

西南季風對莫拉克颱風降雨模擬之影響

黃清勇* 趙子瑩

國立中央大學大氣科學系

(中華民國一〇二年五月三十日收稿；中華民國一〇二年九月二十六日定稿)

摘 要

本研究使用 MM5 (The Fifth-Generation PSU/NCAR Mesoscale Model) 模式第 3.7 版模擬 2009 年 8 月莫拉克(Morakot)颱風個案,探討台灣西南部地區極端降雨如何受到西南季風強度及濕度變化之影響。為強化初始場的颱風結構,本文利用四維變分同化方法(4DVAR)同化虛擬渦旋。同化虛擬渦旋實驗的模擬結果顯示,不管颱風路徑及 72 小時累積降雨量(超過 2200 mm),與觀測均相當一致。為了進一步了解此極端降雨與季風變化的關係,本文分別進行移除柯尼熱帶氣旋、改變西南季風強度以及水氣量等敏感度實驗。

西南季風強度敏感度實驗顯示,72 小時累積降雨量及降雨分布受到西南季風強度影響,增強西南季風為原來的 1.5 倍,使台灣中南部山區及西側增加降雨量(約可達 500 mm);減弱西南季風為原來的 0.5 倍,則台灣中央山脈玉山南側及西南平地普遍減少降雨量(約可達 600 mm)。另一方面,在海南島附近的柯尼(Goni)熱帶風暴以較弱之虛擬渦旋代替,台灣西南方海上的風速明顯減少,使中央山脈最大降雨量減少約三分之一(約 600 mm),此結果與吳等人(2010,大氣科學)一致。柯尼熱帶氣旋可增強暖濕的西南氣流,在台灣西南方與莫拉克外圍環流輻合增強,進一步強化台灣南部地區極端降雨。降低西南季風區域之水氣量敏感度實驗顯示,將同化虛擬渦旋的實驗之西南季風區域的水氣量分別減少為原來的 0.75 倍、0.5 倍、0.25 倍,導致傳送至台灣西南部的的水氣量及濕度減少,亦使台灣南部地區之降雨減少,72 小時累積降雨量分別減少約為 40% (可達 920 mm)、43% (可達 1010 mm)、44% (可達 1020 mm)。

關鍵字：MM5、西南季風、莫拉克颱風

*通訊作者：黃清勇，中央大學大氣科學系，32001 中壢市中大路 300 號 Email: hcy@atm.ncu.edu.tw

一、前言

西太平洋地區為全球颱風發生頻率最高的地方，台灣剛好位於歐亞大陸東邊及西北太平洋地區，處於西太平洋及南中國海生成之颱風移動路徑要衝，特殊的地理位置使台灣平均每年受到 3.7 個颱風侵襲，颱風環流挾帶豐沛水氣的西南氣流經常在台灣地區造成豪大雨，加上台灣地形錯綜複雜，台灣山勢陡峭（3000 公尺），也是影響降雨多寡及分布的原因之一。另外，夏季是西北太平洋颱風最活躍的時期，颱風在登陸台灣之後，常會引進西南氣流侵襲台灣，如果西南季風強勁且潮濕，將會導致台灣中南部地區發生豪大雨。

颱風數值模擬研究中，除了改善模式本身誤差與增進參數化方法，如何處理颱風初始化的問題也是一個重要關鍵。Leslie et al. (1995) 研究表示植入虛擬渦旋有助於改善颱風強度預報，颱風移動可能受到初始渦旋結構的影響，選擇適當的虛擬渦旋結構的初始結構，可以提高颱風的預報路徑的準確度。由於海上的觀測資料相當稀少，結合颱風觀測估計及虛擬渦旋參數的選定，加上如何將觀測資料有效的同化於模式中，使得颱風初始分析場和模式動力取得一致性。

近年來，在颱風研究上一致公認資料同化可以有效改善颱風初始分析場，得到好的颱風預報結果，如三維變分(3DVAR)、四維變分(4DVAR)及系集卡爾曼濾波器(EAKF)等資料同化方法。三維變分資料同化方法是只使用初始時間來調整初始場，Huang et al. (2002) 使用 MM5 3DVAR 對數個真實個案模擬做比較，其路徑預報結果接近實際路徑，且定量降水估計與真實降水吻合。Hsiao et al. (2010) 也表示在 3DVAR 同化虛擬渦旋，有助於改善颱風強度預報。4DVAR 可以將真實的觀

測資料結合進模式中，並使得颱風初始條件和模式本身動力和物理有一致性(Guo et al. 2000)。Zou and Xiao (2000) 和 Xiao et al. (2000) 提出虛擬渦旋資料(BDA)同化，此方法是利用少許的觀測資料，再結合 4DVAR 去調整初始場，結果顯示不論強度及路徑都有明顯的改善。Park and Zou (2004) 利用觀測所提供的颱風中心最低氣壓及暴風半徑，作為 BDA 方法的參數估計，使得 BDA 方法更加客觀。近幾年更發展出系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman filter) (EnKF) 是結合系集預報與資料同化二者，透過有限之樣本差異估算出背景場動力(flow-dependent)相依的誤差統計，其誤差特性能有一定的代表程度。Wu et al. (2010) 以 EnKF 同化颱風中心位置、颱風速度及海表面軸對稱風速，獲得與觀測接近並合理的颱風結構的分析場，對於路徑及結構上的模擬亦有不錯的表現。Yang et al. (2012) 利用國內自行發展的 local Ensemble Transfer Kalman Filter (LETKF) 模擬侵台颱風，發現對颱風路徑預報有明顯的改善。由於 Huang et al. (2011) 顯示 BDA 利用 4DVAR 應用在模擬莫拉克對台灣降雨及路徑預報上有顯著成效，本研究強調改善的初始渦旋對模擬的影響，因此以 BDA 方法為基礎，做進一步深入探討與檢驗。

颱風離開台灣之後，颱風環流常與其他天氣系統產生交互作用，導致台灣局部地區出現豪雨。Chien et al. (2008) 探討敏督利(2004) 颱風強降雨與西南氣流之關係，指出在台灣南部及中部的強降雨事件，除了颱風環流帶來豐沛的水氣外，暖濕的西南氣流與颱風外圍環流在台灣西部的輻合亦是造成強降水的重要因素。Wu et al. (2009) 研究芭比絲(1998) 颱風與東北季風之交互作用所造成的降雨事件，若只減弱季風低層的強

度，會減少台灣地區降雨量約 1/4，而若改變季風整層強度，對路徑預報與降雨分布皆有明顯的影響。

2009 年編號第 8 號颱風莫拉克挾帶豐沛的雨量，在八月七日至九日三天內累積雨量高達 2400 釐米，刷新了台灣近 50 年的雨量記錄，也帶來了嚴重災情。近期已有許多文章探討莫拉克颱風造成台灣極端降水的原因。Hendricks et al. (2011) 使用海軍研究實驗室的中尺度熱帶氣旋模式，預測與診斷莫拉克(2009)颱風，指出南海附近的柯尼(Goni)熱帶風暴，影響整個大尺度流場和水氣分布，且引進南方的西南氣流至台灣。在台灣西南部，颱風與地形和西南氣流的多重交互作用，造成其對流降水與層狀降水在時間與空間上的不確定性。Chien and Kuo(2011)分析莫拉克颱風極端降水，指出台灣降雨量與颱風移動速度有關，但與颱風強度並無明顯相關。文中發現，柯尼熱帶氣旋環流引進西南氣流，形成一個潮濕的水氣輸送帶，將水氣往台灣西南部傳送，在台灣西南部形成中尺度對流。他們指出，造成莫拉克颱風在後期的移速變慢主要是因為高層引導氣流受到太平洋副熱帶高壓、短波槽和艾陶(Etau)颱風的影響而減弱所致。Wang et al. (2011)使用 ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts)觀測資料為初始場及邊界場，並利用高解析度 CReSS 模式模擬莫拉克颱風，分析潛熱釋放對颱風移動路徑的影響，實驗結果發現，潛熱減少可使颱風移速加快，因此在台灣中南部極端降雨的潛熱效應，對莫拉克颱風的移出可能有拖曳作用。Wu et al. (2011)利用不同時間尺度濾波的方法，探討莫拉克颱風移速對台灣極端降雨的影響。研究中強調多重尺度氣流均影響西南季風水氣之供應，發現莫拉克移速的減慢及往北北西方

向偏轉，與低頻的季風氣流有關。

Huang et al. (2011)使用 MM5 模式模擬莫拉克颱風，發現台灣西南方的對流有效位能(CAPE)高達 3000J/kg，有利於發生對流不穩定。文中亦指出，使用渦旋 BDA 可以有效改善臨台路徑預報及極端降雨量。在文中亦曾利用季風 BDA 來改變西南季風強度，初步發現不同的西南季風強度對台灣地區的極端降雨亦會產生影響。但在該文，大尺度季風初始水平風場並未先經過一段時間的地轉調整(geostrophic adjustment)，因此季風強度的敏感度實驗仍有待改善；另外，也對移除柯尼熱帶氣旋對台灣降雨量的減少有初步的了解。

