

卡玫基颱風(2008)於台灣地區伴隨豪雨之數值模擬研究

楊筑方 簡芳菁*

國立台灣師範大學地球科學系

(中華民國一〇一〇年九月十四日收稿；中華民國一〇一〇年十二月二十一日定稿)

摘 要

卡玫基(Kalmaegi)颱風於 2008 年 7 月 16 至 19 日間影響台灣，在登陸台灣期間於中南部地區降下超大豪雨，造成嚴重水災及山區土石流，颱風離台後並引進西南氣流而造成豪雨。本研究使用 WRF 模式模擬卡玫基颱風個案，探討中部地區豪雨之成因，並針對颱風離台後，台灣西南方海域上空大氣環境與西南氣流造成之降雨進行敏感度分析。

模擬結果顯示，卡玫基颱風影響台灣期間，中央山脈的地形效應在對流發展及降雨方面扮演了重要角色。於颱風登陸後，來自颱風低層相對較乾冷之西來氣流受地形阻擋轉為朝向北至東北運動，並與西北方移入之暖濕對流帶於台灣中部地區輻合。輻合之氣流受到地形抬升，低層水氣舉升凝結，同時與不斷自海峽移入之對流帶於陸地上合併，而使對流系統發展更為旺盛，並在中部山區降下超大豪雨。此外，卡玫基颱風於出海前移速減慢，造成對流系統於中部地區滯留，也是豪雨成災的原因之一。

本研究也利用 FDDA nudging 方法進行模擬。其中，在南海北部上空分別同化增加濕度及西南風速之虛擬探空資料，可改善西南氣流模擬偏弱之情形，並進一步使台灣西南部地區模擬之降雨較接近於觀測。分析結果顯示，濕度與風場調整後，台灣西南外海至西南部地區上空之低層位溫提高，水氣量增加，並伴隨較強之西南風。此環境有利於西南氣流伴隨之對流系統在通過台灣西南外海時持續發展，並藉由強西南風之吹送，將潮濕水氣及對流傳送至台灣地區。其後，受到地形效應之作用，造成台灣西南部地區顯著之降雨情形。

關鍵字：卡玫基颱風、豪雨、西南氣流

*通訊作者：台北市文山區汀州路四段 88 號，jfj@ntnu.edu.tw

一、前言

台灣地區受到東亞季風之影響，且位於西北太平洋颱風主要移動路徑上。在夏末至初秋期間，由於太平洋高壓西緣北移，季風槽範圍涵蓋南海、菲律賓海及台灣地區一帶，使得颱風在此區域活躍。根據 Wang and Chen (2008)之研究結果顯示，七月中旬至九月期間，颱風通過台灣之頻率增加，而由颱風伴隨之強風及劇烈降雨往往在台灣地區造成嚴重災情。為能降低災害之發生，颱風預報之準確性顯得極為重要。但由於缺乏海面上之觀測資料，以及颱風環流與台灣地形間之複雜交互作用，使颱風預報困難度增加(Wu and Kuo 1999)。而台灣之中央山脈高度將近 4 km，不僅會使接近台灣之颱風路徑偏移，移速改變(Wu and Kuo 1999; Wu 2001; Yang et al. 2008)，並會影響颱風內部之對流結構及風雨分布(Cheung et al., 2008)。雖然，颱風於台灣地區造成之降雨分布因颱風行進方向而異，但主要仍集中於迎風面地區，並在夏季及初秋分別受到西南及東北季風之影響，導致西南及東北部地區較易有豪雨發生(Chen et al., 2007)。過去之研究(Wu et al., 2002; Chiao and Lin 2003)指出，在高解析度之地形及模式網格設定下，對於颱風降雨分布之模擬掌握良好，並能顯現出中央山脈之陡峭地形在降雨方面扮演的關鍵性角色。在地形效應影響下，氣流於迎風面被抬升，其上升速度增加，並將大量水氣舉升，使得迎風面地區之對流發展及降雨機會增加(Wu et al., 2002; Lin et al., 2002; Chiao and Lin 2003; Yang et al., 2008; Wu et al., 2010)。相較於颱風伴隨之對流雨帶，地形效應對於山區強降雨之發生有更大的貢獻，其中，條件或潛在不穩定氣流受地形抬升為誘發深對流發展，造成豪雨之重要因素(Lin et al., 2001)。

另一方面，颱風內部伴隨之對流受到環境垂直風切及颱風行進方向所影響，呈現非對稱性分布(Corbosiero and Molinari 2002, 2003; Chan et al., 2004)，而此旺盛對流為颱風影響陸地初期強降雨之來源。除了颱風環流本身帶來之強降雨造成災害外，在颱風環流與東亞季風之交互作用下，使得颱風與季風環流疊加、輻合，以及由颱風環流引進季風流場所造成之豪大雨亦不容小覷。其中，2004 年敏督利(Mindulle)颱風為北行颱風伴隨西南氣流引發豪大雨之典型個案。Chien et al., (2008)、Lee et al., (2008)及簡與楊(2009)之研究結果顯示，敏督利颱風出海前，南海及台灣西南方海域上空已蘊含大量潮濕水氣，而颱風出海後，其牽引之西南氣流伴隨此潮濕不穩定水氣與颱風環流輻合形成旺盛對流系統。後續又受到太平洋高壓西伸之影響，以及地形效應的作用，於台灣中南部地區降下超大豪雨。此外，2009 年莫拉克(Morakot)颱風在登陸台灣後，由於颱風環流與西南氣流之交互作用，以及中尺度對流與台灣地形效應之影響，再加上颱風移速減慢造成超長延時之強降雨，導致台灣南部山區災難性豪雨的發生(Chien and Kuo 2011; 周等, 2010; 陳等, 2010)。上述兩個颱風個案顯示，夏季來自南海之暖濕西南氣流為颱風影響台灣期間中南部山區劇烈降雨發生的重要因素。簡與楊(2009)對於北行颱風伴隨西南氣流之研究結果指出，南海及台灣附近旺盛西南氣流的存在與南海及東南亞上空蘊含大量之潮濕水氣，以及颱風、季風槽和太平洋高壓間之交互作用導致南海至台灣附近西南風的增強有關。透過此強勁西南風的持續吹送，有利於將南海上空之潮濕水氣傳送至台灣地區，形成豪雨。另外，於秋季時，暖濕之颱風環流與乾冷之東北季風輻合生成的旺盛對流系統和台灣地形相互作用

用，往往導致台灣北部至東部迎風面地區豪雨成災。其中，台灣地形、颱風渦旋半徑及東北季風強弱皆會影響颱風環流與東北季風共伴於台灣地區造成之降雨分布與雨量多寡(Wu *et al.*, 2009)。

2008 年第七號颱風卡玫基(Kalmaegi)於侵台期間，為台灣西南部地區帶來超大豪雨，造成嚴重水災及山區土石流。由觀測資料顯示，在颱風出海前，於台灣中部地區降下持續性之大雨，其中在 17 日 2300 UTC 至 18 日 0000 UTC 間，台中大坑自動雨量站測得之時雨量高達 148.5 mm，以致於大量雨水無法宣洩，而造成中部地區多處淹水的災情。至颱風出海北行後，其環流牽引之旺盛西南氣流伴隨對流雲系通過台灣地區，造成西南部地區降雨及山區豪雨的發生。此外，在颱風影響台灣期間，分布於西部地區之強降雨帶隨時間而向北移動，其中於中部地區之降雨強度最大，並有滯留之情形。因此，本研究主要嘗試了解卡玫基颱風於台灣中部地區降下超大豪雨之原因，並進一步探討在何種環境及機制作用下，可以使得對流系統發展如此旺盛。另一方面，也將針對台灣西南方海域上空之大氣環境與西南氣流伴隨對流造成之降雨進行分析與討論。

二、個案介紹與觀測資料分析

卡玫基颱風於 7 月 15 日在菲律賓呂宋島東北方生成(圖 1a)，此時移動緩慢且近似滯留，不久後由東北轉北北西方向行進，逐漸朝台灣東部沿海靠近。在 17 日 0930 UTC 左右增強為中度颱風，但隨後由於逐漸接近陸地，結構受到地形之破壞，減弱為輕度颱風，並於 1340 UTC 在宜蘭南部登陸。卡玫基颱風離台前，移速減慢，於 18 日 0000 UTC 左右由桃園附近出海後，持續向西北方向移動，並於同日 1000 UTC 時登陸大陸福

建，繼續向北行進。由地面天氣圖(圖 2a)顯示，在 7 月 16 日 1200 UTC 時，卡玫基颱風中心位於菲律賓東北方海面上，而台灣地區受到颱風外圍環流影響，低層主要吹北風至東北風。此時太平洋高壓範圍主要分布於日本東南方外海(圖 2b)。在往後 48 小時期間，太平洋高壓勢力增強，且向西延伸，引導颱風由北北西轉西北方移動，通過台灣北部上空(圖 3b)。至 18 日 1200 UTC 時，卡玫基颱風強度明顯減弱，而由颱風南側環流引進之西南風通過台灣海峽及台灣西部地區(圖 3a)。

衛星雲圖及雷達回波圖(圖 4a 及 b)顯示，卡玫基颱風登陸台灣後，其西南側環流伴隨之旺盛對流雨帶不斷自海峽上空移入台灣地區，使得南部地區降下豪雨。而當颱風中心移至北部上空時，其中心附近之對流系統與西南側環流移入台灣西部上空之對流雨帶合併，導致中南部地區受到旺盛對流系統所影響。而此合併之旺盛對流逐漸北移，於颱風出海前，在中部地區滯留約四小時，使得中部地區降下連續性大雨(圖 4c 及 d)。在卡玫基颱風出海向西北行進期間，此旺盛對流逐漸減弱，並隨著颱風而遠離台灣。但於颱風中心通過台灣西北方海面上時，其所伴隨之旺盛西南氣流逐漸移入台灣西部迎風面地區(圖 4e 及 f)，導致中南部地區再度降雨。至 7 月 19 日之後，西南氣流對台灣的影響才逐漸降低。

由中央氣象局局屬測站之時雨量時序變化(圖 5)可見，於 16 日 1200 UTC 至 18 日 1200 UTC 間，最大時雨量發生之地區大致上隨時間逐漸向北移動，此現象為颱風伴隨之主要對流雨帶北移所造成。其中，在 16 日 1200 UTC 至 17 日 1200 UTC 卡玫基颱風位於台灣東部外海時，時雨量較高之地區位於台灣南部之測站(台南、高雄及恆

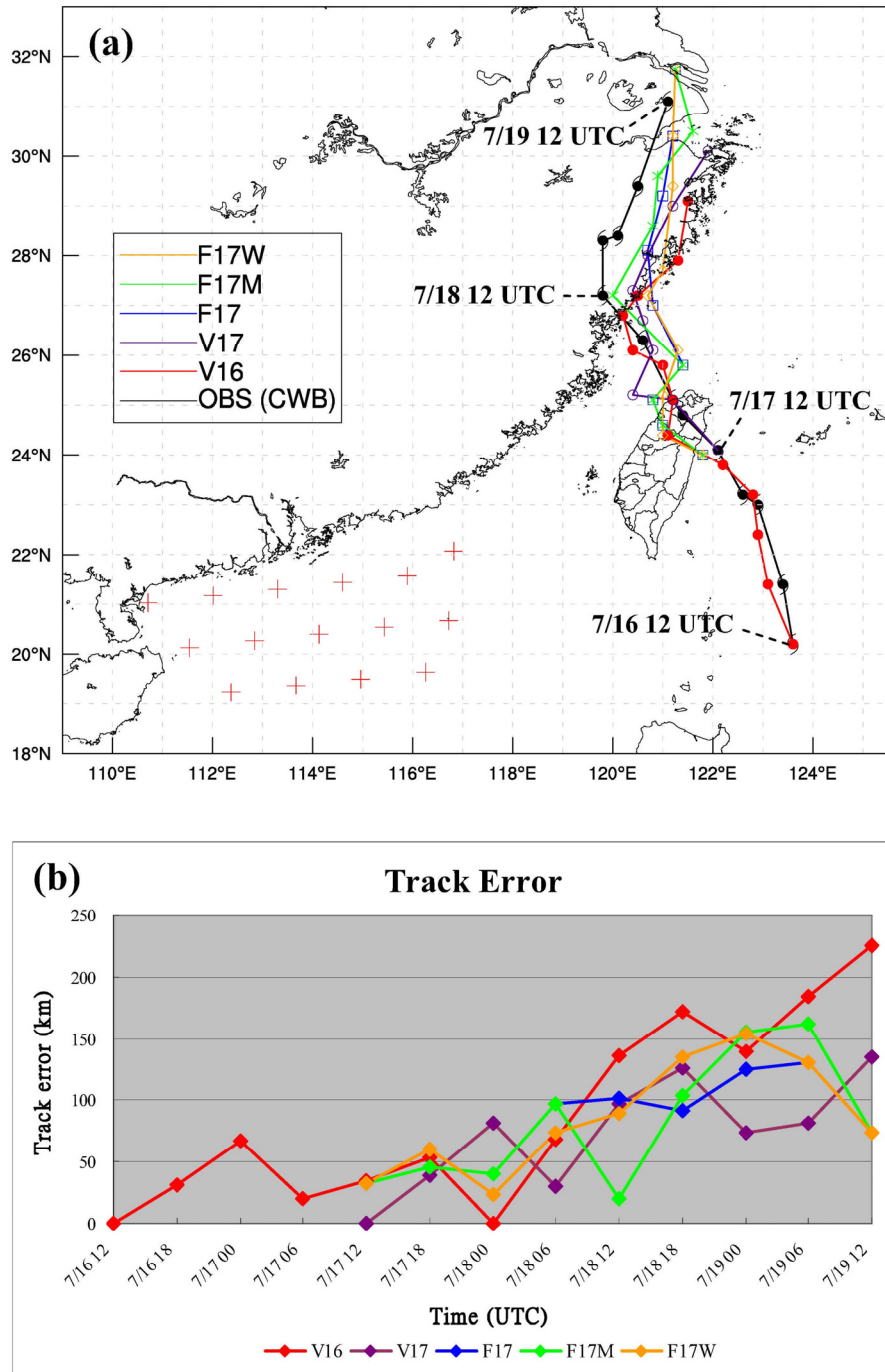


圖 1 (a)卡玫基颱風路徑圖。黑色線為中央氣象局觀測路徑，由 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC。紅色線為 V16 模擬路徑，自 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC 起，模擬 72 小時。紫、藍、綠及橙色線分別為 V17、F17、F17M 及 F17W 模擬路徑，自 2008 年 7 月 17 日 1200 UTC 起，模擬 48 小時。皆為每 6 小時一筆。圖中紅色十字表虛擬探空資料同化位置，共 15 點。(b)各組模擬之卡玫基颱風與中央氣象局觀測資料之路徑誤差變化。

