ 、 $-4 \times 10^{-4} S^{-1}$); 時間分別為 28 日 1200UTC(a、b)、1800UTC(c、d)及 29 日 0000UTC(e、f)。

分析模擬結果同時顯示，康芮颱風侵台時期，南來潮濕氣流受颱風環流影響，由南海北部平流至颱風東側與北側，導致颱風東側及北側有水氣

含量較高的潮濕帶；此外，台灣海峽北段受到颱風環流及中尺度氣旋式環流影響，也為較潮濕的環境。逆軌跡分析結果顯示，空氣塊由較潮濕的台灣北

側(圖 14, 概念圖之灰色色塊), 受到颱風低層環流影響而以氣旋式旋入台灣西南部之對流區, 為此降雨事件的重要水氣來源。此結果與 Chen et al. (2014) 研究中, 外圍中尺度對流系統-南方類型(south-type OMCS)的水氣來源類似, 提供對流系統發展之水氣來源均受到颱風環流影響, 且由北方平流至對流區; 然而, 分析對流系統之形成過程顯示, 發生於台灣西南部地區之南北向線狀對流系統, 為靠近地形所形成的零星對流組織而成, 此對流結構明顯不同於 south-type OMCS 系統中, 其形成後方入流且伴隨前方層狀降水區(rear-fed leading stratiform)之結構。此外, 兩者的生命期也不相同, OMCS 維持的時間較長, 本研究之對流系統維持時間則較短。在南北向對流發展期間, 台灣西南部地區具有良好的熱力環境。動力與熱力條件的配合, 使強對流於台灣西南部地區形成及發展, 造成此次降雨事件的發生。整體而言, 西南氣流雖然常是導致颱風伴隨之外圍強降雨之重要因素, 但颱風常伴隨的複雜中尺度過程, 往往使颱風外圍之強降雨機制更為複雜。

地形敏感度實驗結果顯示, 若移除地形(或地形高度不足), 將無(或不明顯)中尺度氣旋式環流在台灣中部沿海形成, 而使低層輻合區位置明顯

不同, 將使對流及降雨位置不同。但若地形高度足夠時, 則能於台灣中部沿海地區形成中尺度氣旋式環流, 並導致台灣西南部地區之強輻合區, 使對流能在此形成並發展。顯示台灣地形在此南部地區強降雨事件中, 扮演重要角色。

本研究藉由探討康芮颱風侵台期間於台灣西南部地區造成之降雨事件, 已初步了解造成此次降雨事件初期之南北向對流系統特徵及形成機制、以及此個案於台灣附近形成的中尺度特徵與地形所扮演之角色; 然而, 對於此對流系統為何會發展為南北向, 仍值得未來進一步研究。此外, 康芮颱風有發生高低層環流分離, 高低層環流中心並往不同方向移動; 本研究之結果較著重於低層環境場的探討, 對於中高層環流所扮演的角色尚不明確。因此, 未來亦可針對此現象進行實驗, 應可更有效的探討康芮颱風之中層環流對於此次降雨事件所扮演之角色, 使此降雨事件有更完整的了解。

致謝

本文承蒙鄭琳卉小姐協助文書處理, 陳佳莉小姐協助整理附圖, 特此致謝; 並感謝審查者寶貴之意見。本研究在科技部支持下完成, 計畫編號為 MOST 106-2111-M-002-009-、MOST 106-