本研究延續 Huang et al. (2011)，探討大尺度西南氣流的強度變化對莫拉克颱風在台灣極端降雨是否有所影響，與前面研究的差別是，我們亦使西南季風經過一段時間的地轉調整。另外我們也同時對柯尼熱帶氣旋和西南季風的強度做討論，以及對西南季風區域的水氣量進行敏感度實驗，進一步了解柯尼熱帶氣旋和西南季風濕度含量在台灣地區極端降水事件中所扮演的角色及其相對重要性。

二、模式方法與研究個案

(一) 研究方法

1. MM5 四維變分同化(4DVAR)

本研究使用的四維變分同化(4DVAR)方法是由美國賓州州立大學(Pennsylvania State University; PSU)和美國國家大氣科學研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)共同開發的 MM5 模式與 Zou et al. (1997)發展的 MM5 伴隨模式(MM5-adjoint)組合而成。主要特

色在不同時間的觀測資料，可以隨時間、空間變化皆可同化到模式中，詳細內容架構可參考 Zou et al.(1997,1998)。

2. 虛擬資料同化(BDA)

為了得到較好的初始颱風初始場，根據 MM5 四維變分資料同化 4DVAR (Four Dimensional Variational Data Assimilation, 4DVAR) (Zou et al. 1997)，使用虛擬資料同化方法(Bogus Data Assimilation, BDA)，在當時颱風觀測位置植入一個較接近真實颱風初始結構及強度的虛擬渦旋 (Zou and Xiao 2000; 黃與吳, 2012)，使用 Fujita (1952)離颱風中心徑向距離的氣壓分佈經驗公式。

本研究中，虛擬渦旋實驗仍須利用一些實際觀測資料，本研究取自中央氣象局，如：颱風中心之經緯度($P_{C1} = 23.4^{\circ}\text{N}$, $P_{C1} = 128.3^{\circ}\text{E}$)，但最低氣壓值(P_C)、最外圈閉合等壓線氣壓值之半徑(R_{out})以及風速 34 (knots)之暴風半徑(R_{34kt})，則取自 JMA。虛擬渦旋實驗詳細設定見表 1。在同化時，僅加入此虛擬渦旋，並未加入其它觀測資料(如探空資料)。

3. 模式設定

本研究延續使用 Huang et al. (2011)的實驗設計，MM5 模式採用三層巢狀網格之進行模擬，第一、二、三層水平解析度分別為 45、15 及 3 公里，垂直解析度為 34 層，模式頂層氣壓設定為 20hPa，模擬涵蓋地區如圖 1 所示。積雲參數化使用 Kain-Fritsch scheme，邊界層參數化使用 MRF scheme，雲微物理參數化使用 Goddard SFC graupel scheme，長波輻射參數化使用 RRTM scheme，短波輻射參數化使用 Goddard shortwave scheme。本實驗使用 NCEP GFS 全球分析場的資料來提供模式控制實驗(CTR)的初始場及邊界場。

(二) 研究個案

莫拉克颱風為 2009 年編號第 8 號颱風，1800 UTC 3 AUG 在呂宋島東北方海面上為一個輕度颱風，經 40 小時後，增強為中度颱風，並往西北西方向前進。中央氣象局的最佳路徑如圖 2 所示。颱風於 1230 UTC 6 AUG 達最低中心氣壓為 955hPa，最大風速為 40m/s。中央氣象局於 1200 UTC 5 AUG 發布莫拉克颱風海上颱風警報，颱風

表 1 虛擬渦旋實驗名稱與參數值。

植入氣旋位置：128.3°E, 23.4°N

實驗名稱	P_C	R_{34kt}	R_{out}
A	950	300	500
B	960	300	500
D	970	300	500
E	960	260	500
G	960	300	400
H	960	300	600

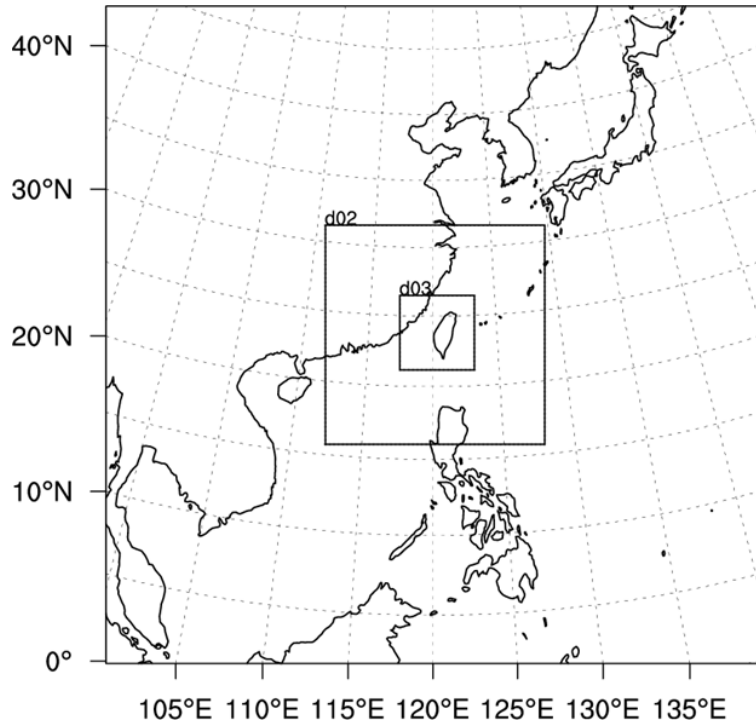


圖 1 模擬所用 MM5 巢狀網格分佈，解析度分別為 45，15，與 5 公里。

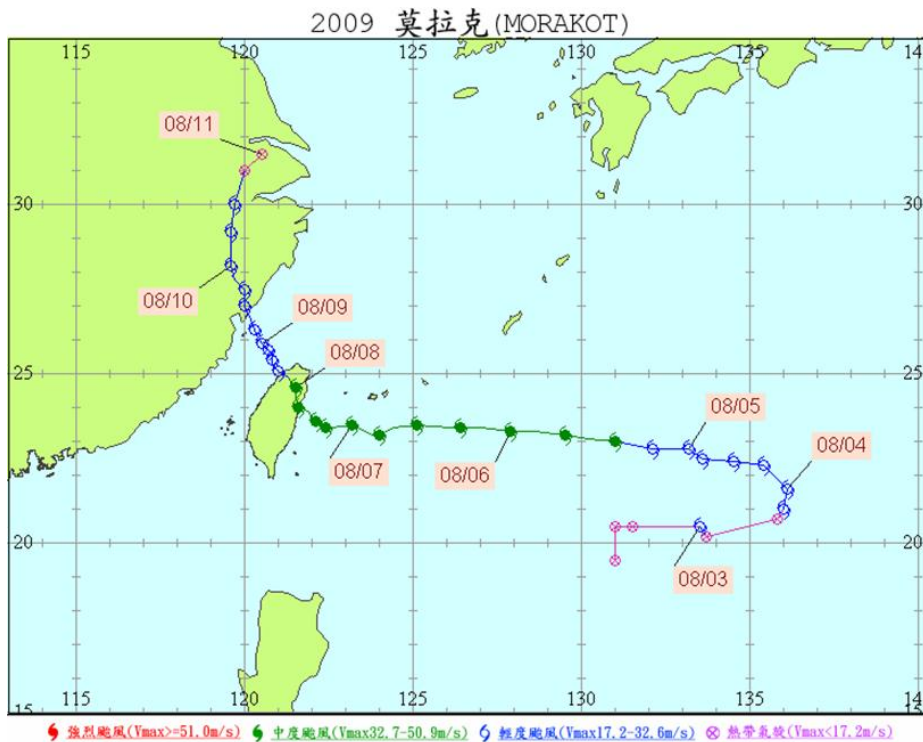


圖 2 莫拉克颱風路徑圖。圖中所標示的時間為世界標準時(UTC)，標記間距為每 6 小時。資料來源：中央氣象局。

於 1600 UTC 7 AUG 在花蓮市登陸，登陸後，移動速度明顯變慢，以 10km/h 的速度向北北西移動，颱風停留台灣本島時間超過 15 小時，0600 UTC 8 AUG 從桃園縣離開台灣，進入台灣海峽北部。

三、模擬結果與分析

因為本實驗使用 NCEP GFS 的資料來提供模式初始場及邊界場，無 BDA 模擬的莫拉克颱風最低中心氣壓為 980hPa，觀測最低中心氣壓為 955hPa，從風速來看，控制實驗模擬之最大風速約為 35m/s，而觀測到莫拉克颱風最大風速 40m/s，模擬颱風與真實觀測強度有明顯差距。

由於模擬的颱風強度甚為不足，因此我們進行虛擬渦旋實驗來加強莫拉克颱風的初始場。首先對不同的虛擬渦旋，同化不同的颱風中心氣壓 (P_c)。我們使用 JMA 測估資料，設定 P_c (颱風中心氣壓) 為 960hPa， R_{out} (最外圈閉合等壓線氣壓值之半徑) 為 500km， R_{34kt} (34 (knots) 等風速線到颱風中心距離) 為 300km，命名為模擬實驗 B。模擬實驗 A 同實驗 B，但同化較觀測強之中心氣壓(950hPa)，而模擬實驗 D 同實驗 B，但同化較觀測弱之中心氣壓(970hPa)。