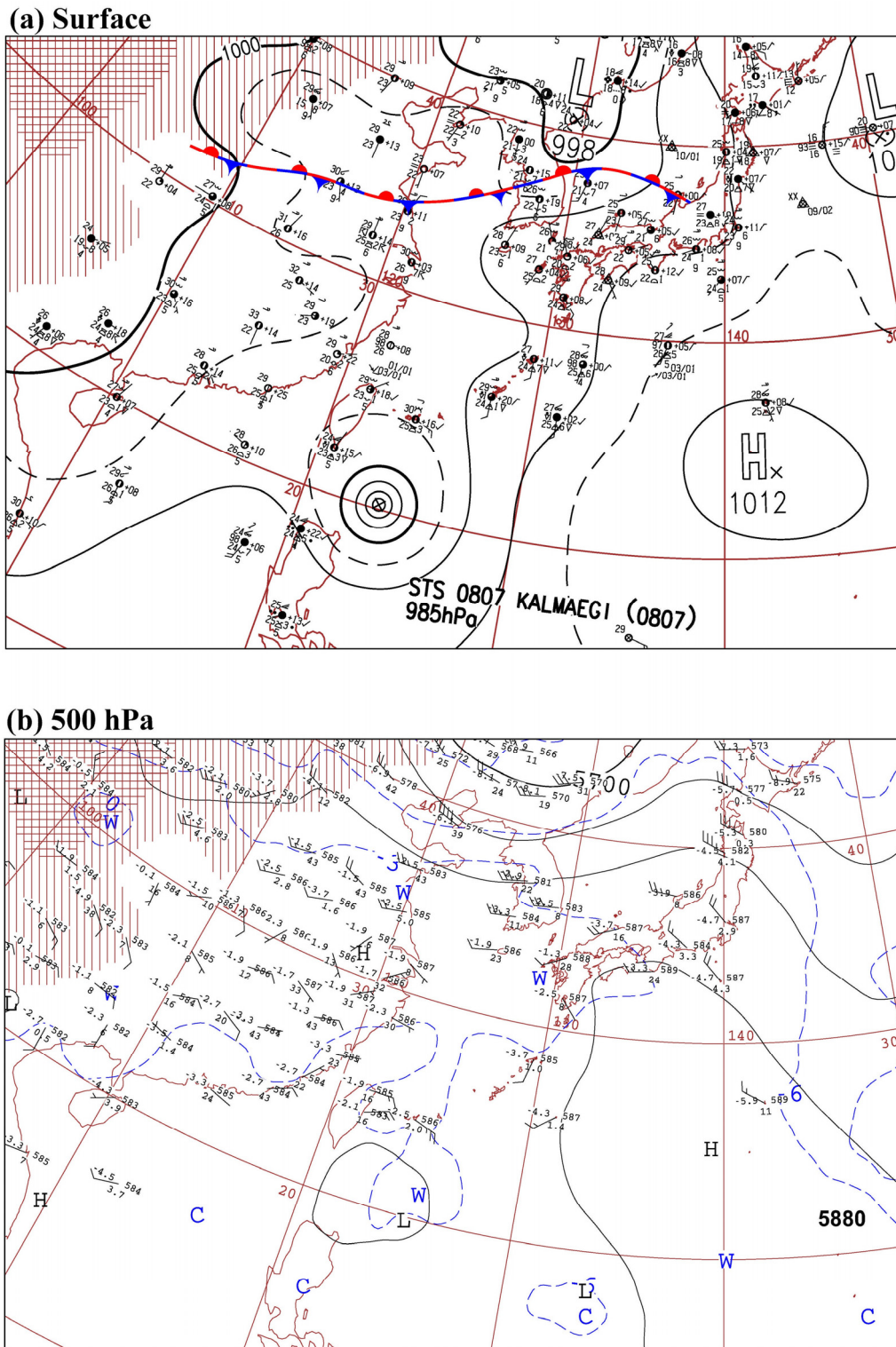
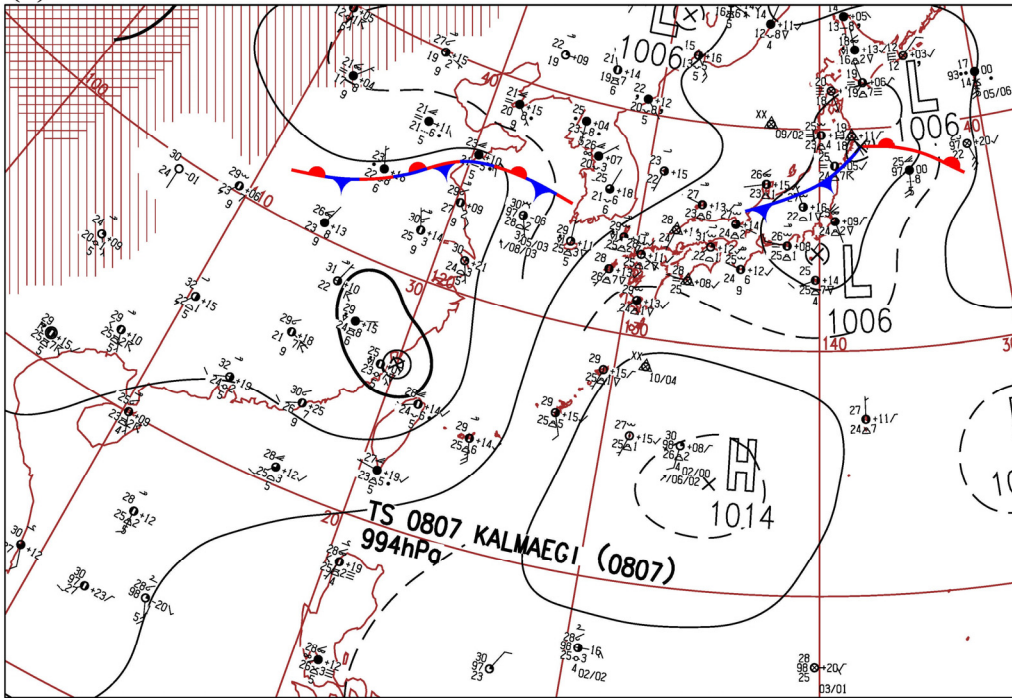


圖 2 日本氣象廳之 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC (a)地面及(b)500 hPa 天氣圖。

(a) Surface



(b) 500 hPa

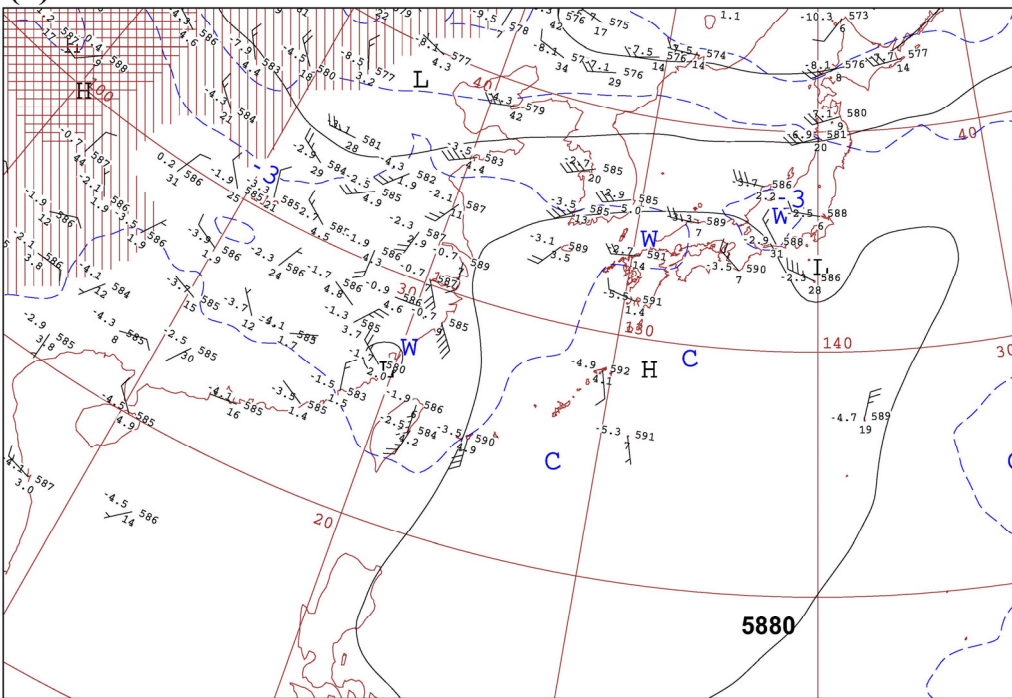


圖 3 同圖 2，但時間為 2008 年 7 月 18 日 1200 UTC。

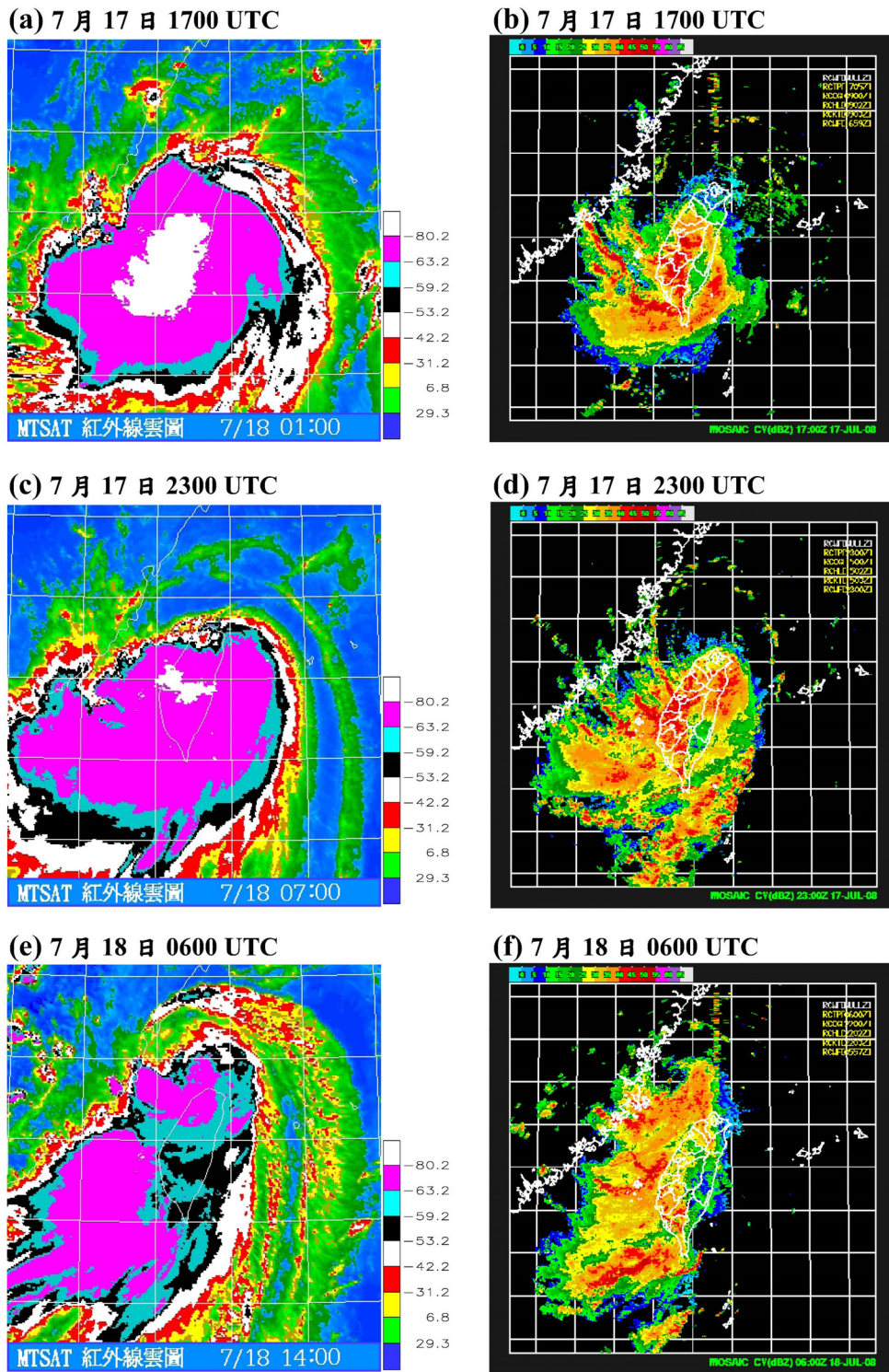


圖4 台灣地區觀測之 IR 色調強化衛星雲圖 (a、c 及 e，色階為雲頂溫度，單位為 $^{\circ}\text{C}$) 及雷達回波圖 (b、d 及 f，單位為 dBZ)，時間分別為(a-b) 7月 17日 1700 UTC、(c-d) 7月 17日 2300 UTC 及(e-f) 7月 18日 0600 UTC。

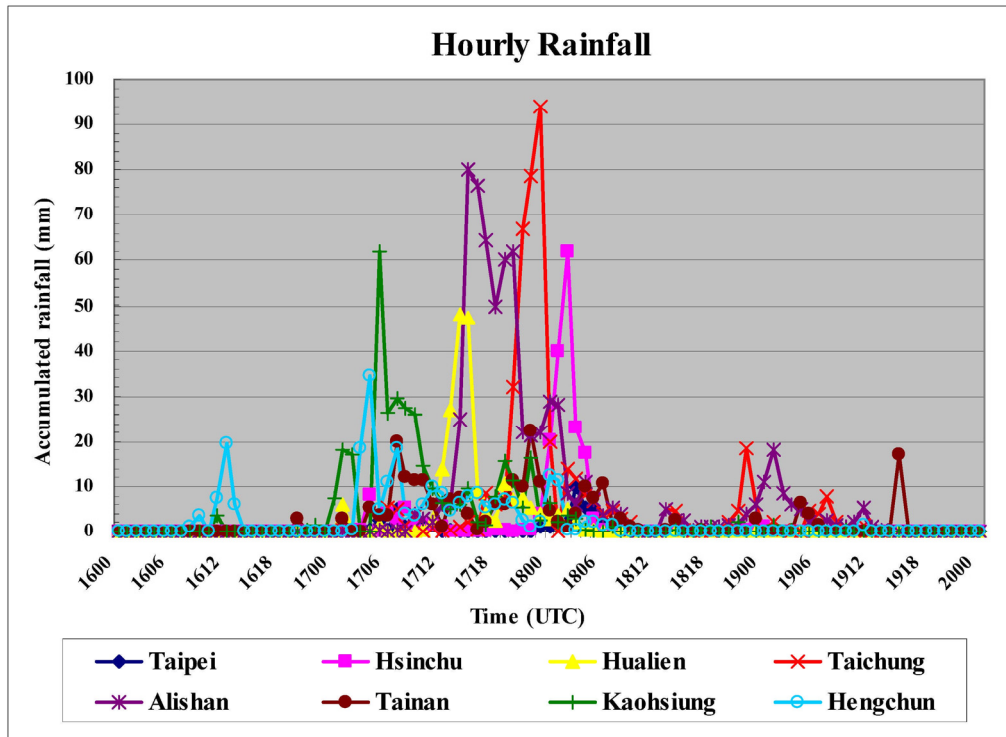


圖5 中央氣象局局屬測站(台北、新竹、花蓮、台中、阿里山、台南、高雄及恆春)2008年7月16日0000 UTC至20日0000 UTC之時雨量時序變化,單位為 mm h^{-1} 。