2625-M-002-019-與 MOST 107-2111-M- 002-012-。

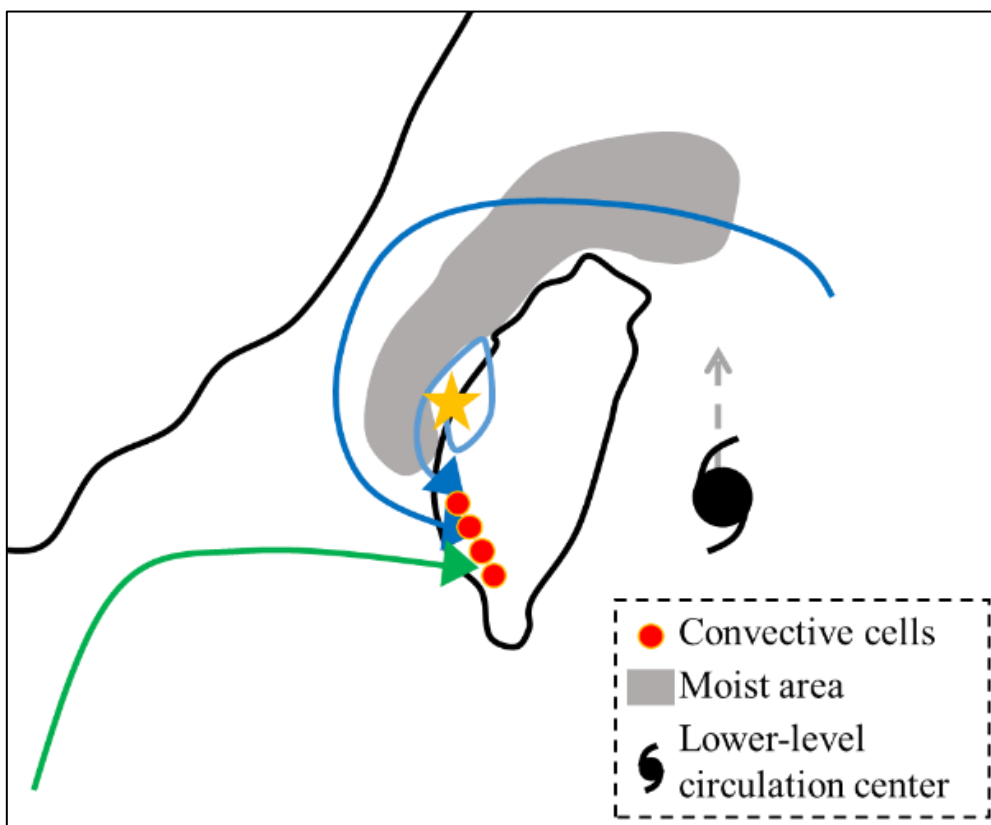


圖 14 康芮颱風(2013)期間台灣西南部地區對流形成之概念模式；星號為台中沿海地區之中尺度氣旋式環流位置，藍線為低層中部中尺度氣旋環流及受其影響之颱風外圍環流氣流線，綠線為西南來之氣流。

參考文獻

43(1), 69-90。

王時鼎、陳泰然、謝信良，1983：臺灣
 颱風降雨特性及其預報研究(一)，
 行政院國家科學委員會防災科技
 研究報告，72-13 號，54 頁。

楊筑方與簡芳菁，2011：卡玫基颱風
 (2008)於台灣地區伴隨豪雨之數
 值模擬研究。大氣科學，39，311-
 342。

王時鼎、陳泰然、謝信良，1985：臺灣
 颱風降雨特性及其預報研究(二)，
 行政院國家科學委員會防災科技
 研究報告，72-47 號，100 頁。

劉人瑋，2016：熱帶氣旋於台灣附近形
 成之個案分析－以桔梗颱風(2013)
 為例。國立台灣大學大氣科學研
 究所碩士論文，97 頁。

李清勝、鄭光浩、陳柏孚、謝宜桓、鄧
 旭峰，2015：侵台颱風過山期間與
 帶重建之初步研究。大氣科學，

Chang, C.P., Yeh, T.-C., Chen, J.-M., 1993:
 Effects of Terrain on the Surface
 Structure of Typhoons over Taiwan.