30 分鐘同化窗區內，以 3 分鐘一次導入此虛擬渦旋之中心位置、海平面氣壓以及三維風場。另外，此虛擬渦旋三維平衡風場，垂直層數共有 15 層，分別為 1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300hPa，其相對應的權重係數 1.0, 1.0, 1.0, 1.0, 0.98, 0.965, 0.95, 0.925, 0.90, 0.875, 0.85, 0.75, 0.65, 0.5, 0.35，其梯度風強度隨高度呈線性遞減。

虛擬渦旋之植入可以修正控制實驗之最低颱

風中心氣壓，如圖 3 為預報第六小時的海平面氣壓，相較於控制實驗的颱風中心氣壓(983 hPa)，實驗 A、B 和 D 均有明顯的加強，其中實驗 B (圖 3c) 更為接近實際觀測。

如表 1，我們亦進行其它參數設定的三個實驗。實驗 E 同實驗 B，但同化較小之強風半徑(R_{34kt}) 260km。模擬結果顯示 (省略圖)，實驗 E 因強風半徑縮小，其風速隨時間迅速增加。實驗 G 同實驗 B，但同化較小之 R_{out} (400km)，而實驗 H 同實驗 B，但同化較大之 R_{out} (600km)。模擬結果發現，相較於實驗 B，實驗 G 之渦旋較小且明顯北偏，而實驗 H 之渦旋較大但北偏較不明顯。

由 72 小時路徑預報如圖 4，控制實驗之路徑接近台灣後沒有向北偏轉，登陸和離開台灣的位置與觀測有明顯誤差，而實驗 B 之模擬路徑在前期偏北，但接近台灣陸地之路徑偏差減少，登陸位置與觀測極為接近，登陸後之路徑與觀測路徑幾乎一致。實驗 B 模擬日累積降雨來看 (圖 5)，第一天最大降雨在中央山脈北部迎風面，整個降雨分部主要在北部地區，因為模擬之路徑在中期登陸前偏北，模擬的強降雨位置在中央山脈北部，表示其降雨是由颱風外圍環流造成，而不是西南季風如圖 5d。第二天由於颱風外圍環流和西南氣流在南台灣西部近海地區匯聚，而造成南部山區之強降水，因實驗 B 模擬的登陸位置和觀測極為接近，模擬最大累積雨位置和降雨量也與觀測一致如圖 5e。第三天也是降雨最多的一天，模擬之路徑已經通過台灣，進入台灣海峽，持續以緩慢的速度往北北西方向移動，與觀測路徑一致，此時，莫拉克颱風中心北移，降雨分布跟著北移，降雨分布和累積降雨量分布幾乎與觀測結果一樣如圖 5f。

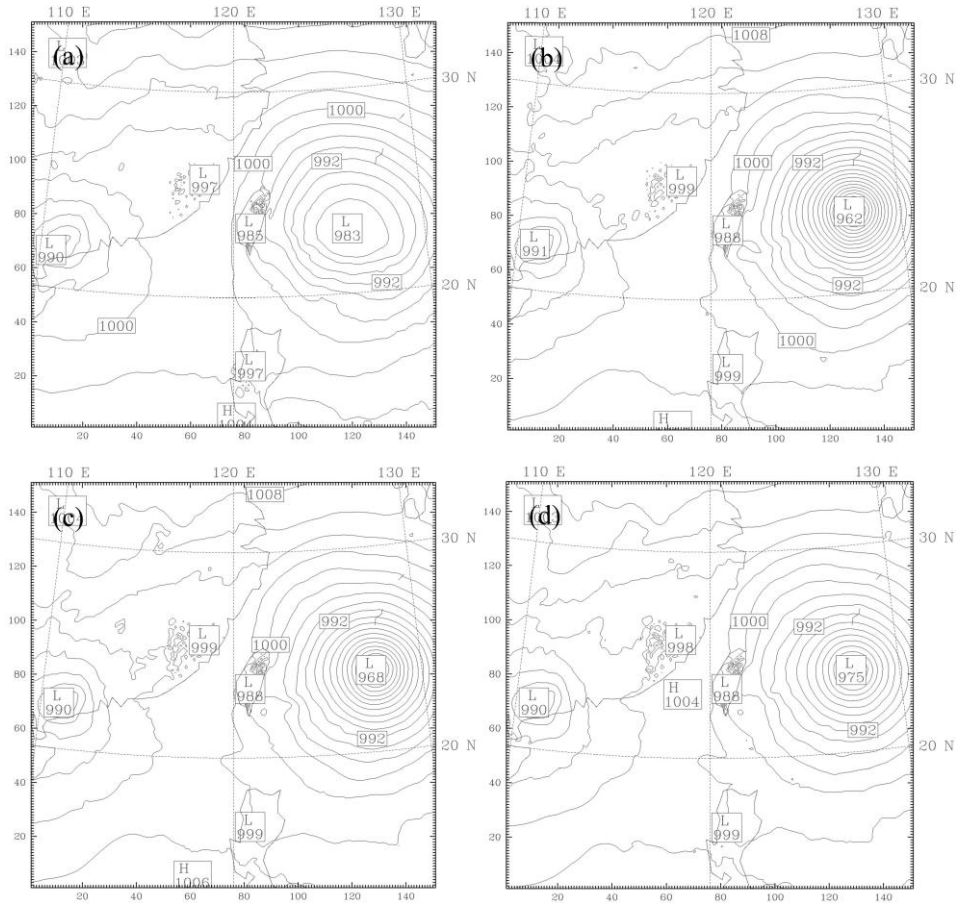


圖 3 預報第六小時之海平面氣壓。(a)控制實驗、(b)實驗 A 模擬渦旋中心氣壓為 950hPa， R_{out} 為 600km， R_{34kt} 為 300km、(c)實驗 B 模擬同 A，但中心氣壓為 960hPa、(d)實驗 D 模擬同 A，但中心氣壓為 970hPa。