春)。而於颱風通過台灣及海峽北部上空期間(17日1200 UTC至18日1200 UTC),以台中及阿里山測站之時雨量明顯較多,尤其台中測站在17日2200至2300 UTC時,降雨高達 94 mm h^{-1} 。至18日1200 UTC之後,颱風逐漸遠離台灣,受到颱風伴隨之西南氣流所影響,台中、阿里山及台南測站之時雨量較高,但降雨強度較前48小時期間明顯減少,皆低於 20 mm h^{-1} 。如前述可知,於7月16日至19日期間,台灣地區之降雨分布明顯受到卡玫基颱風的行進方向及其所在位置影響,且降雨主要由颱風環流及西南氣流伴隨之對流所造成,並可分為颱風降雨時期及西南氣流降雨時期,其中,颱風降雨時期依據颱風登陸的時間又可分為颱風降雨前期及後期。在颱風降雨前期(7月16日1200 UTC至17日1200 UTC),卡

玫基颱風由菲律賓東北方外海朝北北西方向行進,逐漸接近台灣東部陸地。此時颱風外圍環流受到中央山脈阻擋,降雨主要分佈於台灣東北部及西南部迎風面地區,並以西南部地區之累積降雨量最高(圖6a)。當颱風中心位於台灣東北部外海,持續向西北方行進,通過台灣北部地區,移至海峽北部上空期間,屬於颱風降雨後期(7月17日1200 UTC至18日1200 UTC)。此期,由於卡玫基颱風暴風圈籠罩台灣地區,使得全台皆有降雨,且以西部地區,尤其是中南部山區之累積雨量最高,約達800 mm(圖6b)。其中,在17日2100 UTC至18日0000 UTC間,旺盛對流系統於中部地區滯留,使得台中市附近地區之累積雨量高達300 mm(圖6d)。而西南氣流降雨時期(7月18日1200 UTC至19日1200 UTC)主

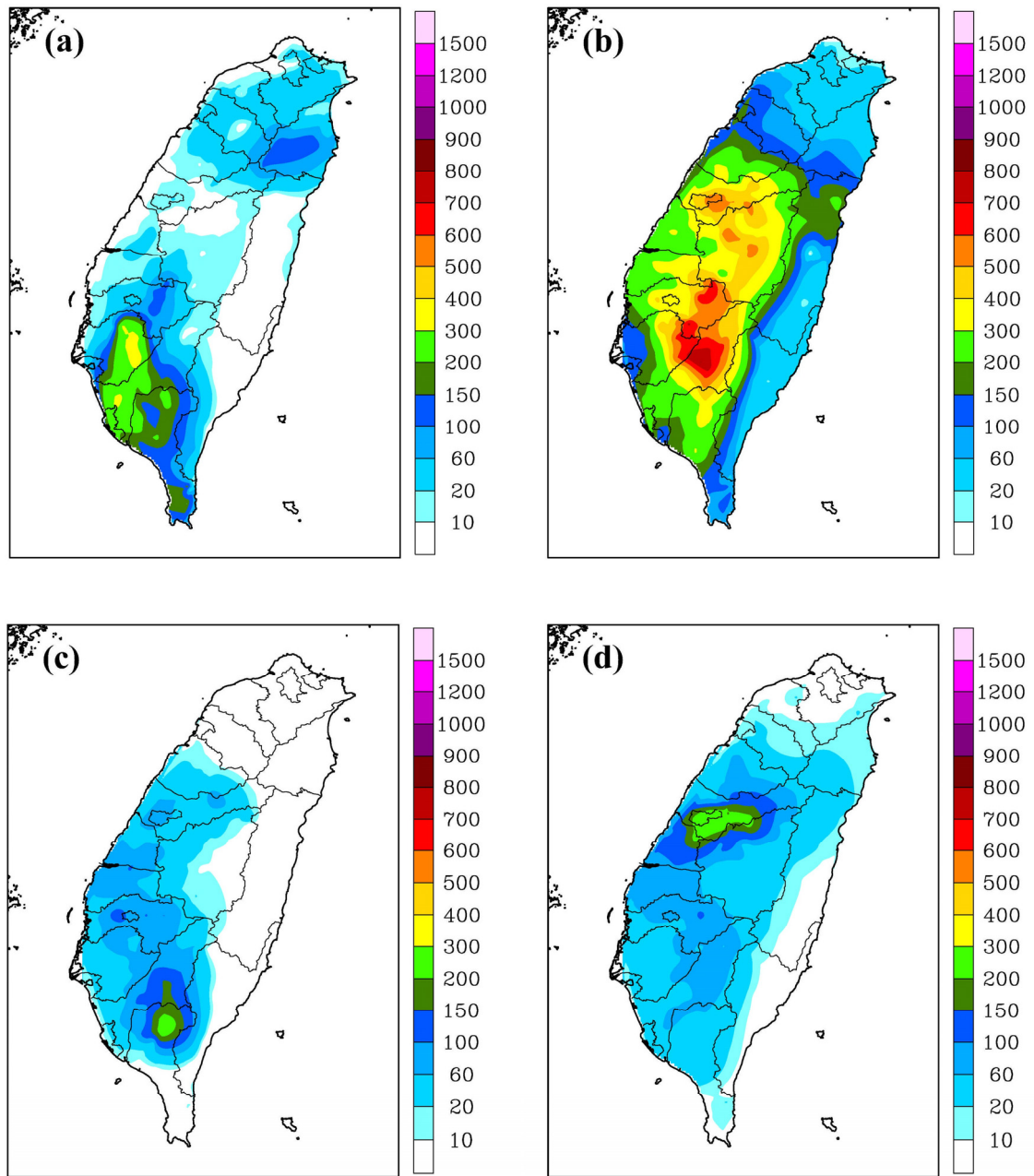


圖 6 自動雨量站觀測之 24 小時累積降雨量(mm)，累積時間為 2008 年 7 月(a) 16 日 1200 UTC 至 17 日 1200 UTC、(b) 17 日 1200 UTC 至 18 日 1200 UTC、(c) 18 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC，以及(d) 17 日 2100 UTC 至 18 日 0000 UTC 之 3 小時累積降雨量(mm)。

要為卡玫基颱風中心位於中國大陸地區上空期間。由於颱風伴隨之潮濕西南氣流受到台灣中央山脈阻擋，以致於降雨主要發生在中南部迎風面地區。此時期之累積降雨量明顯較颱風降雨時期為少，但南部山區之降雨仍超過 150 mm d^{-1} (圖 6c)。

由於觀測資料在時間及空間上解析度不足，無法充分了解對流系統生成及發展的機制，以及對流系統與地形之交互作用。另外，南海上缺乏高空觀測資料及水氣資訊，以致對於西南氣流的探討有一定的困難度。因此，本研究使用數值模式模擬卡玫基颱風個案，並利用模擬之結果作進一步的分析探討。

三、資料來源與研究方法

本文使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 3.0.1 版進行數值模擬研究。模式之初始場及邊界資料為美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 的全球預報模式 (Global Forecast System, GFS) 分析場資料 (水平解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$)，時間由 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC，每 6 小時一筆。模式之地圖投影為藍伯特投影法，並使用三層巢狀網格，第一層 (簡稱 D1)、第二層 (D2) 及第三層 (D3) 網格之水平解析度分別為 45、15 及 5 km，垂直 full- σ 座標有 32 層。巢狀網格間採用雙向交互作用 (two-way interactive) 的方式處理，使相鄰兩層網格之資料及模擬結果能相互影響。此外，我們於 WRF 模式中使用三維變分資料同化 (three-dimensional variational data assimilation, 3DVAR) 及四維資料同化系統 (four-dimensional data assimilation, FDDA) 進行模擬。其中，3DVAR 於初始時間加入

觀測資料，並利用變分法之計算，得到合理大氣狀態之最佳估計值作為模式初始場。另一方面，FDDA 則先以 Cressman scheme (Cressman 1959) 之客觀分析方法，將觀測資料同化於網格點上，再將此調整過後之分析或預報場以四維資料同化推進 (FDDA nudging) 方法進行後續的模擬。而同化之資料分為兩類，一為觀測資料，其中有地面觀測及探空資料，另一部分為虛擬資料，包含中央氣象局根據 Rankine Vortex 所得之 40 點颱風人工植入渦旋 (typhoon bogus) 及西南氣流敏感度測試之虛擬探空資料。關於中央氣象局颱風人工植入渦旋的資訊，可參考陳與賴 (2004) 之研究。

本研究依據不同的初始時間、資料同化方法及西南氣流敏感度測試，共進行五組模擬。由表 1 所示，V16 之初始時間為 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC，模擬 72 小時，並使用 3DVAR 資料同化系統，設定之同化區間 (time window) 為 6 小時，於模式初始場同化地面測站、探空及颱風渦旋資料。而為得到最佳降雨模擬結果，經由微物理過程與積雲參數法之敏感度測試後，分別選用 Thompson graupel scheme (Thompson et al. 2004) 與 New Grell scheme (Grell and Devenyi 2002)，邊界層參數法則選用 YSU (Yonsei University) PBL scheme。由於 V16 後期對西南氣流之模擬結果不理想，因此嘗試將初始時間延後至 2008 年 7 月 17 日 1200 UTC，模擬 48 小時，而此模擬組別 V17 之各項設定大致與 V16 相同，僅更改微物理過程為 Goddard GCE scheme (Tao and Simpson 1993; Tao et al. 2003)。為了進一步了解西南氣流降雨模擬不佳之可能原因，我們針對卡玫基颱風伴隨之西南氣流進行降雨敏感度分析。F17、F17M 及 F17W 則採用 FDDA nudging 方法進行模擬，其微物理過程及積雲參數法設定同 V17。此三組

模擬不僅在初始時間同化地面測站、探空及颱風渦旋資料，並於其後每 6 小時在模式預報場中加入所屬時間之地面測站及探空資料至模擬結束。而根據簡與楊(2009)之研究指出，北行颱風離台前，南海上空之豐沛水氣及強西南風為有利於台灣西南部地區降雨的重要因素。因此，F17M 及

F17W 除上述資料外，每 12 小時再加入虛擬探空資料調整南海北部上空溫度、露點溫度及風場，其資料分布參考圖 1a。由表 2 所示，F17M 同化之虛擬探空資料高度由 1000 至 500 hPa，而因日夜溫差分為 0000 及 1200 UTC 兩組資料，其溫度值參考 NCEP GFS 分析場資料而來，並調整溫度

表 1 本研究各組模擬之實驗設計

組別	模擬初始時間	資料同化方法	同化時間	同化資料種類
V16	2008 年 7 月 16 日 1200 UTC	3DVAR	初始時間	地面測站、探空及中央氣象局颱風渦旋資料
V17	2008 年 7 月 17 日 1200 UTC	3DVAR	初始時間	地面測站、探空及中央氣象局颱風渦旋資料
F17	2008 年 7 月 17 日 1200 UTC	FDDA nudging	初始時間	中央氣象局颱風渦旋資料
			每 6 小時	地面測站及探空資料
F17M	2008 年 7 月 17 日 1200 UTC	FDDA nudging	初始時間	中央氣象局颱風渦旋資料
			每 6 小時	地面測站及探空資料
			每 12 小時	濕度虛擬探空資料 (包含溫度資訊)
F17W	2008 年 7 月 17 日 1200 UTC	FDDA nudging	初始時間	中央氣象局颱風渦旋資料
			每 6 小時	地面測站及探空資料
			每 12 小時	風場虛擬探空資料

表 2 F17M 及 F17W 之虛擬探空資料設定

組別	同化參數	同化範圍	調整數值	備註
F17M	溫度、露點溫度	500-1000 hPa 共 14 層	$T - T_d = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ (相對濕度 RH = 100%)	因日夜溫差變化，分為 0000 及 1200 UTC 兩組資料。
F17W	風場(風向、風速)	850-1000 hPa 共 7 層	風向：225、250 度 風速：15、20 m s^{-1}	僅一組資料

及露點溫度差值，使相對濕度為 100%。而 F17W 之資料同化設定與 F17M 相同，但提供較強西南風之虛擬探空。由於 NCEP GFS 分析場資料顯示，7月 17 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC 期間，南海北部上空之西南西至西南風主要分布於低層大氣，風速約為 $5-15 \text{ m s}^{-1}$ ，因此 F17W 同化之虛擬探空為增強 1000 至 850 hPa 間之風速至 $15-20 \text{ m s}^{-1}$ ，而風向則與分析場一致，為西南西至西南風（表 2）。此外，為避免 FDDA nudging 在模擬期間加入資料而造成模式不平衡，因此僅在 D1 作資料同化，D2 及 D3 則透過雙向交互作用之方式，由外層網格提供邊界條件影響後續的模擬，並只針對 D2 及 D3 之模擬結果作分析、探討。

四、颱風侵台期間之模擬結果

(一) 模擬結果與觀測比較

由圖 1a 及 b 顯示，V16 模擬之卡玫基颱風路徑大致上與觀測相近，於 0-42 h 間，路徑誤差皆小於 100 km，至 48 h 之後，路徑誤差明顯增加。其中，颱風中心於 28 h 時在花蓮北部登陸，較觀測登陸位置稍微偏南，接著由西北轉向北於台灣北部上空緩慢移動，並於 37 h 時由桃園附近出海。卡玫基颱風離開台灣後，朝北北西方行進，且移動速度減慢。當颱風中心接近大陸地區時，轉向東北方，沿著大陸海岸地區移動。

由 V16 之 24 小時累積降雨模擬結果顯示，在颱風降雨前期(0-24 h)，台灣地區受到卡玫基颱風外圍環流之影響，累積雨量高值區位於台灣東北及西南部山區（圖 7a）。與觀測（圖 6a）相比，降雨量在北部及中南部山區高估，且在西南部平原地區有明顯低估之情形。於颱風降雨後期(24-48 h)，全台有雨，降雨分布與觀測相近，但在中部山區高估，最高值為 896 mm d^{-1} ，而於南

部山區及平原處則略微低估（圖 6b 及 7b）。由於颱風西南側環流伴隨之對流回波模擬偏弱（圖 8a、c 及 e），使得在上述兩個時期於台灣南部地區之降雨量皆較觀測明顯低估。而在西南氣流降雨時期(48-72 h)，由於模擬之颱風離台後，移速減慢，且路徑偏東，使海峽北部至台灣中部沿海附近之降雨量明顯較高，但中南部山區之降雨則較觀測明顯低估（圖 6c 及 7c）。其中，於颱風降雨後期之 33-36 h 間，由颱風環流伴隨之強對流於台灣中部地區附近滯留（圖 8c），而使此處之 3 小時累積降雨高達 400 mm（圖 7d），並於 34-35 h 間有最大時雨量將近 180 mm。與觀測相比，此時中部地區模擬之回波強度及分布與觀測相近（圖 4d 及 8c），但降雨極值之位置及雨量則較觀測些微偏南及高估（圖 6d 及 7d）。整體而言，V16 對於台灣中部地區強降雨之模擬大致上掌握良好，因此可利用這組模擬對中部地區豪雨事件進行討論，而有關係後期西南氣流之模擬，則以 V17、F17、F17M 及 F17W 進行討論。