- Mon. Wea. Rev.*, **121**, 734-752.
- Chen, B. -F., R. L. Elsberry, C. -S. Lee, 2014: Origin and maintenance of the long-Lasting, outer mesoscale convective system in Typhoon Fengshen (2008). *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2838 - 2859.
- Chen, Y. -H., H. -C. Kuo, C. -C. Wang, and Y. -T. Yang, 2017: Influence of southwest monsoon flow and typhoon track on Taiwan rainfall during the exit phase: modelling study of typhoon Morakot (2009). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **143**, 3014-3024.
- Chien, F. -C., Y. -C. Liu, and C. -S. Lee, 2008: Heavy rainfall and southwesterly flow after the leaving of Typhoon Mindulle (2004) from Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 17-41.
- —, and H. -C. Kuo, 2011: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, **116**, D05104.
- Dudhia, J., 1989 : Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Fang, X., Y. -H. Kuo, and A. Wang, 2011: The impact of Taiwan topography on the predictability of Typhoon Morakot' s record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, **26**, 613 - 633.
- Hong, S. Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006 : A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.
- Lee, C. S., C.-S.: 1993. A preliminary analysis of two typhoons when moving across Taiwan, Proceedings of the Second Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, *World Scientific, Singapore* (pp. 205 - 212).
- —, L. -R. Huang, H. -S. Shen, and S. -T. Wang, 2006: A Climatology Model for Forecasting Typhoon Rainfall in Taiwan. *Natural Hazards*, **37**, 87-105.
- —, Y. C. Liu, and F. C. Chien, 2008 : The secondary low and heavy rainfall associated with Typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1260-1283.
- —, B. F. Chen, and R. L. Elsberry, 2012 : Long-lasting convective systems in the outer region of tropical cyclones in the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21812.

- , L. R. Huang, and D. Y.-C. Chen, 2013 : The modification of the typhoon rainfall climatology model in Taiwan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 65-74.
- Lin Y-L, 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.
- Mansell, E. C. Ziegler, and E. Bruning, 2010 : Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 171-194.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-16682.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779 - 1800.
- Wang, C. -C, Y. -H. Chen, H. -C. Kuo, and S. -Y. Huang 2013: Sensitivity of typhoon track to asymmetric latent heating/rainfall induced by Taiwan topography: A numerical study of Typhoon Fanapi (2010), *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 3292-3308.
- , H. -C. Kuo, R. -H. Johnson, C. -Y. Lee, S. -Y. Huang, and Y. -H. Chen, 2015: A numerical study of convection in rainbands of Typhoon Morakot (2009) with extreme rainfall: roles of pressure perturbations with low-level wind maxima. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 11097-11115.
- Wu, C. -C, K. K. W. Cheung, Y. -Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2049 - 2064.
- Yang, M. -J.*, D. -L. Zhang, and H. -L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: Topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095 - 3115.
- Zhang, C., Y. Wang, and K. Hamilton, 2011: Improved representation of boundary layer clouds over the southeast Pacific in ARW-WRF using a modified Tiedtke cumulus parameterization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3489 - 3513.

A Study on the Heavy Rainfall Event Occurred in the Southwestern Taiwan When Typhoon Kong-rey (2013) Was Affecting Taiwan

Cheng-Sheng Lee Hsin-Cheng Jao Yi-Huan Hsieh

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 12 June 2018 ; in final form 06 August 2018)

Abstract

Heavy rainfall occurred in the southwestern part of Taiwan during 28-29 August 2013 when Typhoon Kong-rey was moving northward along the east coast of Taiwan. The rainfall distribution differs significantly from that estimated using the typhoon rainfall climatology model. Dual-Doppler radar-derived wind and radar reflectivity indicated that a north-south orientated line convection formed in the southwest part of Taiwan and maintained for 3 to 4 hours when Kong-rey was located near the east coast of Taitung-Hualien. This convective system plays the critical role in causing the rainfall event. This study attempts to simulate and analyze the important process and physical mechanism leading to this heavy rainfall event using the Weather Research and Forecasting Model (WRF). Results show that a low-level mesoscale cyclonic circulation formed near the central coast of Taiwan when Kong-rey was moving northward along the east coast of Taitung-Hualien. Strong convergence of the northwesterlies and the westerlies occurred in the southwest of Taiwan where the convective system formed. Results of backward trajectory analyses show that the low-level moist air moves cyclonically from the northern outer area of Kong-rey around the Taiwan terrain to the southwestern Taiwan, which is also favorable for the formation of convection and is the major moisture source of this rainfall event. Results of the terrain-sensitivity experiments show that the terrain height of Taiwan topography affects the location where the convective system forms. In no terrain (or half terrain height) experiment, no low-level mesoscale cyclonic circulation forms at the central coast of Taiwan leading to the change of the convergence region. Thus, the locations where the convective system and heavy rainfall occur differ significantly from those of observation.

Keywords: Typhoon Kong-rey (2013), Typhoon rainfall, Taiwan topography. doi: 10.3966/025400022018064602002