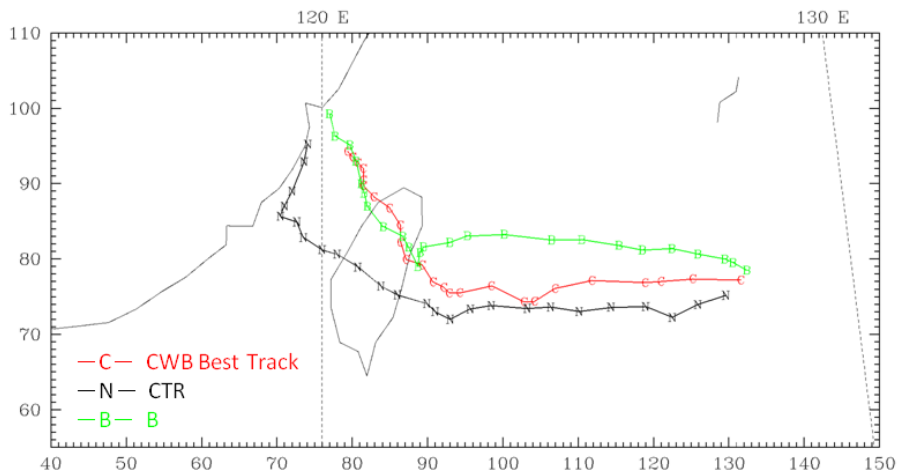


圖 4 莫拉克颱風最佳路徑（標記 C）及控制實驗（標記 B）與實驗 B 之模擬路徑（標記 B）圖。標記間距為每三小時。

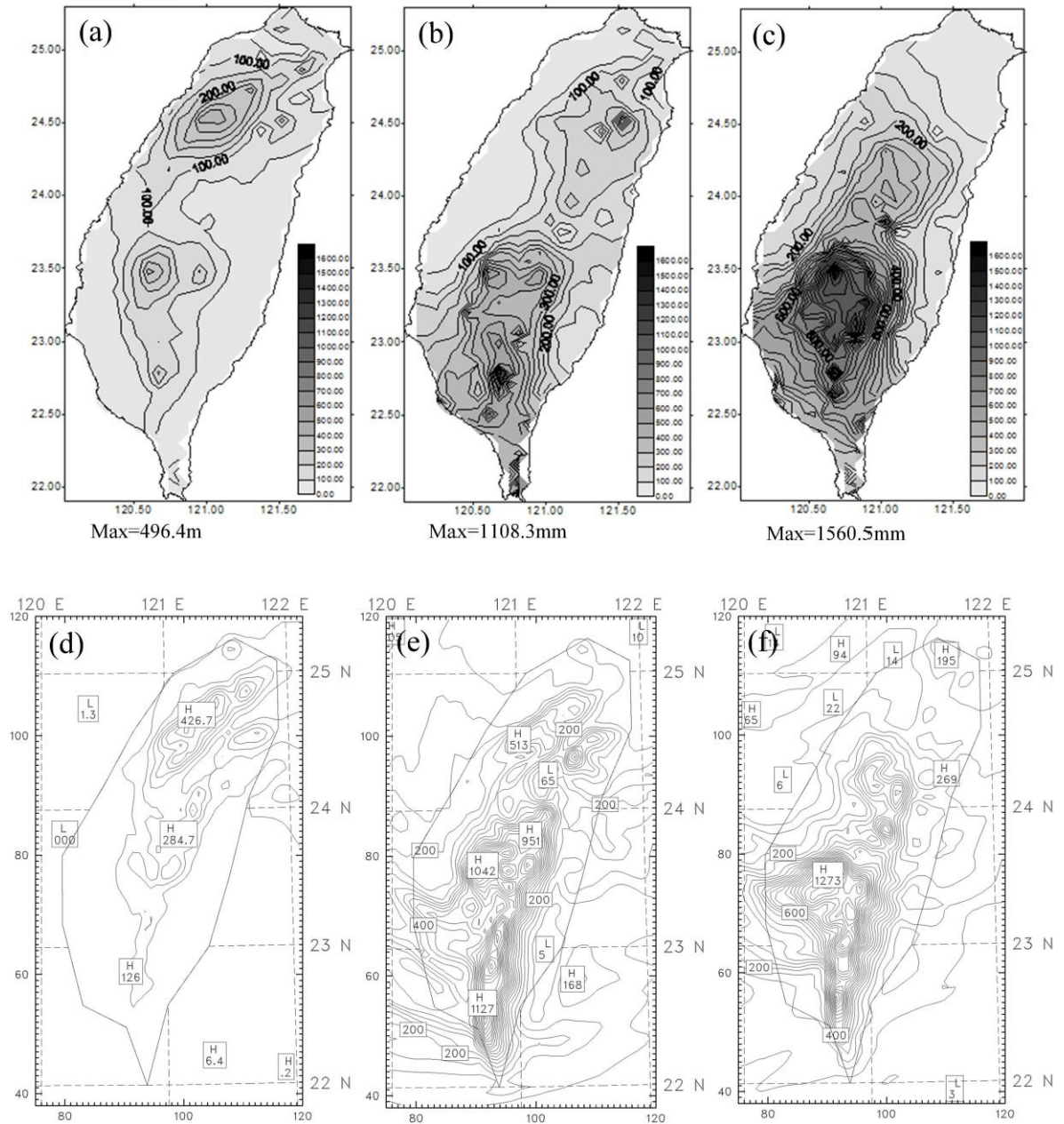


圖 5 2009 年 8 月莫拉克颱風之日累積降雨量圖(mm)。(a)~(c)為觀測累積雨量，(d)~(f)為虛擬渦旋實驗 B。(a)、(c)為第一天(0000 UTC 6~0000 UTC 7)，(b)、(e)第二天為(0000 UTC 7~0000 UTC 8)，(c)、(f)為第三天(0000 UTC 8~0000 UTC 9)。降雨量等值線間距 50mm。

由第一天(模擬 0 到 24 小時)累積降水預報 Equivalent Threat Score (ETS)和 Bias(圖 6a 和 6b)可以看出實驗 B 在 ETS 得分比控制實驗高,尤其在大豪雨(24 小時累積雨量達 200 毫米以上)的預報中更為準確;從 Bias 得分,控制實驗雨量有明顯高估的情形。第二天(模擬 24 到 48 小時)控制實驗和實驗 B 在大雨(24 小時內累積雨量 50 毫米以上)的預報得分皆很低(圖 6c 和 6d),但實驗 B 在超大豪雨(24 小時累積雨量達 350 毫米以上)時得分很高,表示在山區的超大豪雨時更能準確預報;從 Bias 得分,控制實驗小於 1,雨量低估。第三天(模擬 48 到 72 小時)實驗 B 在大豪雨時得分最高(圖 6e 和 6f);但從 Bias 得分來看,不論是控制實驗還是實驗 B 在中雨(24 小時內累積雨量 25 毫米以上)以上的降雨門檻值都有低估的情形。植入虛擬渦旋後(實驗 B)的模擬結果接近真實颱風,可以準確地模擬台灣降雨量分布情況,並有助於分析莫拉克颱風極端降雨之原因。

四、敏感度模擬與分析

(一) 西南季風增量實驗

從初始場 850hPa 風場來看,0000 UTC 6 AUG 台灣西南區域的風場強度不強,在印度洋幾乎都是西風或西北風,而印度洋夾帶著豐沛的水氣傳輸到西太平洋上,提供給颱風,可使颱風降雨增強;同時,太平洋西南方吹的西南風,颱風受到季風影響,也會得到充沛的水氣(圖 7a)。從垂直剖面來看,可以清楚看到低層的水氣傳輸由印度洋(季風區域的西半部)傳輸水氣給季風區域的東半部(西太平洋),提供了相當程度的水氣給莫拉克(圖 7b)。另一個重點是,在海南島上存在柯尼颱風(後來變成熱帶低壓),也提供莫

拉克水氣的一個重要因子,加強了莫拉克的降雨,為了釐清季風與柯尼颱風之影響,所以我們選取西南季風增量範圍為 $90^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$ 。

西南季風增量實驗是改變西南季風水平風場之增量,為了釐清與柯尼熱帶氣旋的影響,改變西南季風增量範圍: $90^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$,如圖 8 所示。本實驗使用 NCEP GFS 當作背景場,垂直層數共有 35 層,分別為 1000, 993, 983, 970, 954, 934, 909, 880, 845, 807, 765, 719, 672, 622, 571, 520, 468, 420, 376, 335, 298, 263, 231, 202, 175, 150, 127, 106, 88, 70, 55, 40, 26, 13, 0hPa 其中同化 20 至 35 層,即同化約距地表五公里內之風場,將此西南區域之水平風場為乘上一個常數因子,進行一系列西南季風增量實驗,瞭解西南季風之水平風強度對颱風模擬路徑及降雨量分布之影響。

其中,1200 UTC 5 AUG 分別增加和減少 50% 的風場強度為實驗 aMS1.5 和 aMS0.5;而 0000 UTC 6 AUG 2009 分別增加和減少 50% 的風場強度則為實驗 MS1.5 和 MS0.5。另外,在 0000 UTC 6 AUG 2009 將虛擬渦旋植入於實驗 aMS1.5、aMS0.5、MS1.5 和 MS0.5,分別為實驗 aMS1.5_B、aMS0.5_B、MS1.5_B 和 MS0.5_B,以上實驗設計如表 2 所示。

無論在 1200 UTC 5 AUG 或 0000 UTC 6 AUG 改變西南季風強度,其模擬路徑與控制實驗模擬路徑皆十分相似(圖略),因此只改變西南季風強度,對颱風路徑並無顯著的影響。另對 aMS0.5 和 aMS1.5 實驗而言,二者模擬嚴重低估在全台灣 72 小時累積降雨量。部分原因可能是因為西南季風風場歷經一段時間地轉調整後,強度