(二) 台灣中部地區豪雨之分析

由 V16 模擬之 925 hPa 水平風場顯示，在颱風降雨後期，颱風中心位於台灣北部時，海峽中部及台灣中南部上空之西至西南風與颱風西北側環流之西北風於台灣中部地區及附近海域上空輻合，形成風速約為 50 kts 之強西風，並伴隨旺盛對流（圖 8a 及 c）。而至 37 h 颱風出海時，此低層輻合之西風風速維持在 50 kts 左右，但於對流南側之西南風風速減弱，且對流也有減弱的趨勢（圖 8e）。而此期間台灣南部地區上空 700 hPa 處主要為 30-40 kts 之西風（圖 8b、d 及 f），風場受到地形影響明顯較小。為能了解於 33-36 h 時，造成台灣中部地區對流發展旺盛之輻合氣流來源，因此在 34 h 時，於對流附近釋放 12 個氣塊

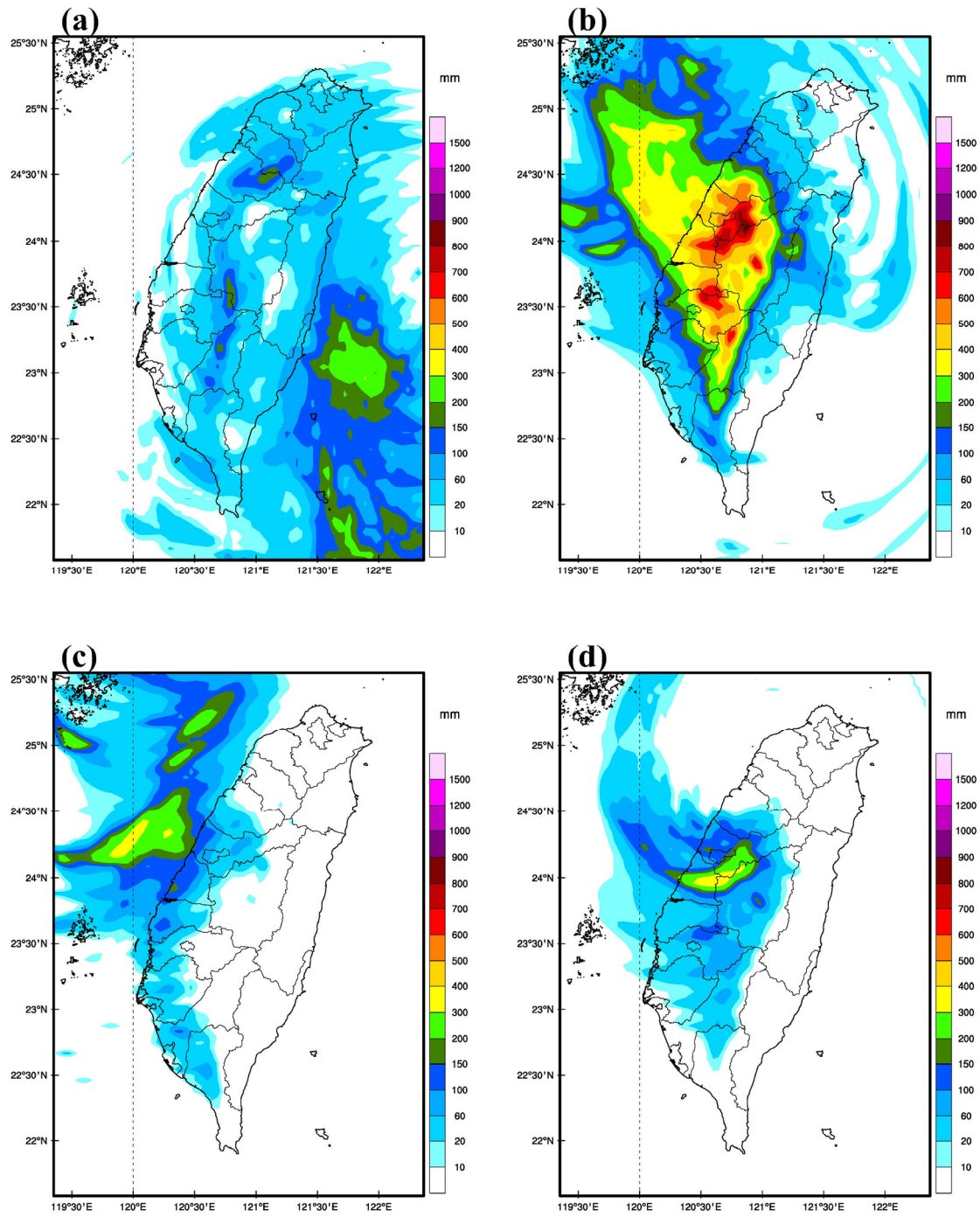


圖 7 V16 模擬之 24 小時累積降雨量(mm)，累積時間為(a) 0-24 h (16 日 1200 UTC 至 17 日 1200 UTC)、(b) 24-48 h (17 日 1200 UTC 至 18 日 1200 UTC)、(c) 48-72 h (18 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC)，以及(d) 33-36 h (17 日 2100 UTC 至 18 日 0000 UTC)之 3 小時累積降雨量(mm)。

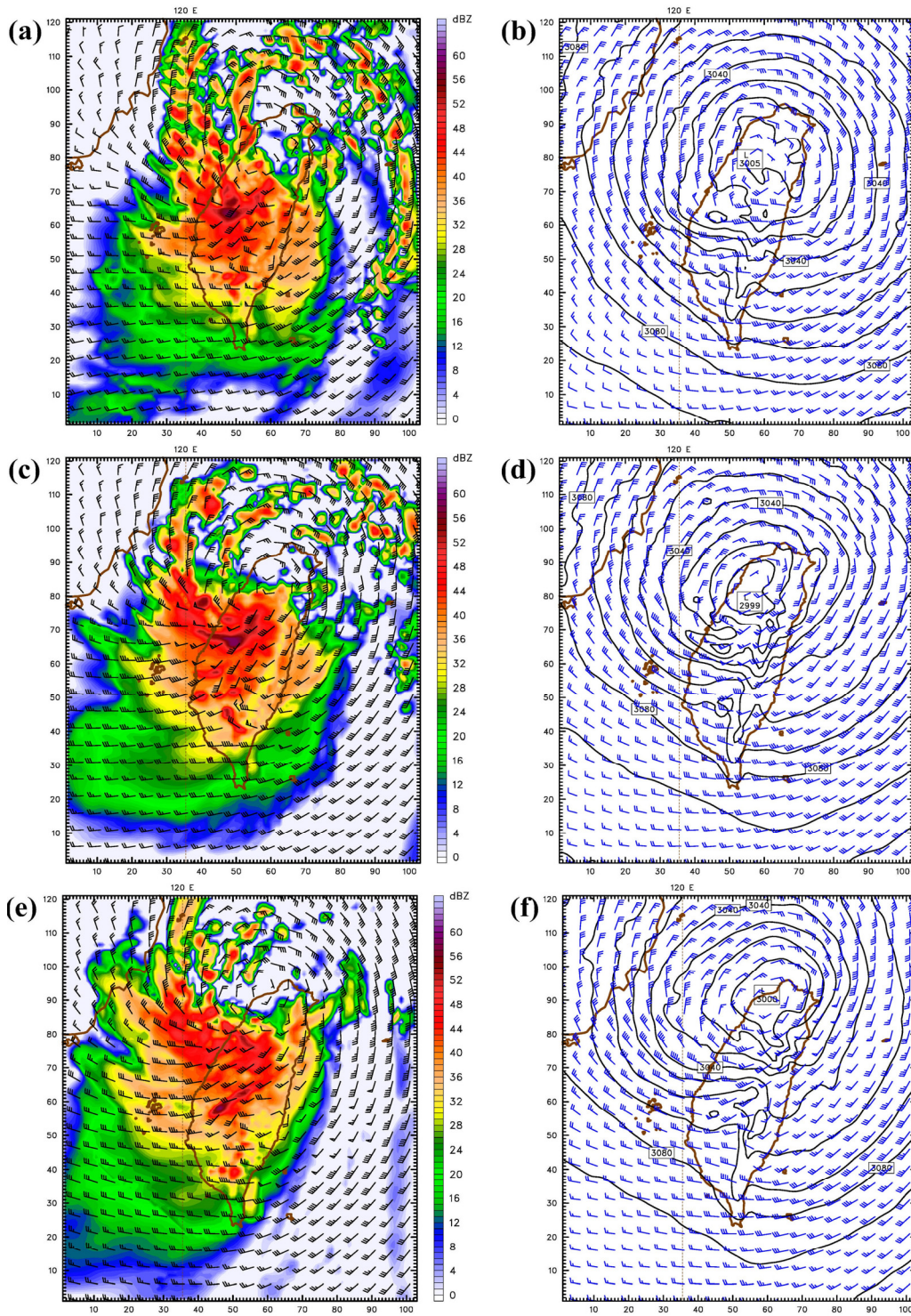


圖 8 V16 模擬之 (a、c 及 e) 最大雷達回波 (色階, 單位為 dBZ) 與 925 hPa 水平風場 (風標, 長線為 10 kts, 短線為 5 kts), 以及 (b、d 及 f) 700 hPa 重力位高度 (黑色實線, 間距為 10 m) 與水平風場 (風標, 長線為 10 kts, 短線為 5 kts)。模擬時間分別為(a-b) 31 h、(c-d) 34 h 及(e-f) 37 h。

點，以追蹤氣塊之來源及去向。由 34 h 回推至 24 h 之氣塊軌跡線（圖 9）顯示，此對流系統由不同來源之氣流所輻合，其一為來自台灣東部外海低層大氣，由颱風環流引入之西北氣流（軌跡 1-3），另一為來自海峽南部低層大氣之西來氣流（軌跡 4-12），但部分氣流受到中央山脈阻擋，轉為向北至東北運動（軌跡 9-12）。由 34 h 至 37 h 之軌跡線顯示，此輻合之氣流過山後，被颱風中高層環流所牽引，朝東北方運動。

為進一步了解此旺盛對流在移動過程中之發展，以及於中部地區滯留期間對流的垂直結構，因而透過圖 9 中南北向剖面 A 進行探討。當卡玫基颱風登陸台灣，中心位於北部地區上空時，來

自南海北部之西來氣流受地形阻擋轉為向北至東北運動，而使南風分量於中南部山坡處增強，並與來自颱風環流之北來氣流於中部地區附近輻合（圖 10a）。北來氣流受到對流上升運動之抬升，越過低層南風帶至中高層大氣，持續向南傳送。於 34 h 時（圖 10b），南風風速及低層輻合明顯增強，輻合帶自地面向上延伸至 600-700 hPa 處，而其上空伴隨之強輻散及上升運動顯示，此時之對流發展旺盛。至 36 h 時（圖 10c），此旺盛對流逐漸減弱，南風帶向北移動，風速明顯減弱，而此時位於中部地區附近之低層輻合與其伴隨之上升運動及高層輻散亦隨之減弱。於 38 h 之後（圖 10d），主要之南風帶北移至台灣東北部外海，且

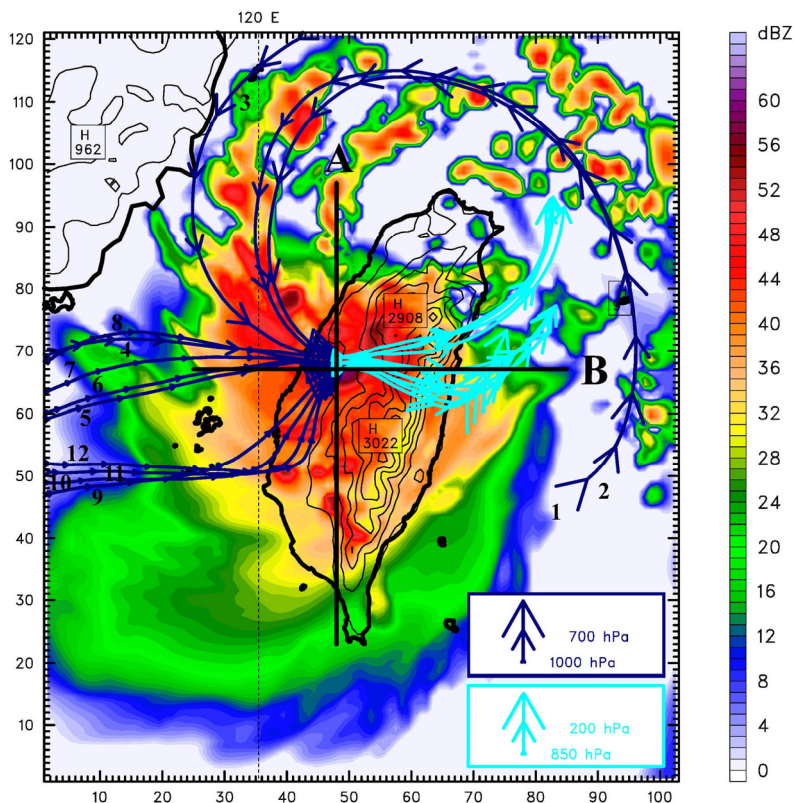


圖 9 V16 模擬於 34 h 之最大雷達回波（色階，單位為 dBZ）、地形高度（細黑實線，高度大於 100 m，間距為 500 m），以及釋放於台灣中部地區強對流附近，高度分別為 700、750、800 及 850 hPa 之軌跡線（粗實線）。深藍線為由 34 h 回推至 24 h，淺藍線為由 34 h 前推至 37 h，間距為 1 小時，箭頭大小表示氣塊所在高度(hPa)。