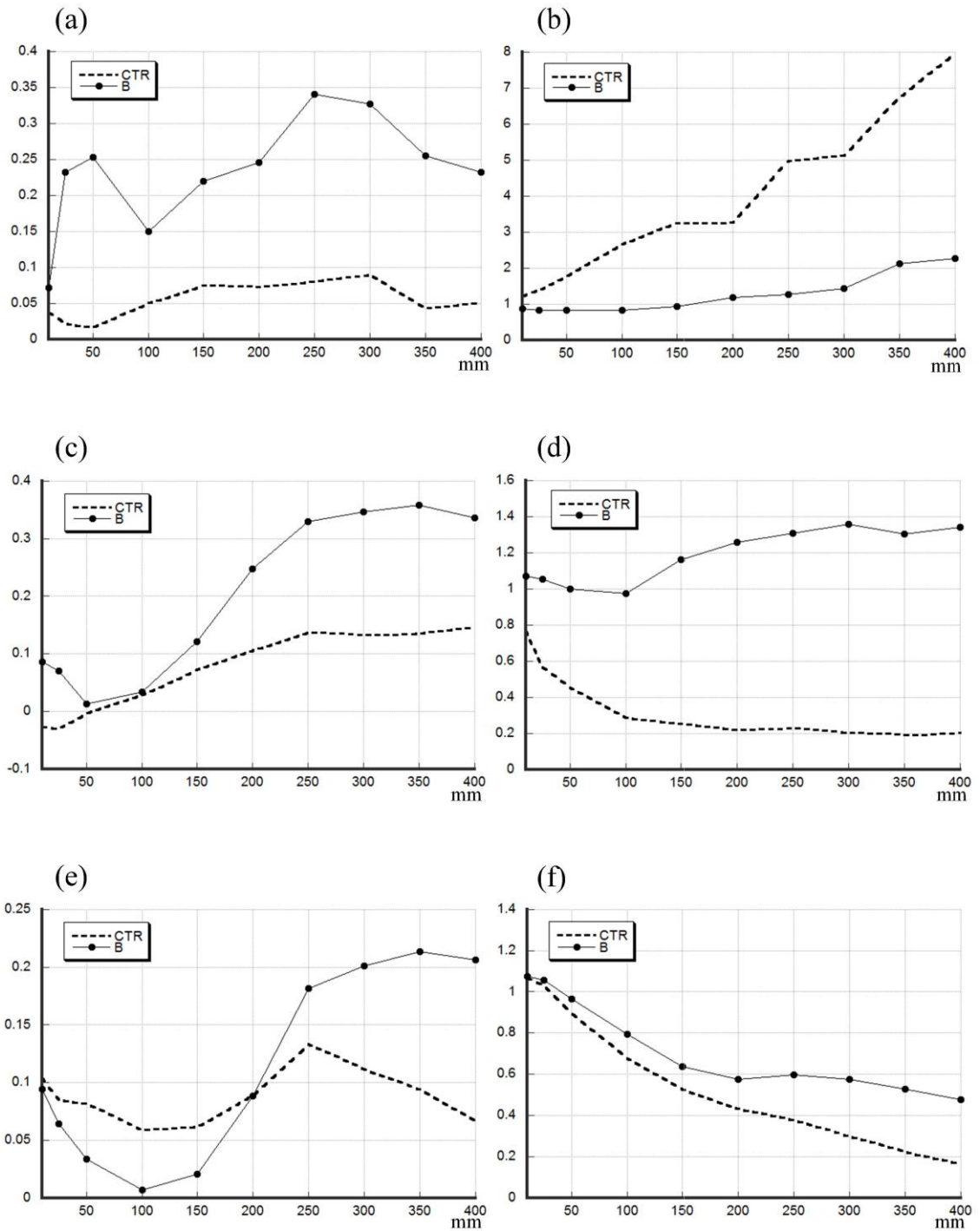


圖 6 控制實驗(CTR)與虛擬渦旋實驗 B 預報 72 小時每隔 24 小時模式累積降水預報(a)、(c)、(e)為 ETS，(b)、(d)、(f)為 Bias，由上而下累積降水時間分別為第一天(0000 UTC 6~0000 UTC 7)、第二天(0000 UTC 7~0000 UTC 8)、第三天(0000 UTC 8~0000 UTC 9)。

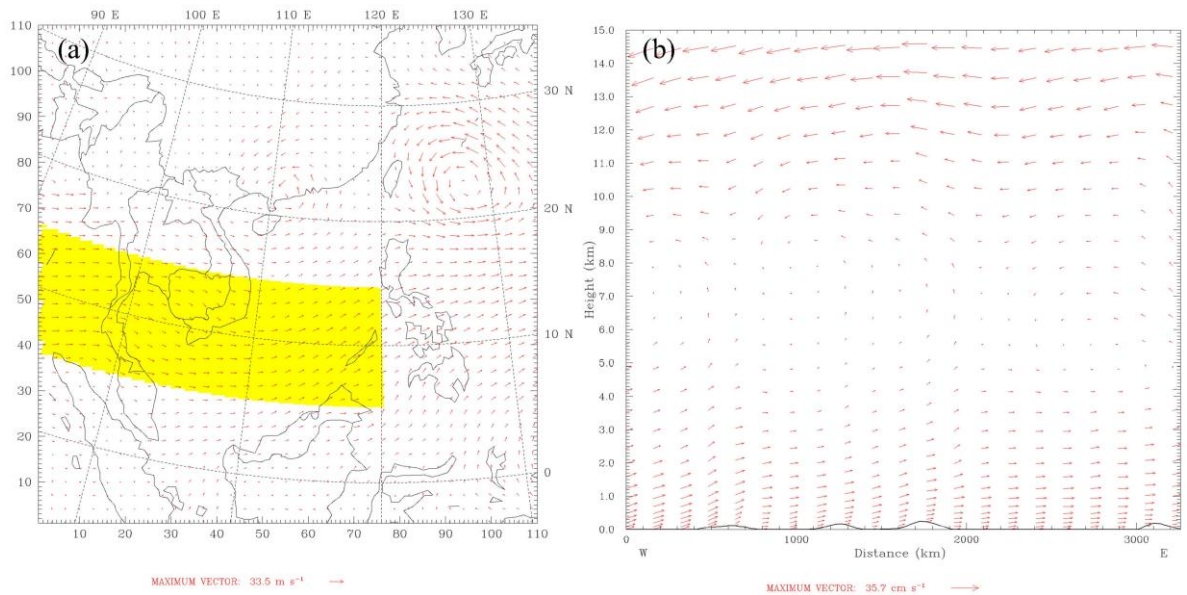


圖 7 0000 UTC 6 AUG NCEP GFS 初始場。(a) 850hPa 水平風場，黃色區域：改變西南季風增量區域(90°E~120°E, 5°N~15°N)。(b) 5°N~15°N 之垂直風場平均，x 軸為 90°E~120°E (單位：km)，y 軸為高度 (單位：km)。

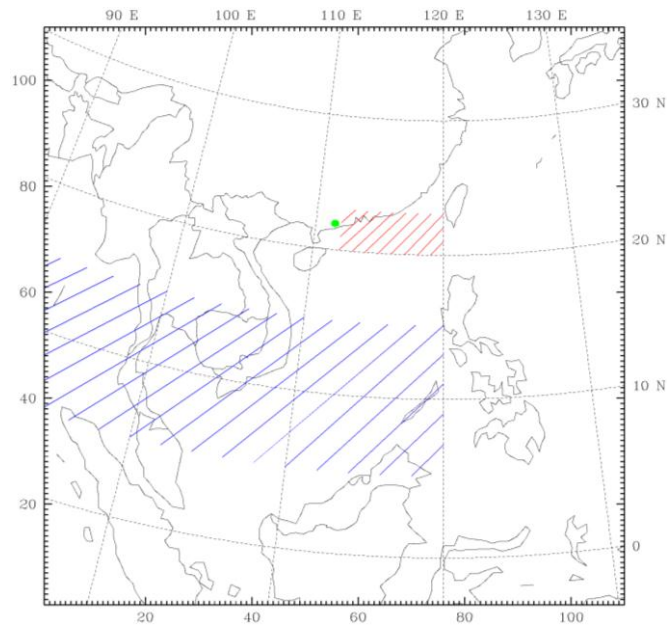


圖 8 敏感度實驗設計區域選取圖。藍色斜線：改變西南季風增量區域。綠色點：柯尼熱帶氣旋位置。紅色斜線：台灣西南方計算平均風場選取之區域。

表 2 西南季風強度實驗名稱與參數值。

範圍：90°E~120°E, 5°N~15°N

實驗名稱	西南季風增量 時間：09080512	西南季風增量 時間：09080600	植入虛擬渦旋 時間：09080600
aMS1.5 aMS0.5 MS1.5 MS0.5	增加 50% 減少 50%	增加 50% 減少 50%	
aMS1.5_B aMS0.5_B MS1.5_B MS1.5_B	增加 50% 減少 50%	增加 50% 減少 50%	√ √ √ √

無法維持，也可能是同化初始風場時間離預報時間過長，導致模擬實驗結果嚴重低估，最大累積降雨量約只有控制實驗 50% (圖略)；實驗 MS0.5 和 MS1.5 之 72 小時累積降雨與控制實驗差異(圖 9b) 發現，增強西南季風導致嘉義奮起湖附近之降雨量增加 (約可達 100mm)。

前面結果顯示實驗 B 得到與觀測接近的颱風登陸路徑及降雨，我們將實驗 B 之虛擬渦旋於 0000 UTC 6 AUG 植入實驗 aMS1.5、aMS0.5、MS1.5 和 MS0.5，分別稱為實驗 aMS0.5_B、aMS1.5_B、MS0.5_B 和 MS1.5_B，這四個實驗有助於進一步闡明西南季風風強度對台灣極端降雨之影響。

圖 10 顯示此四個實驗 72 小時之模擬路徑。同化時間為 1200 UTC 5 AUG 之實驗 aMS0.5_B 和 aMS1.5_B 之第一天之路徑誤差較小，與觀測接近，模擬的颱風於接近台灣陸地時突然朝北北西方向移動，並未登陸台灣；若將同化時間延後十二小時(即 0000 UTC 6 AUG)之實驗 MS0.5_B 和 MS1.5_B 模擬路徑在登陸台灣前有北偏現

象，但登陸後與觀測路徑一致，顯示同化西南季風強度的時間對颱風路徑有顯著的影響。

我們嘗試計算台灣西南方海面上之 850hPa 的平均風速 (選取區域如圖 8 所示)，對實驗 MS0.5_B 和 MS1.5_B 而言，模擬開始逐漸將上游季風之減量與增量作用影響至下游分析區域，第 12 至 36 小時之間差異量明顯，但隨後二個實驗風速大小漸趨一致，季風增減量的作用消失 (圖 11)。因此，若不考慮季風增減量對 Goni 風暴發展的影響，上游季風增減量區域的地轉調整及模式西側邊界條件的入流作用，均使季風恢復該有的地轉風強度。

進一步討論逐日降雨量模擬分布差異，實驗 MS1.5_B 和實驗 MS0.5_B，對照只同化虛擬渦旋之實驗 B，第一天在中央山脈沒有太多的變化，若於 0000 UTC 6 AUG 同化不同西南季風風場強度並植入虛擬渦旋之第一天(0000 UTC 6 AUG~0000 UTC 7 AUG)相同位置的最大累積雨量只有 10% 的改變量 (40mm 以內) 如圖 12a 和 12d，第二天(0000 UTC 7 AUG~0000 UTC 8 AUG)實驗