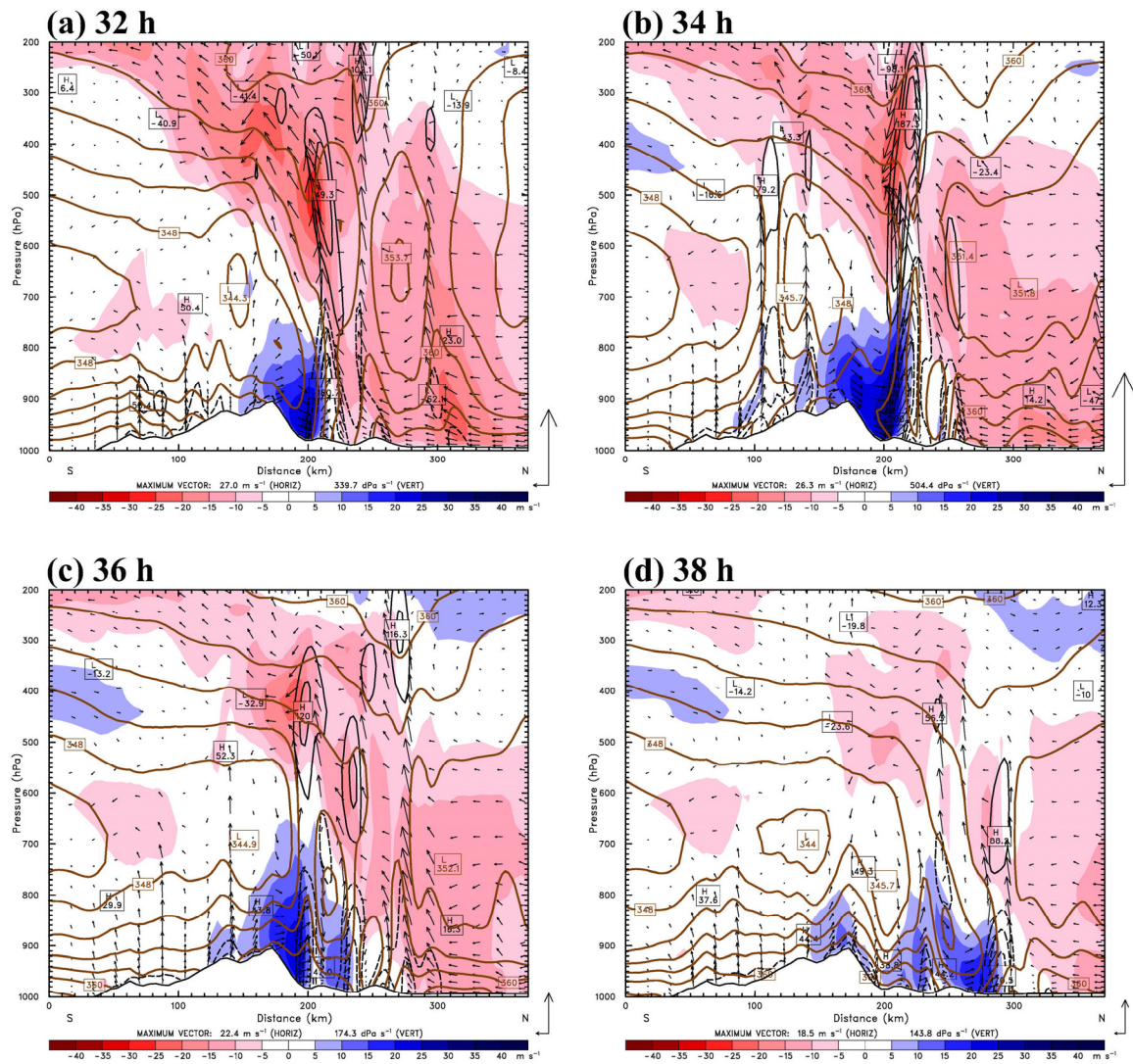


圖 10 V16 於圖 9 中垂直剖面 A 之平行剖面風場 (色階, 紅色為北風, 藍色為南風, 單位為 m s^{-1})、相當位溫 (棕色實線, 間距為 3 K)、輻散/輻合場 (黑色實線為輻散, 虛線為輻合, 間距為 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 及環流之方向 (箭頭)。模擬時間為 32-38 h, 每 2 小時一張。縱軸為高度(hPa), 橫軸為距離(km)。

風速減弱至 $15-20 \text{ m s}^{-1}$ ，同時，低層輻合之範圍縮小，對流強度較 36 h 時明顯為弱。而由相當位溫分布可見，在此期間，位於南北風輻合對流帶以南之大氣相當位溫較低，而以北之相當位溫較高。此結果顯示，南風分量為較乾冷之氣流，而北來氣流為較暖濕之空氣。由颱風降雨後期 (24-48 h) 剖面 A 之雷達回波時序變化 (Hovmoeller diagram, 圖 11a) 顯示，在 24-37 h 間，不斷有對流雨帶自海峽上空移入台灣西部地區，並與西部陸地上空之對流合併。在颱風登陸台灣 (28 h) 之後，位於中南部附近 (~180 km) 之強對流逐漸往北移動，並於 33-36 h 在中部地區 (~220 km) 上空近似滯留，當對流強度減弱後再持續向北移動。而累積雨量高值區域與強對流位置及移動方向一致，強降雨帶同樣於台灣中部地區滯留 (圖略)。由低層 (地面至 850 hPa) 風場變化 (圖 11b 及 c) 顯示，颱風登陸前，台灣中南部地區低層主要吹西北風，至颱風登陸後，南部地區上空則轉為偏西風。於近 30 h 時，西來氣流受地形阻擋而形成之南風分量於中南部山坡處 (~180 km) 逐漸增強，並與颱風西北側環流於中部地區 (~200 km) 輻合，使得此處之西風風速增加。對流系統於中部地區滯留約 3 小時後，透過颱風環流之低層強西南風吹送而對流輻合帶繼續向北移動，且逐漸減弱離開台灣，使西部地區降雨趨於緩和。將圖 11b 及 d 對照分析可見，於 28-36 h 時，中南部地區上空低層南風所伴隨之水氣量明顯較低，但由颱風環流伴隨之豐沛水氣不斷自海峽北部移入，使得 33-40 h 時，中部地區上空之低層水氣混合比增加，並提供此處對流系統發展所需之水氣。

藉由分析圖 9 中東西向之垂直剖面 B，可了解台灣地形對中部地區上空對流發展之影響。於 33 h 時 (圖 12a 及 b)，剖面上之主要對流位於中

部沿海附近 (~100 km)，而來自海峽之西風受到中央山脈之抬升，使得地形西部迎風面山坡處有明顯之輻合，並由沿海地區延伸至近山頂處。此時迎風側地面附近之低層風場主要為偏西南風，而上方吹北至西北風。在 33-34 h 間 (圖 12a-d)，對流胞受到低層強西風之吹送，東移至地形上坡處 (~120 km)，且西來氣流持續受到中央山脈之舉升，使得低層輻合及對流伴隨之上升速度明顯增強。其中，34 h (圖 12c 及 d) 為對流發展最為旺盛之時，來自海峽低層之西來氣流受到對流舉升而過山後，被引入颱風中高層環流。至 35 h 以後，位於迎風面之低層輻合減弱，範圍縮小，而伴隨之對流胞持續東移，且對流強度逐漸減弱、消散 (圖 12e 及 f)。由剖面 B 之雷達回波時序變化 (圖 13a) 顯示，於 24-27 h 時，颱風中心位於台灣東部外海，而強回波帶主要位於剖面東側之迎風面地區。與低層風場 (圖 13b 及 c) 配合可見，至 28 h 之後，颱風中心登陸台灣，剖面上之迎風面由中央山脈東側轉為西側，而強回波之分布也逐漸移向西側迎風面地區。而在 29-36 h 間，由於颱風中心接近台灣中部地區及南北氣流之輻合，使得中部外海之低層西風風速明顯增強，並將海峽上空之對流傳送至台灣中部地區。在對流東移之過程中，氣流受到地形抬升，而使 34 h 前後迎風面上空之上升運動明顯加強 (圖 13d)，對流發展更為旺盛。在此同時，來自海峽上空之西來氣流受到地形阻擋轉為偏南風，使得中部迎風面地區 (120-180 km) 上空之低層西風分量減弱，而南風分量增強，反而不利於對流持續向東抬升以及發展。在 36 h 後，颱風中心北移出海，此時海峽上空之低層西風持續減弱，使得西側迎風面上之南風亦同時減弱。至 40 h 之後，颱風持續北移遠離台灣，由颱風環流牽引之西南風通過海峽及

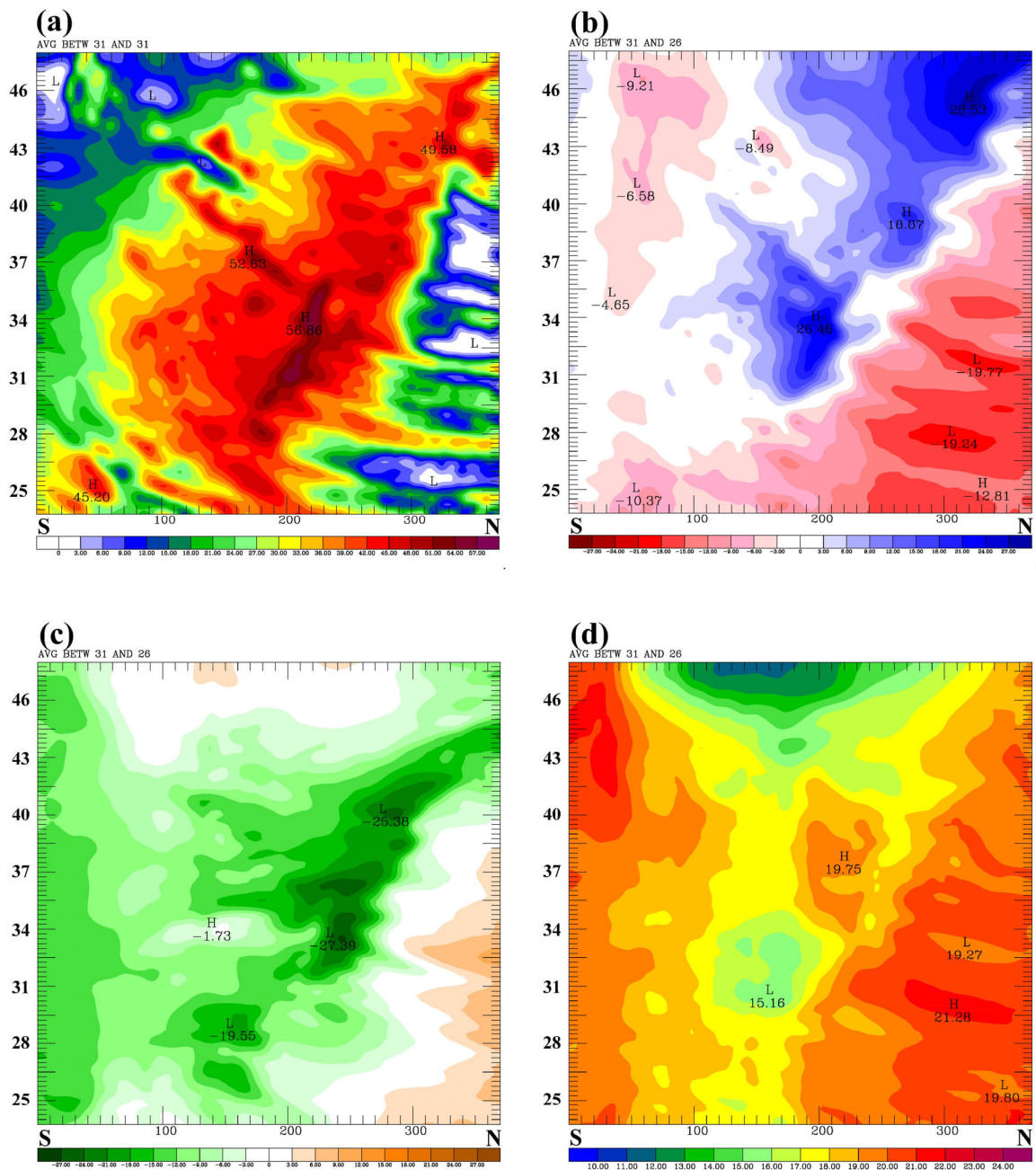


圖 11 V16 於圖 9 中剖面 A 之时序變化圖。分別為(a)最大雷達回波(間距為 3 dBZ)、地面至 850 hPa 平均之(b)平行剖面風場(紅色為北風,藍色為南風,間距為 3 m s⁻¹)、(c)垂直剖面風場(棕色為東風,綠色為西風,間距為 3 m s⁻¹)及(d)水氣混合比(1 g kg⁻¹)。縱軸為模擬時間(24-48 h),橫軸為距離(km)。

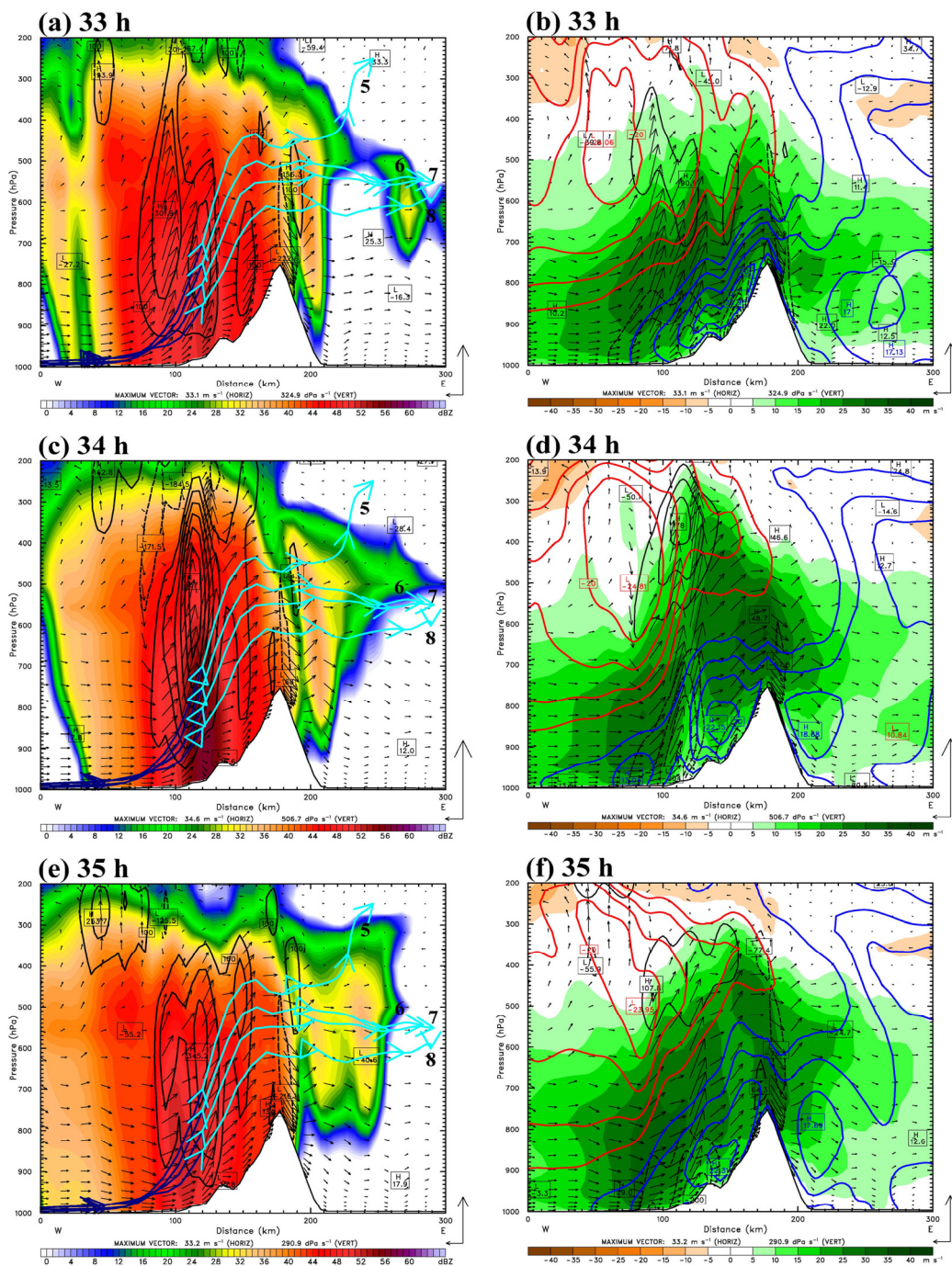


圖 12 V16 於圖 9 中垂直剖面 B 之模擬結果。(a)、(c)及(e)為雷達回波(色階，單位為 dBZ)、垂直速度(黑色實線為上升運動，虛線為下沉運動，間距為 1 m s^{-1})、環流方向(箭頭)，以及軌跡 5-8 之投影(深藍實線為回推軌跡，淺藍實線為前推軌跡，三角形為氣塊投影位置，箭頭每小時一筆)，而(b)、(d)及(f)為平行剖面風場(色階，棕色為東風，綠色為西風)、垂直剖面風場(紅色實線為北風，藍色實線為南風，間距為 5 m s^{-1})、輻散/輻合場(黑色實線為輻散，虛線為輻合，間距為 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)及環流方向(箭頭)。模擬時間為 33-35 h，每 1 小時一張。縱軸為高度(hPa)，橫軸為距離(km)。