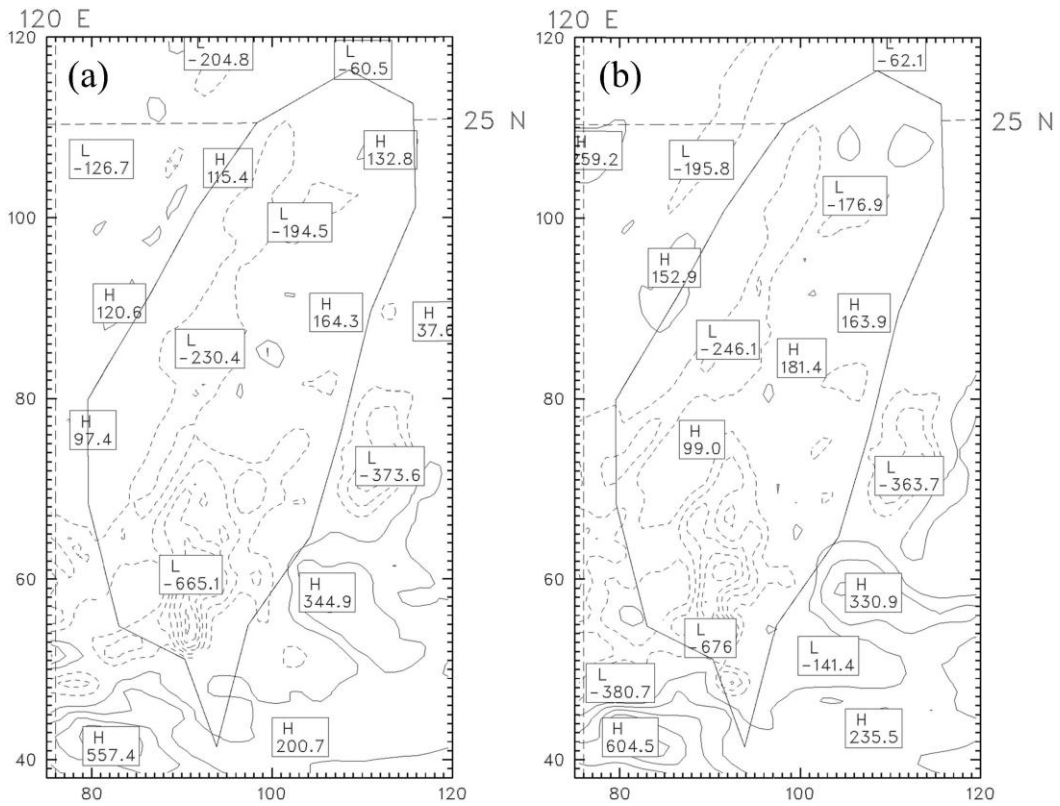


圖 9 0000 UTC 6 AUG~0000 UTC 9 AUG 之 72 小時累積降雨量(mm)差異圖。(a)實驗 MS0.5 和控制實驗，(b)實驗 MS1.5 和控制實驗。降雨量等值線間距 100 mm。

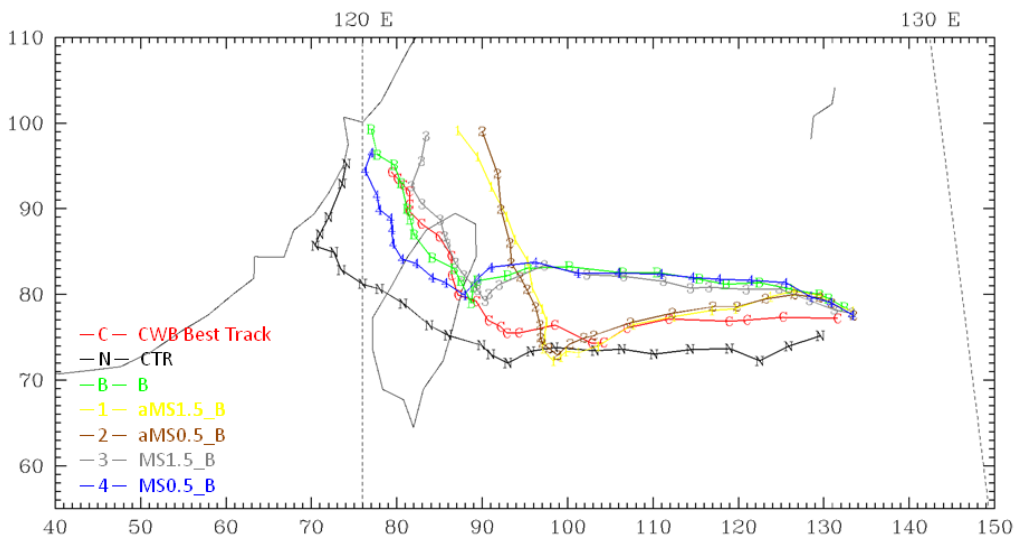


圖 10 莫拉克颱風最佳路徑與季風實驗之模擬路徑圖。C 為中央氣象局觀測之最佳路徑，N 為控制實驗，B 為實驗 B，實驗 aMS1.5_B、aMS0.5_B、MS1.5_B、MS0.5_B 之 72 小時模擬實驗結果，分別標記為 1、2、3 和 4，三小時標記一點。

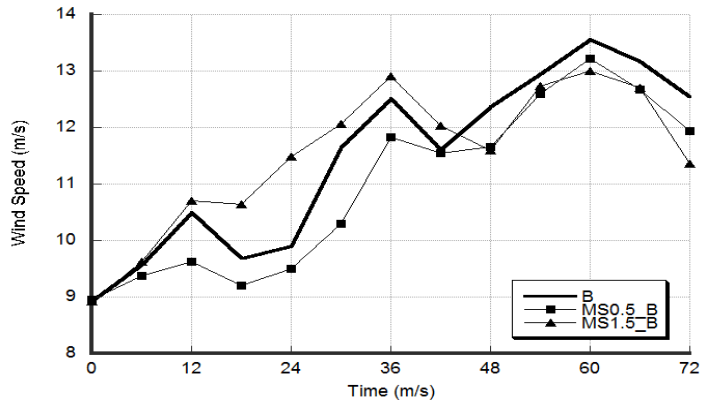


圖 11 季風敏感度實驗之 72 小時模擬在台灣西南方 850 hPa 之平均風速，黑色實線為實驗 B，正方形為 MS0.5_B 實驗，三角形為 MS1.5_B 實驗。六小時標記一點。

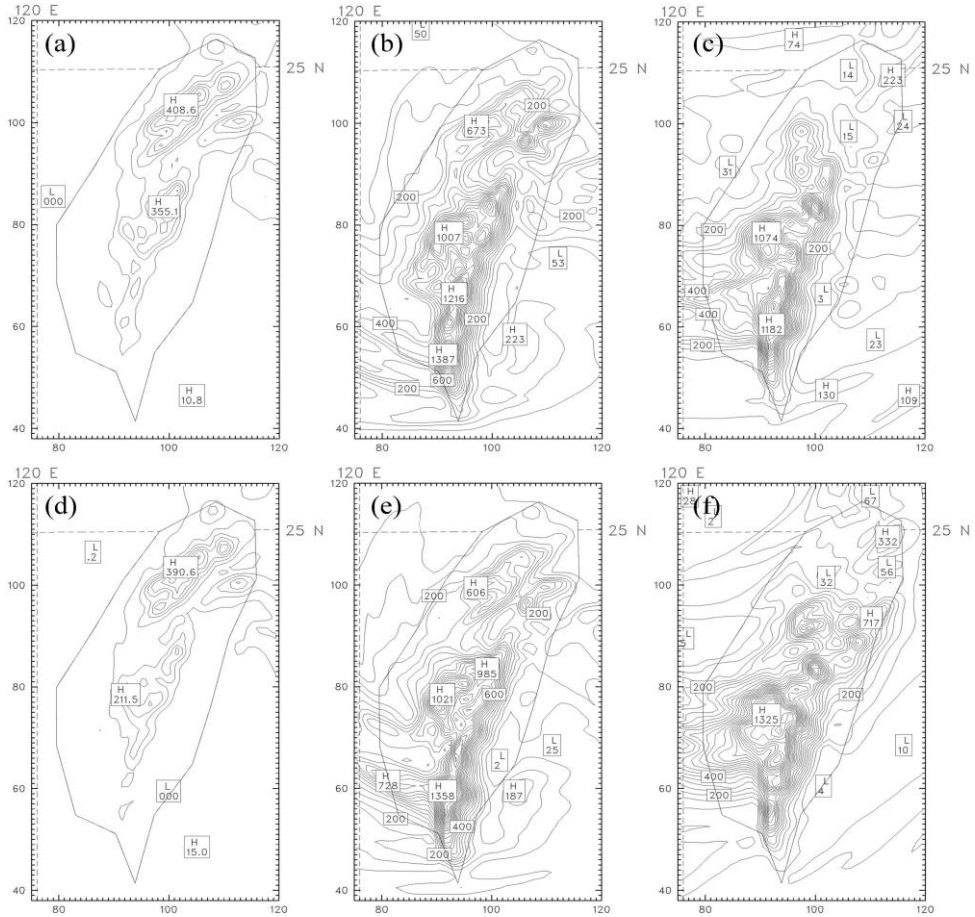


圖 12 0000 UTC 6 AUG~0000 UTC 9 AUG 之 24 小時累積降雨量(mm)。(a)、(b)、(c)分別為實驗 MS0.5_B 第一天(0000 UTC 6~0000 UTC 7)、第二天(0000 UTC 7~0000 UTC 8)、第三天(0000 UTC 8~0000 UTC 9)。(d)、(e)、(f)分別為實驗 MS1.5_B 第一天(0000 UTC 6~0000 UTC 7)、第二天(0000 UTC 7~0000 UTC 8)、第三天(0000 UTC 8~0000 UTC 9)。降雨量等值線間距 50mm。