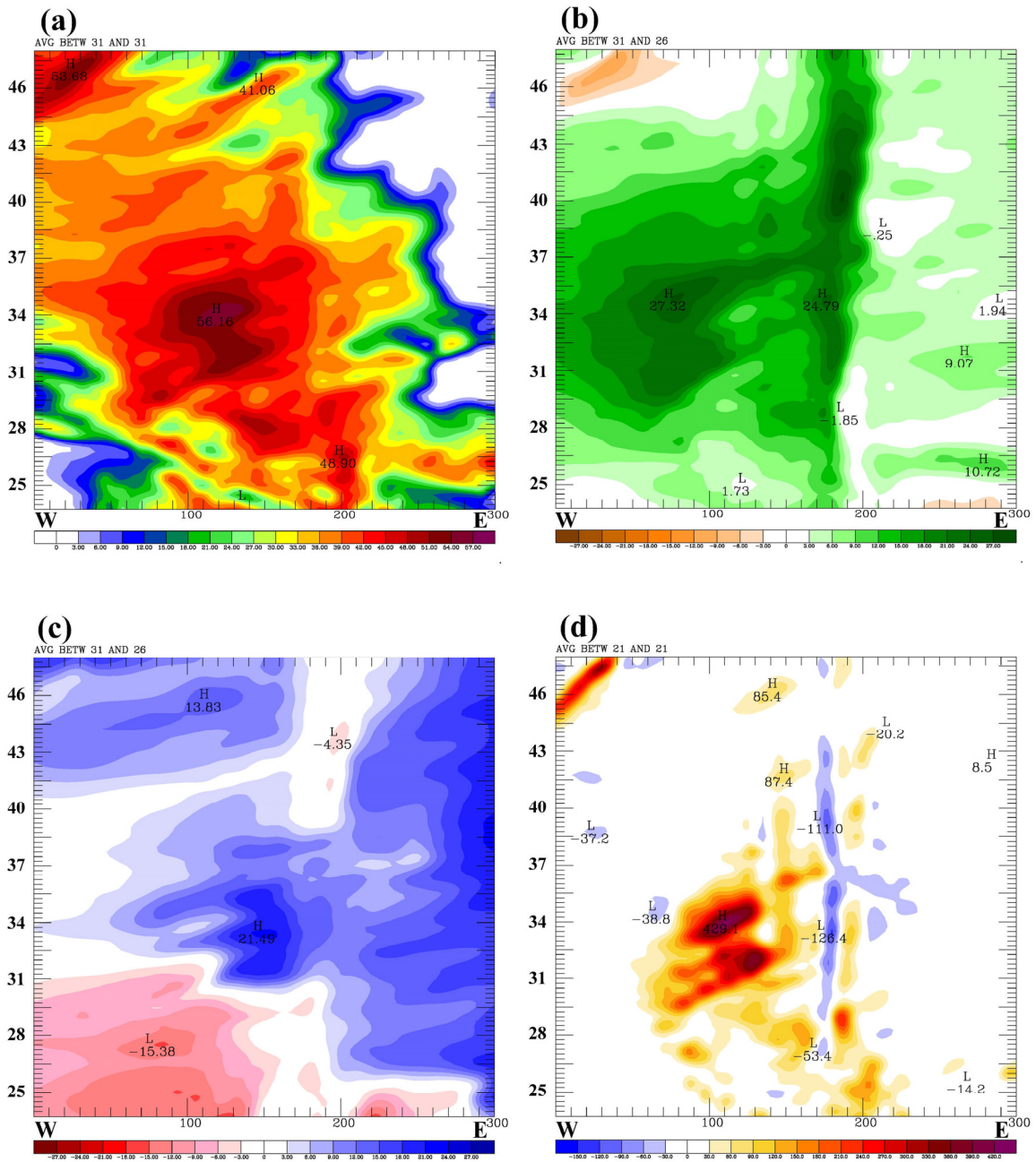


圖 13 V16 於圖 9 中剖面 B 之時序變化圖。(a)同圖 11a，其餘分別為地面至 850 hPa 平均之(b)平行剖面風場（棕色為東風，綠色為西風，間距為 3 m s^{-1} ）、(c)垂直剖面風場（紅色為北風，藍色為南風，間距為 3 m s^{-1} ）及 (d) 700 hPa 垂直速度（暖色系為上升運動，冷色系為下沉運動，間距為 30 cm s^{-1} ）。縱軸為模擬時間(24-48 h)，橫軸為距離(km)。

台灣地區上空，而使剖面西側之低層南風分量再度增強。

五、西南氣流降雨時期之模擬結果

觀測資料顯示，在 7 月 18 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC 期間，卡玫基颱風離台所引進之旺盛西南氣流為台灣西南部地區帶來可觀之降雨。但因為 V16 後期之西南氣流模擬明顯偏弱，我們延後 24 小時執行模擬而得 V17，並發現使用 3DVAR 資料同化之 V17 對西南氣流的模擬仍然偏弱，且對台灣西南部地區之降雨低估。因此我們在此不討論 V17，並嘗試利用 FDDA nudging 方法，於模擬期間同化觀測資料，使模式輸出之預報場較接近於實際大氣環境，而得到較佳之模擬結果(F17)，不過，此組模擬仍有降雨低估之情形。為了探討造成降雨模擬結果不佳之可能原因，我們於南海北部上空同化虛擬探空資料，以增加水氣(F17M)及加強西南風速(F17W)之模擬與 F17 作對照，對卡玫基颱風伴隨之西南氣流降雨進行敏感度分析。而經由客觀分析資料同化後，F17M 之初始場相對於 F17，南海北部上空在 500-1000 hPa 間產生 20%相對濕度之增量 (F17：約 70%，F17M：約 90%)，而 F17W 於 850-1000 hPa 間之西南風速較 F17 強 6 m s^{-1} 左右。

(一) 颱風路徑及降雨模擬結果分析

由颱風模擬路徑及路徑誤差變化(圖 1a 及 b)可見，F17、F17M 及 F17W 之颱風路徑大致上與觀測相近。在 0-12 h 颱風通過台灣上空期間，路徑較實際觀測偏南。而至 18 h 向北行進之後，路徑略為偏東，且在 30-48 h 期間，三組模擬之颱風移動速度較觀測為快，使得路徑誤差增加。另外，在西南氣流降雨時期之 24 小時累積降雨模擬

方面，F17 於此時期，由颱風引進西南氣流所造成之降雨主要分布於中南部迎風面地區，累積雨量約為 60 mm d^{-1} 左右(圖 14a)。而台灣西南部外海之降雨明顯較多，其累積雨量高達 200 mm d^{-1} 以上。與觀測資料(圖 6c)對照，此時期之降雨於中南部平原地區及南部山區有低估之情形。而 F17M(圖 14b)於同一時期，西南氣流在台灣西部地區造成之降雨則明顯較(F17)多，又以南部山區之累積雨量最高，達 228 mm d^{-1} 。其中，中部沿海地區至南部山區之降雨較 F17 高出約 60 mm d^{-1} 以上，南部山區則相差 $150-180 \text{ mm d}^{-1}$ 。在 F17W 方面，此時期分布於西南部地區之降雨量大多在 60 mm d^{-1} 以上，而最大降雨位於西南部沿海附近地區，約為 200 mm d^{-1} (圖 14c)。其中，西南部平原地區之降雨量較 F17 為高，相差 30 mm d^{-1} 以上。整體而言，在西南氣流降雨時期，F17M 及 F17W 於台灣西南部地區之累積降雨量較 F17 明顯增加，其中又以 F17M 之降雨分布及累積雨量與觀測最為相近。由此可知，於卡玫基颱風個案中，使用 FDDA nudging 方法進行模擬，並在模式模擬期間同化虛擬探空資料，分別增加南海北部上空之濕度及西南風速，確實能提高西南氣流於台灣西南部地區之降雨。

(二) 虛擬探空之敏感度分析

為了解西南氣流之水氣傳輸對台灣地區降雨的影響，探討各組之低層(700-975 hPa)水氣通量輻散/輻合及水氣通量，並以西南氣流降雨時期中 36-48 h 間之差異較顯著，而此時各組之颱風已遠離台灣。F17 於 36-48 h 期間，由西南氣流帶來之水氣於台灣西南至東南方外海輻合，並繞過台灣附近海域向東北方傳送，使得海峽北部至台灣南部沿海區域為明顯之水氣輻散區(圖 15a)。而 F17M 在此期間於南海北部至台灣西南外海之水

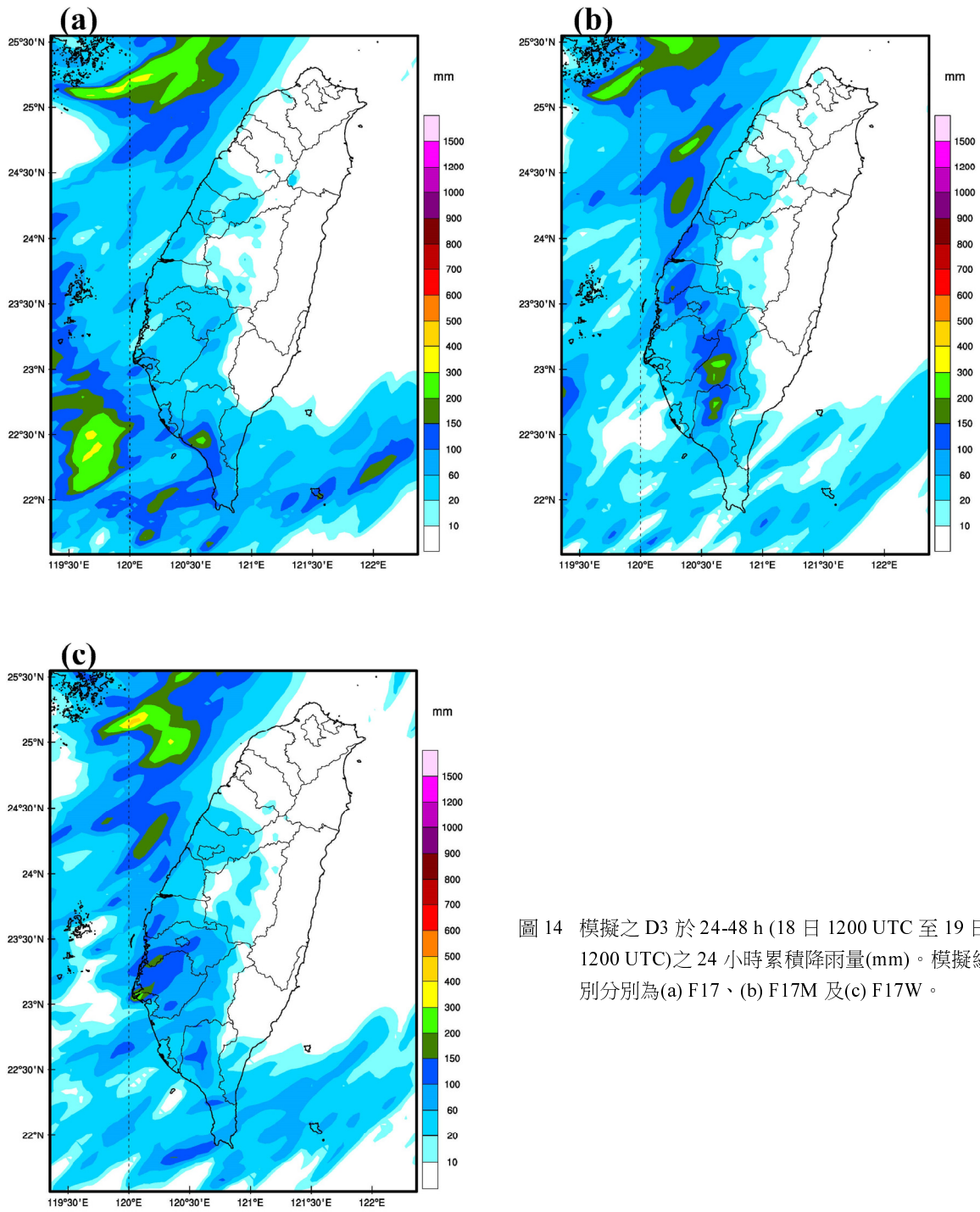


圖 14 模擬之 D3 於 24-48 h (18 日 1200 UTC 至 19 日 1200 UTC) 之 24 小時累積降雨量(mm)。模擬組別分別為(a) F17、(b) F17M 及(c) F17W。

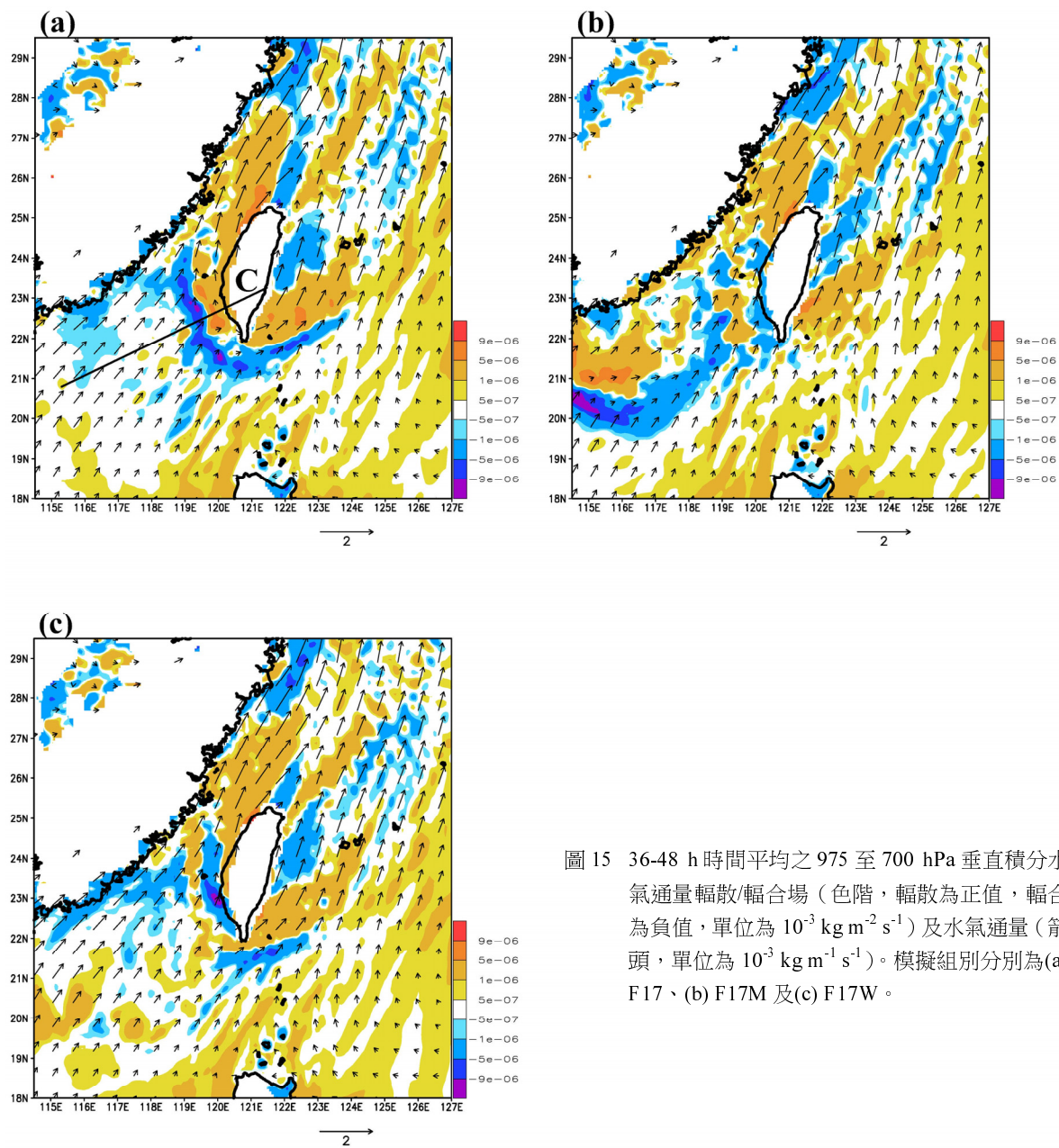


圖 15 36-48 h 時間平均之 975 至 700 hPa 垂直積分水氣通量輻散/輻合場 (色階, 輻散為正值, 輻合為負值, 單位為 $10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 及水氣通量 (箭頭, 單位為 $10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)。模擬組別分別為(a) F17、(b) F17M 及(c) F17W。

氣通量雖較(F17)低，但在南海北部至台灣中南部沿海地區上空有明顯之水氣輻合帶持續向台灣西南部地區傳送(圖 15b)，有利於西南部地區產生較多之降雨。而 F17W 於海峽中部至台灣西南部沿海地區之水氣輻合明顯較(F17)強，且西南部外海之水氣通量較高，亦有利於潮濕水氣向陸地傳送(圖 15c)。

為能進一步了解南海北部至台灣西南部地區大氣環境差異對颱風伴隨西南氣流於台灣地區之降雨影響，分析圖 15a 中剖面 C 之最大雷達回波、低層平行風場、水氣混合比及位溫時序變化，並分為台灣西南方海域(0-430 km)、台灣西南外海(430-540 km)及西南部迎風面地區(540-640 km)三個區域作探討。由 F17 之最大雷達回波及平行剖面風場分布(圖 16a 及 b)顯示，0-18 h 間，受到颱風環流影響，台灣西南外海至西南部地區上空之對流回波及低層西南風速明顯較強。其中，自 12 h 起，由於颱風出海而向北行進，使得西南部沿海地區之西南風速逐漸減弱。同時，來自南海北部之潮濕水氣在颱風牽引下，水氣高值區逐漸向東北方移動(圖 16c)。在 24-48 h 間，台灣西南方海域上空之對流系統向東北方移動的同時，逐漸發展增強。於 36 h 時，發展旺盛之對流移至台灣西南外海，並且滯留近 6 小時(圖 16a)。此旺盛對流造成附近海域及台灣西南部地區之低層水氣大量消耗(圖 16c)，而其降雨導致位溫明顯下降，並較周遭環境低 3-4 K(圖 16d)。因而使得對流鄰近之台灣西南部地區為較乾冷、穩定之環境，其上空無顯著對流系統發展，回波強度相對較弱(圖 16a)，導致此處之雨量偏低。此外，於對流滯留期間，台灣西南外海之低層西南風速弱，甚至轉為離岸之東北風，不利於對流系統移入台灣西南部地區(圖 16b)。

由圖 17a-d 可見，F17M 與 F17 於 0-24 h 時，各氣象場之差異小，而在西南氣流降雨時期(24-48 h)，兩組模擬之差異較顯著。其中，在 30-48 h 間，F17M 於台灣西南方海域上空之回波明顯較(F17)強(圖 17a)，而發展旺盛之對流及造成之降雨使得此處低層水氣混合比值及位溫差異皆呈現負值區(圖 17c 及 d)。另外，F17M 於台灣西南外海至西南部地區有明顯較高之低層位溫及水氣混合比值，顯示此區域為較暖濕之環境。而暖濕環境上空伴隨較強之低層西南風(圖 17b)，不僅能趨使對流系統移入西南部地區，亦有利於低層潮濕水氣傳送至陸地，使得台灣西南部地區有較旺盛之對流發展，並進一步造成顯著之降雨情形。

由 F17W 之最大雷達回波(圖 18a)顯示，在西南氣流降雨時期，對流系統於台灣西南方海域逐漸向東北方移動，其強度雖較 F17 於台灣西南外海滯留之對流回波為弱，但受到西南風持續吹送而移入台灣地區，因而造成西南部地區較顯著之降雨。其中，於 36-48 h 間，台灣西南外海至西南部地區之低層水氣混合比及位溫差異皆為正值(圖 18c 及 d)，顯示 F17W 此區域與 F17M 同樣為較(F17)暖濕，且有利於對流發展之環境。而由平行剖面風場之差異(圖 18b)可見，F17W 於 20-30 h 及 33-48 h 期間，分別在台灣西南方海域及西南外海至迎風面地區有較強之低層西南風。此強風帶不僅有利於將低層水氣及對流傳送至台灣西南沿海及西南部地區，並能藉由地形舉升，使氣流上升運動增強，加強對流之發展，為台灣西南部地區帶來豐沛之降雨。

如前述分析可知，F17M 及 F17W 於西南氣流降雨時期，皆有來自南海北部之對流系統移入台灣西南部迎風面地區。相對 F17 而言，F17M 及 F17W 在此期間於台灣西南外海至西南部地區

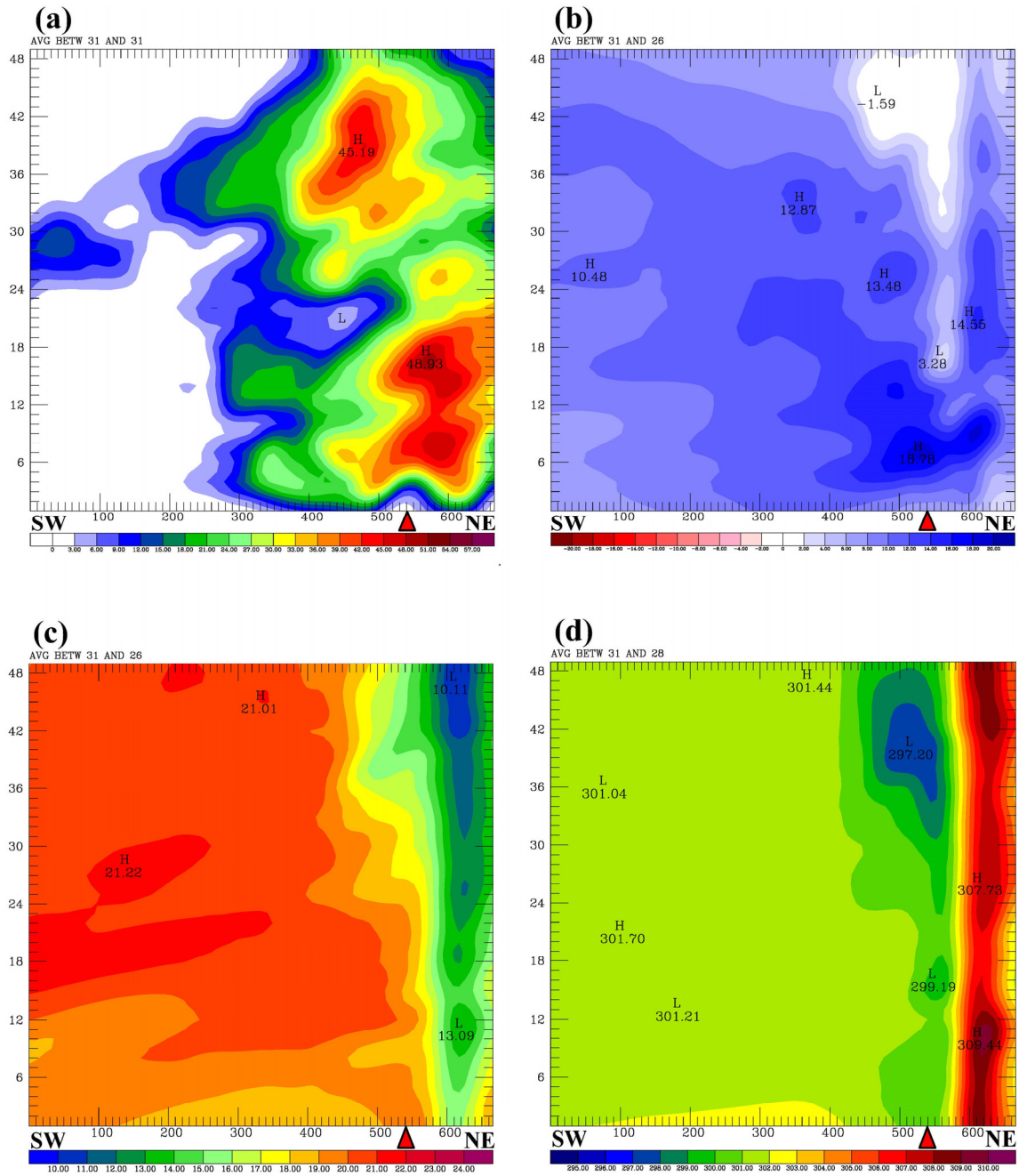


圖 16 F17 於圖 15a 中剖面 C 之時序變化圖。分別為(a)最大雷達回波 (間距為 3 dBZ)、地面至 850 hPa 平均之(b)平行剖面風場 (紅色為東北風, 藍色為西南風, 間距為 2 m s⁻¹)、(c)水氣混合比(間距為 1 g kg⁻¹)及(d)地面至 925 hPa 平均之位溫 (間距為 1 K)。縱軸為模擬時間(0-48 h), 橫軸為距離(km)。三角形標示處以東為陸地, 以西為海域。