MS1.5_B 比實驗 B 在中央山脈南部的最大累積降雨量增加約 20% (約 250mm) 如圖 12e, 顯示西南季風開始影響台灣之降雨, 第三天(0000 UTC 8 AUG~0000 UTC 9 AUG)實驗 MS1.5_B 之累積降雨分布有往北移動的趨勢如圖 12f, 和實驗 B 之最大降雨位置相似如圖 12c, 但降雨量增加, 然而實驗 MS0.5_B 最大累積降雨仍維持在中央山脈南部如圖 12c。

由上述台灣西南方海面上之水平風場與台灣累積降雨量之分析結果可知, 西南季風強度影響台灣西南方海面上之水平風場主要在第一天及第二天, 進而影響台灣第二天及第三天之降雨量, 即說明風場強度與降雨量之關係。

比較實驗 MS0.5_B 和 MS1.5_B 之 72 小時累積降雨與實驗 B 差異, 減弱西南季風風場強度實驗 MS0.5_B 在中央山脈南側迎風面及台灣西南

平原地區之最大累積降雨減少 (約可達 600 mm) (圖 13a), 而增加西南季風風場強度實驗 MS1.5_B 之使台灣中南部山區及中央山脈西側降雨量增加 (約可達 500 mm) (圖 13b), 對三天累積降雨量的影響不如颱風本身, 部份亦可能與西南季風強度無法長期維持有關。

地轉調整為動量(風場)、質量(溫度、壓力)之間的調整, 相對於溫度、壓力, 如果只同化水平風場, 當羅士比變形半徑(Rossby radius of deformation)較小時 (Holton 2004; Wu et al. 2006), 動量(風場)會向質量場調整。只同化西南季風水平風場, 但沒有同時同化平衡的壓力和溫度, 初始水平風場隨著時間受地轉調整而緩慢平衡回來, 但減弱或增強的季風仍逐漸影響到台灣地區。

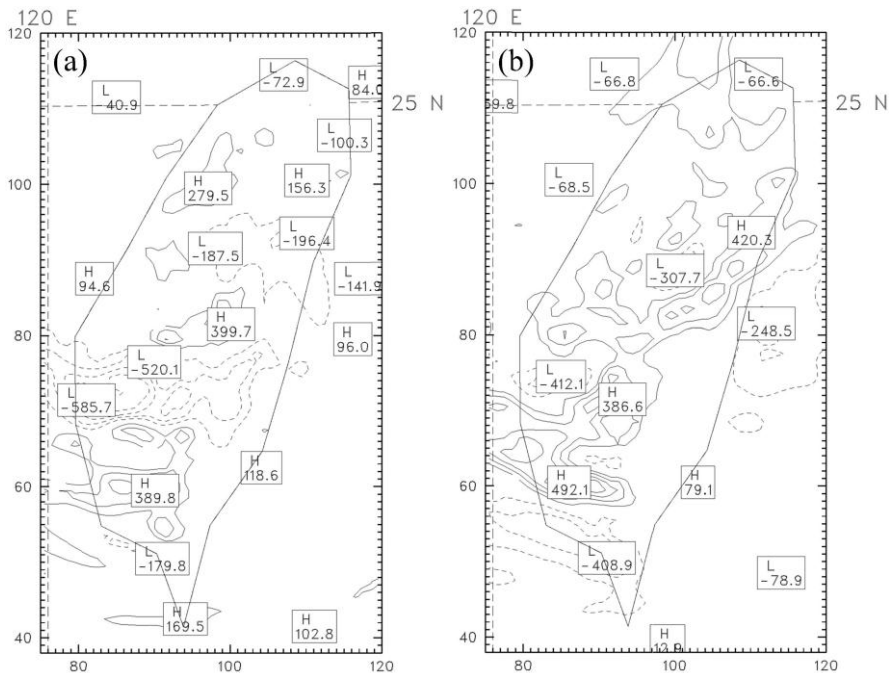


圖 13 0000 UTC 6 AUG~0000 UTC 9 AUG 之 72 小時累積降雨量(mm)差異圖。(a)實驗 MS0.5_B 和實驗 B (b)實驗 MS1.5_B 和實驗 B。降雨量等值線間距 100mm。

(二) 柯尼氣旋敏感度實驗

為了解莫拉克颱風侵台期間是否受柯尼熱帶氣旋（位於海南島附近）影響，進而導致台灣中南部山區極端降水事件。根據 Huang et al. (2011) 研究移除柯尼熱帶氣旋實驗之 72 小時累積降雨量大幅減少（約三分之一），而本實驗進一步討論柯尼熱帶氣旋與西南季風強度對台灣降雨分布以及路徑預報的影響。移除柯尼熱帶氣旋的方法是利用 MM5 調整初始虛擬渦旋強度的方法，在柯尼熱帶氣旋位置(111.5°E, 21.9°N)植入一個較弱的虛擬渦旋(1002 hPa)，植入後初始場為 998hPa（圖 14），即虛擬渦旋中心氣壓為 998hPa。

0000 UTC 6 AUG 2009 移除柯尼颱風之實驗稱為 NG，以及 0000 UTC 6 AUG 2009 分別增加和減少 50% 的西南季風之風場強度(90°E~120°E, 5°N~15°N)同時移除柯尼颱風實驗，分別稱為 MS1.5_NG 和 MS0.5_NG；另外，於 0000 UTC 6 AUG 2009 移除柯尼颱風同時植入虛擬渦旋之實驗稱為 NG_B，而分別針對實驗 NG_B 增加和減少 50% 的西南季風之風場強度(90°E~120°E, 5°N~15°N) 實驗，分別稱為 MS1.5_NG_B 和 MS0.5_NG_B，實驗設計如表 3。

在 72 小時路徑預測，實驗 NG、MS0.5_NG、MS1.5_NG 的路徑趨勢大致與控制實驗類似，其路徑接近台灣後持續朝西移動，不受台灣地形影響，沒有往北北西方向偏轉（圖略）。從每 24 小時累積降雨得知，柯尼熱帶氣旋影響台灣降雨的時間為模擬時間第三天(0000 UTC 8 AUG~0000 UTC 9 AUG)，實驗 NG 與控制實驗差異發現，在中南部山區降雨量明顯減少將近四分之一（約達 600mm），尤其是中央山脈南部；但實驗 NG 對實驗 MS0.5_NG 和 MS1.5_NG 而言，降雨量分

布差異並不顯著（圖略），表示柯尼熱帶氣旋對莫拉克颱風侵台期間的極端降雨事件扮演重要角色。

與西南季風敏感度實驗設計類似，將模擬路徑及雨量與觀測接近的實驗 B 之虛擬渦旋植入實驗 NG、MS0.5_NG 和 MS1.5_NG，分別稱為實驗 NG_B、MS0.5_NG_B 和 MS1.5_NG_B，此三個實驗移除柯尼熱帶氣旋後，台灣西南方海面上（選取區域如圖 6 所示）風場亦受到影響，其第三天(0000 UTC 8 AUG~0000 UTC 9 AUG) 850hPa 平均風速減少（圖 15），可能造成預報路徑後期，颱風往北北西方向偏轉較不明顯的原因之一（圖 16）。

在模擬第三天(0000 UTC 8 AUG~0000 UTC 9 AUG) 的 24 小時累積降雨量，實驗 NG_B 與實驗 B 差異（圖 17a）發現，在台灣西南部累積降雨量減少三分之一（約達 700mm），表示柯尼熱帶氣旋在台灣中南部山區之極端降雨扮演重要的角色。為了進一步了解柯尼熱帶氣旋是否影響西南氣流的傳送，導致台灣西南部的強降雨，由實驗 MS0.5_NG_B 和實驗 MS1.5_NG_B 之 24 小時與實驗 NG_B 差異（圖 17a 和 17c）發現，減弱西南季風使水氣無法順利傳送至台灣陸地，降雨增量在台灣海峽海上，而增強西南季風在奮起湖附近的降雨量增加（約 250mm），其他地區之降雨量仍然低估（圖 17c）。柯尼熱帶氣旋敏感度實驗發現，此熱帶氣旋會牽引潮濕的西南氣流，增加台灣西南部的降雨，若移除柯尼熱帶氣旋，挾帶豐沛水氣的西南氣流則無法順利傳送至台灣。