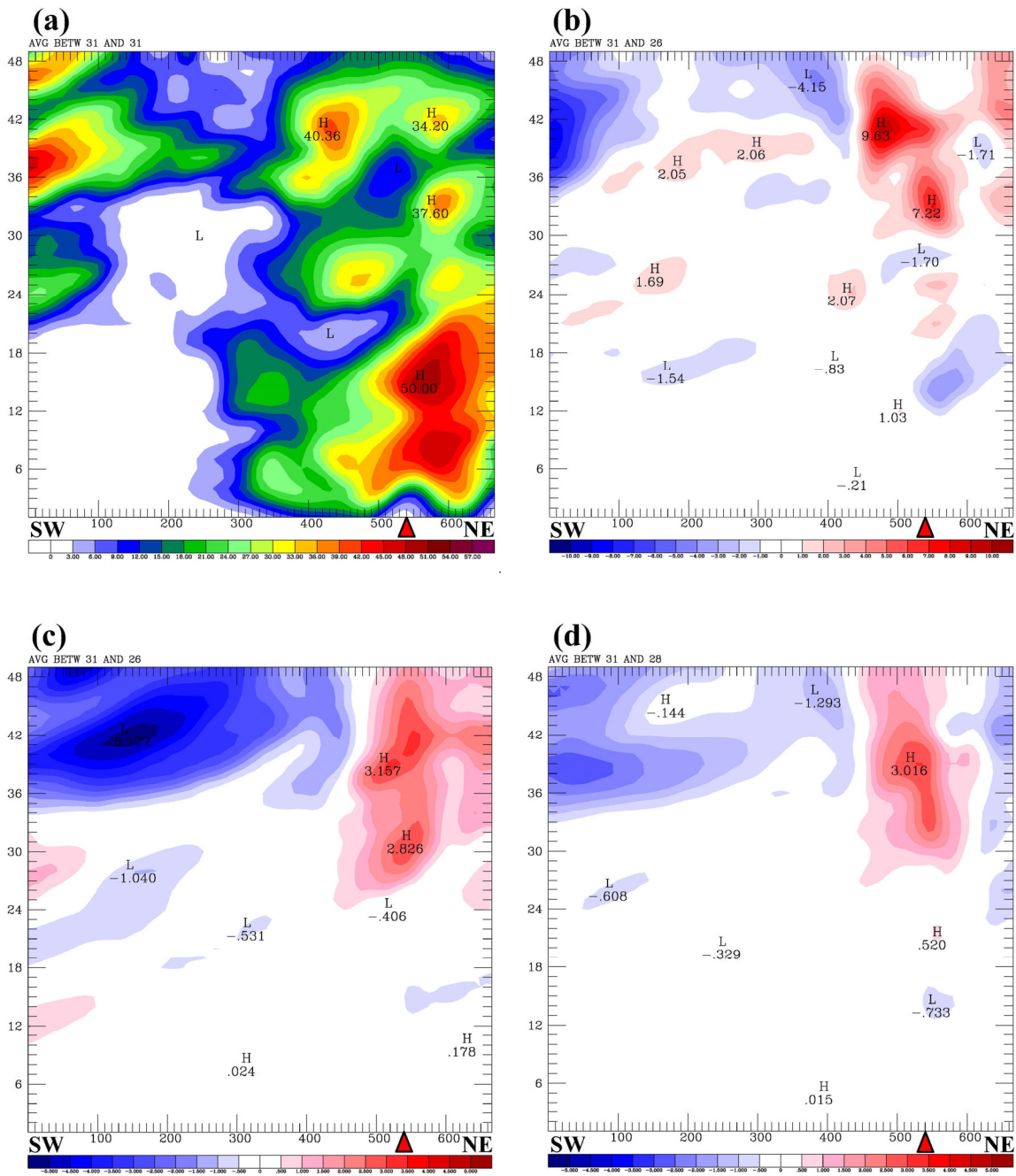


圖 17 (a)同圖 16a, 但為 F17M 之模擬結果, (b-d)同圖 16b-d, 但為 F17M 與 F17 模擬結果之差異(F17M-F17)。

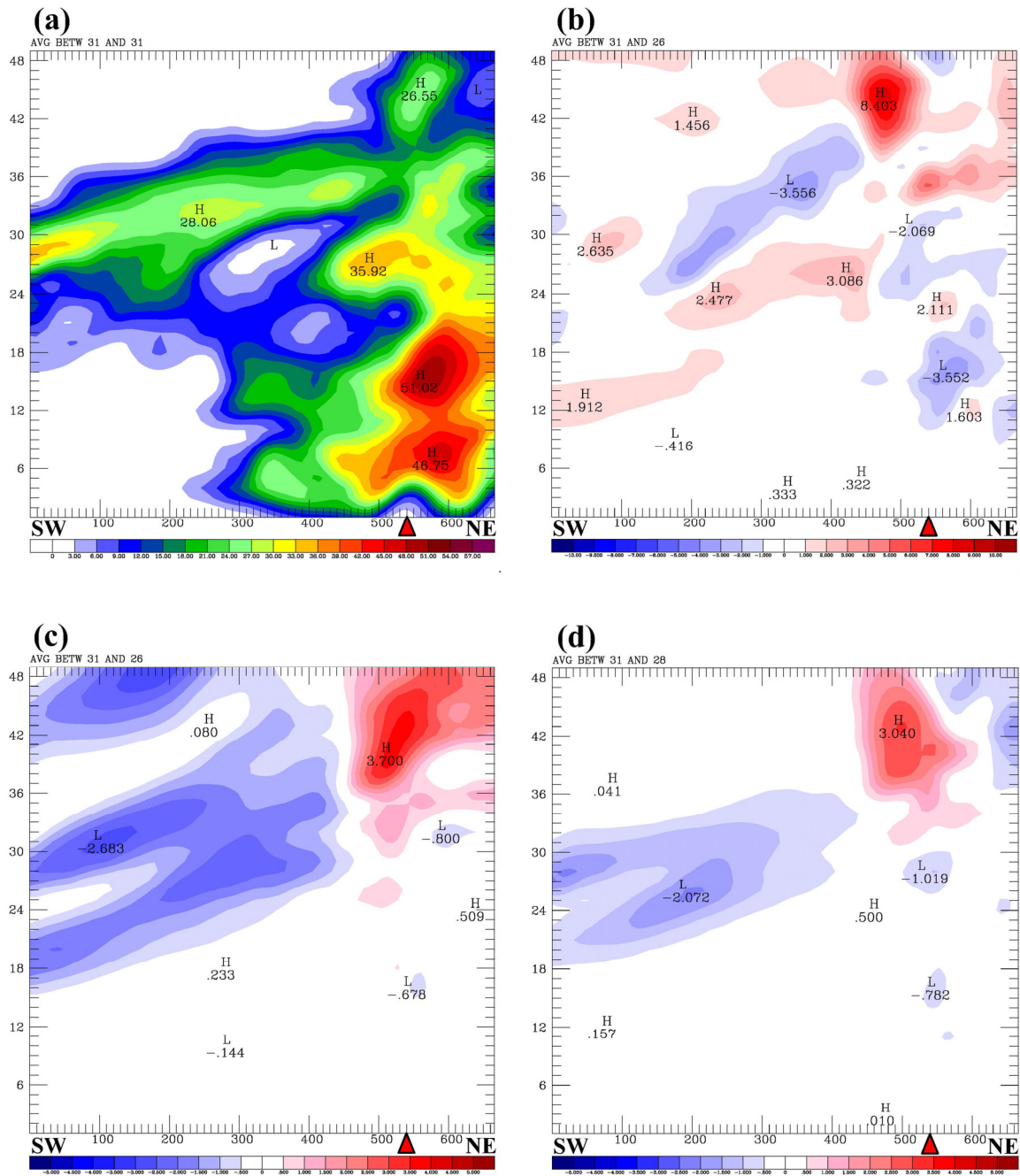


圖 18 (a)同圖 16a，但為 F17W 之模擬結果，(b-d)同圖 16b-d，但為 F17W 與 F17 模擬結果之差異(F17W - F17)。

皆為伴隨低層強西南風之暖濕環境，而此強風帶與潮濕水氣受地形抬升時，不僅可增強對流之上升運動，並促使水氣舉升凝結，使對流發展旺盛，造成台灣西南部地區顯著之降雨情形。雖然 F17M 與 F17W 在有利於對流發展及降雨之環境條件上有許多相同之處，但兩者仍有部分差異。相較於 F17W，F17M 在西南氣流降雨時期，於台灣西南外海至西南部地區持續有豐沛水氣的供給及較旺盛之對流發展，可能為此時期累積降雨較 F17W 多之其中原因。而在 24-36 h 時，F17W 於台灣西南外海至西南部地區之低層大氣環境雖不如 F17M 來得暖濕（圖 17c、d 及 18c、d），但在 12-48 h 期間，由強西南風傳送來自南海北部之對流系統及潮濕水氣仍為台灣西南部地區帶來降雨（圖 18a-c）。

六、結論

卡玫基颱風於 2008 年 7 月 16 至 19 日影響台灣期間，降雨主要由颱風環流及離台後引進之西南氣流所造成，並可分為颱風降雨前期、颱風降雨後期及西南氣流降雨時期。其中，於颱風降雨後期，颱風中心位於台灣北部上空期間，降雨集中於台灣西部地區，並在中南部地區降下約 800 mm 之超大豪雨。因此本研究使用 WRF 中尺度數值模式配合 3DVAR 資料同化法得到之最佳模擬結果(V16)進行分析，探討卡玫基颱風在台灣中部地區造成豪大雨之原因，並了解在何種環境因素及機制下，造成對流系統如此旺盛發展。由 V16 之模擬結果顯示，在颱風降雨後期，中央山脈的地形效應對台灣西部地區對流發展及降雨有顯著之影響。於颱風登陸後，來自颱風低層較乾冷之西來氣流受地形阻擋轉為偏北方向運動，並與西北方移入之暖濕對流帶於台灣中部地區輻合。輻

合之氣流受到地形抬升，低層水氣舉升凝結，同時與不斷自海峽移入之對流帶於陸地上合併，而使對流系統發展更為旺盛。此外，卡玫基颱風於出海前移速減慢，使得對流系統於中部地區滯留，並降下嚴重豪雨。於颱風出海後，此對流系統減弱且離開台灣，而西部地區之降雨強度明顯趨緩。然而，除卡玫基颱風外，仍不乏有颱風環流與西南氣流輻合而造成台灣中南部地區豪雨成災之案例（如：2004 年敏督利颱風及 2009 年莫拉克颱風），但因颱風路徑、登陸地點及氣流輻合的位置不同，而使強降雨發生的地點有所差異。

卡玫基颱風離台後，其伴隨之西南氣流為台灣地區帶來的豐沛降雨亦不容小覷。由於 3DVAR 資料同化法 (V16 及 V17) 對於西南氣流降雨時期台灣西南方海域之西南氣流及台灣地區之降雨模擬結果不佳。因此改採用 FDDA nudging 方法執行模擬，在模擬期間同化觀測資料，並於南海北部分別同化提高濕度及增強西南風速之虛擬探空資料，將其模擬結果 (F17M 及 F17W) 與未同化虛擬探空資料之 F17 進行西南氣流降雨敏感度分析。結果顯示，在西南氣流降雨時期，台灣地區之降雨模擬，以 F17M 之結果最接近於實際觀測，F17W 次之，而 F17 誤差較大。這可能是由於模式初始或預報場經同化觀測資料後，仍缺乏南海上空之實際大氣資訊，造成模式對於西南氣流之掌握不佳，而導致台灣地區降雨低估。而透過 FDDA nudging 方法，並於南海北部分別加入濕度及風場虛擬探空資料進行模擬，能使 F17 降雨低估之情形有所改善。其中，F17 在西南氣流降雨時期，於台灣西南外海滯留之旺盛對流系統造成低層水氣因舉升凝結而減少，且對流產生之降雨使低層大氣降溫，導致台灣西南部地區屬於較乾冷，穩定度相對較高而不利於對流發展與降

雨之環境。另一方面，F17 於台灣西南沿海至西南部地區上空之低層西南風速偏弱，不利於對流移入台灣西南部地區。相對而言，F17M 及 F17W 於西南氣流降雨時期，在台灣西南外海至西南部地區上空皆有較強之低層西南風，且位溫及水氣混合比值高，屬於較暖濕之大氣環境。此環境有利於西南氣流伴隨之對流系統通過台灣西南外海時能持續發展，並藉由強西南風之吹送，將對流及潮濕水氣傳送至台灣地區。而後，受到地形舉升使對流發展旺盛，造成台灣西南部地區顯著之降雨情形。

研究結果顯示，卡玫基颱風於台灣北部上空移速減慢，使旺盛對流於中部地區滯留，造成之延時降雨為豪雨成災的重要因素。而導致颱風移速減慢的原因是否與中部地區旺盛對流之潛熱釋放有關，仍需作進一步探討。此外，雖然 F17M 與 F17W 分別於南海北部加入提高濕度及增強西南風速之虛擬探空資料，但在模式質量場與運動場平衡之後，附近之風場與水氣場皆會有所改變。未來可使用不同相對濕度及風速之虛擬探空資料進行敏感度測試，以釐清水氣及西南風速對於西南氣流伴隨之對流及降雨所扮演的角色。

致謝

本研究在國科會自然處研究計劃 NSC 99-2111-M-003-003 及 NSC 100-2111-M-003-001 共同支助下完成。感謝 NCEP 及中央氣象局提供研究期間所需之資料，使得本文得以順利完成。感謝編輯委員廖宇慶教授協助代為處理本論文的所有審查工作，兩位匿名審查者提供許多寶貴的改進意見，也一併致謝。

參考文獻

- 周仲島、于宜強、鳳雷、陳永明、李清勝、鄭明典，2010：莫拉克颱風綜觀環境以及降雨特徵分析，*大氣科學*，**38**，21-38。
- 陳台琦、唐玉霜、魏志憲、林沛練、廖宇慶、張偉裕、周鑑本、紀博庭、林忠義，2010：莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特徵，*大氣科學*，**38**，39-61。
- 陳建河、賴姿伶，2004：中央氣象局全球預報模式植入平衡渦旋之路徑預報，*第八屆全國大氣科學學術研討會論文集*，02-OA-014。
- 簡芳菁、楊筑方，2009：北行颱風伴隨西南氣流之研究，*大氣科學*，**37**，27-48。
- Chan, J. C. L., K. S. Liu, S. E. Ching, and E. S. T. Lai, 2004: Asymmetric distribution of convection associated with tropical cyclones making landfall along the South China coast. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2410–2420.
- Chen, C.-S., Y.-L. Chen, C.-L. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **22**, 981–1002.
- Cheung, K. K.W., L.-R. Huang, and C.-S. Lee, 2008: Characteristics of rainfall during tropical cyclone periods in Taiwan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**, 1463–1474.
- 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.

- 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 extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, **116**, D05104, doi:10.1029/2010JD015092.
- Corbosiero, K., and L., J. Molinari, 2002: The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2110–2123.
- _____, and _____, 2003: The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366–376.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.
- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29(14)**, Article 1693.
- Lee, C.-S., 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.
- 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.
- _____, D. B. Ensley, S. Chiao, and C.-Y. Huang, 2002: Orographic influences on rainfall and track deflection associated with the passage of a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2929–2950.
- Tao, W.-K., and J. Simpson, 1993: The Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 35–72.
- _____, J. Simpson, D. Baker, S. Braun, M.-D. Chou, B. Ferrier, D. Johnson, A. Khain, S. Lang, B. Lynn, C.-L. Shie, D. Starr, C.-H. Sui, Y. Wang, and P. Wetzell, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. and Atmos. Phys.*, **82**, 97–137.
- Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519–542.
- Wang, S.-Y., and T.-C. Chen, 2008: Measuring east Asian summer monsoon rainfall contributions by different weather systems over Taiwan. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2068–2080.
- Wu, C.-C., 2001: Numerical simulation of Typhoon Gladys (1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1533–1549.
- _____, and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan—Current understanding and future

- challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67–80.
- _____, 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.
- _____, K. K. W. Cheung, and 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.
- _____, K. K. W. Cheung, J.-H. Chen, and C.-C. Chang, 2010: The impact of tropical storm Paul (1999) on the motion and rainfall associated with tropical storm Rachel (1999) near Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1635–1650.
- 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.

Numerical Study of the Heavy Rainfall in Taiwan Associated with Typhoon Kalmaegi (2008)

Chu-Fang Yang and Fang-Ching Chien

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

(manuscript received 14 September 2011 ; in final form 21 December 2011)

ABSTRACT

Typhoon Kalmaegi (2008) affected Taiwan during 17-19 July 2008. When Kalmaegi was located over northern Taiwan, heavy rainfall occurred over southern and central Taiwan, resulting in serious flooding and landslides in many mountainous regions. When Kalmaegi was leaving Taiwan, it induced southwesterly flow which again produced heavy rainfall over southern and central Taiwan. In this study, we used the WRF model to simulate Typhoon Kalmaegi for discussing the heavy rainfall in central Taiwan and the sensitivity tests of the precipitation produced by the southwesterly flow.

The results show that Taiwan's Central Mountain Range (CMR) played an important role in enhancing the convective systems. After the typhoon made landfall on Taiwan, the dry and cold westerly flow from the low level of the southwest part of typhoon circulation converged with the warm and moist flow from the northern Taiwan Strait. When the convergent flow was lifted by the CMR, the convective systems were enhanced, resulting in heavy rainfall. Besides, as Kalmaegi moved slowly over northern Taiwan, the growing convective systems were nearly stationary over central Taiwan, resulting in prolonged heavy rainfall.

Furthermore, the sensitivity studies show that the simulated rainfall associated with southwesterly flow over Taiwan can be improved by assimilating the sounding bogus data that have southwesterly winds and relative humidity increased over the South China Sea. The assimilation of the sounding bogus data helps to produce stronger southwesterly winds, higher potential temperature, and more moisture in the low atmosphere over the ocean southwest of Taiwan and over southern Taiwan. These are favorable ingredients for convection development and moisture transport near the Taiwan area, resulting in intense southwesterly flow and heavy rainfall in southern and central Taiwan.

Key Words: Typhoon Kalmaegi, Heavy Rainfall, Southwesterly Flow