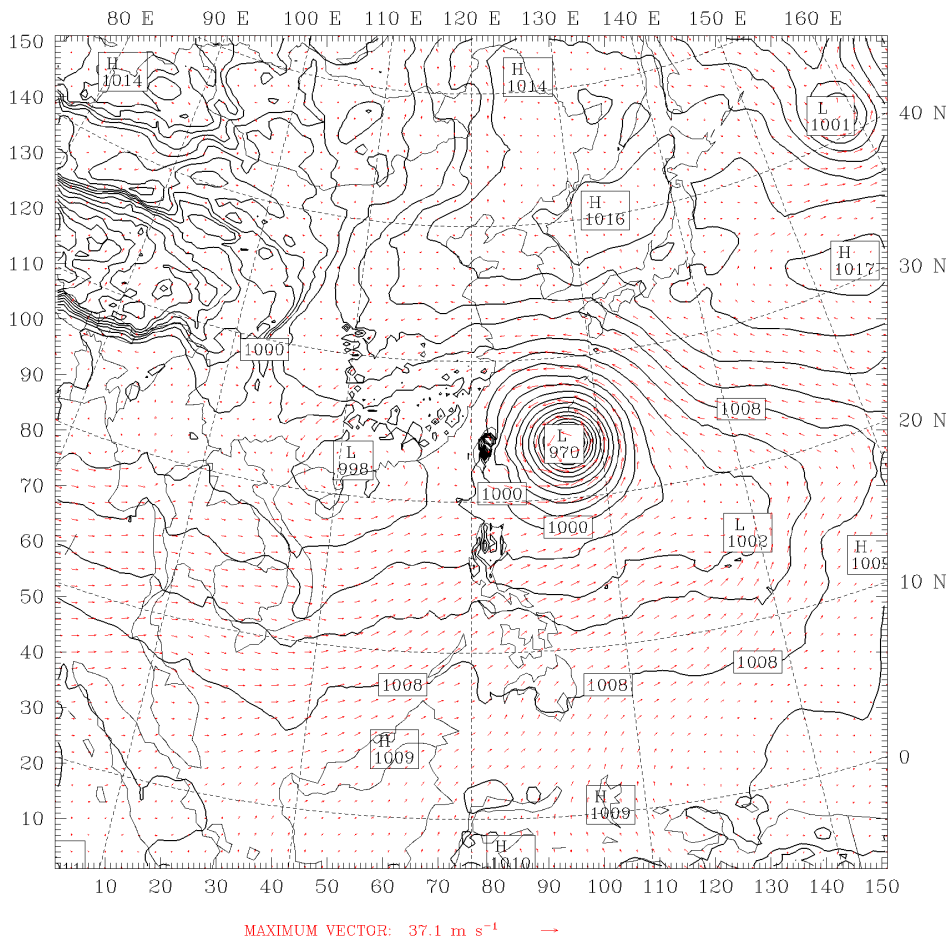


圖 14 移除柯尼熱帶氣旋之氣壓場與風場。時間為 0000 UTC 6 AUG 2009。

表 3 移除柯尼氣旋實驗名稱與參數值。

植入柯尼氣旋位置：111.5°E, 21.9°N

實驗名稱	移除柯尼氣旋 時間：09080600	西南季風增量 時間：09080600	植入虛擬渦旋 時間：09080600
NG	✓		
MS0.5_NG	✓	減少 50%	
MS1.5_NG	✓	增加 50%	
NG_B	✓		✓
MS0.5_NG_B	✓	減少 50%	✓
MS1.5_NG_B	✓	增加 50%	✓

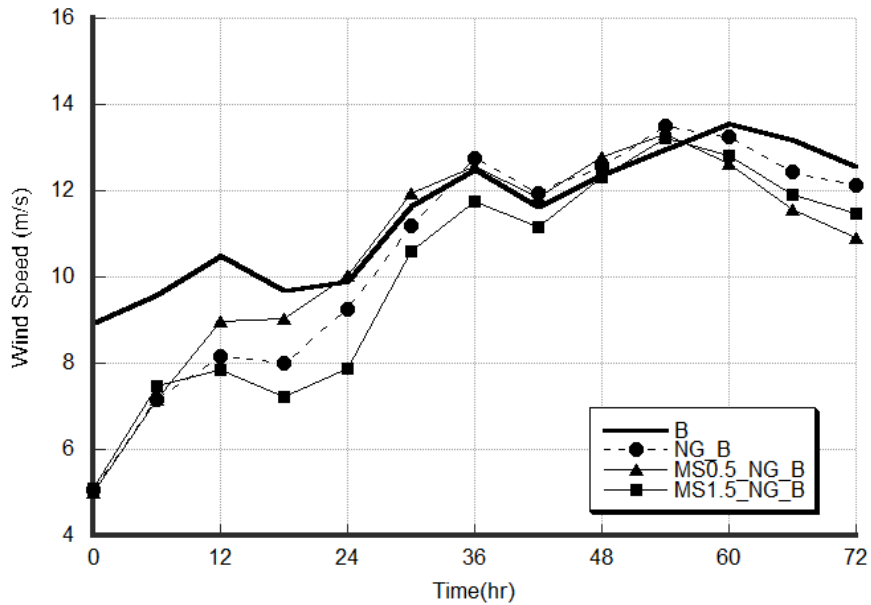


圖 15 移除柯尼熱帶氣旋與季風增量實驗在台灣西南方 850hPa 之平均風速，黑色實線為實驗 B，圓形為 NG_B 實驗，三角形為 MS0.5_NG_B 實驗，正方形為 MS1.5_NG_B 實驗。六小時標記一點。

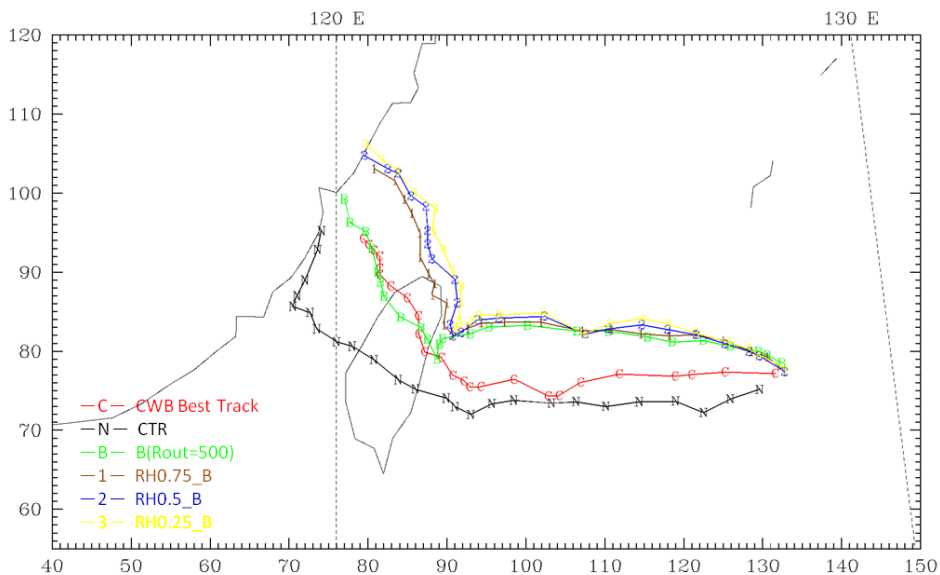


圖 16 移除柯尼熱帶氣旋敏感度實驗之模擬路徑圖。C 為中央氣象局觀測之最佳路徑，N 為控制實驗，B 為實驗 B，NG_B、MS1.5_NG_B、MS0.5_NG_B 之模擬實驗，分別標記為 1、2、3，三小時標記一點。

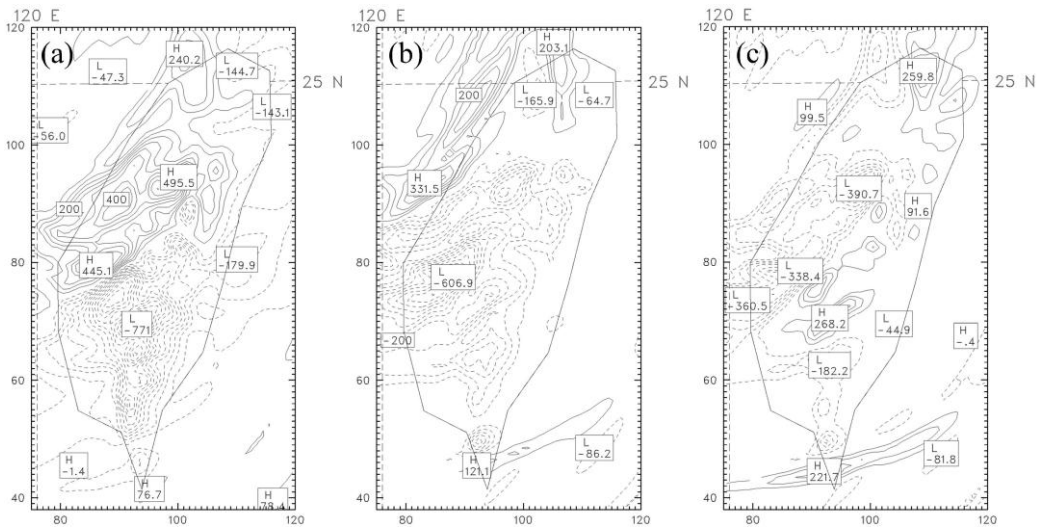


圖 17 0000 UTC 8 AUG 2009~0000 UTC 9 AUG 2009 累積降雨量(mm)之差異圖。(a) NG_B 和 B (b) MS0.5_NG_B 和 NG_B (c) MS1.5_NG_B 和 NG_B。等值線間距 50mm。

(三) 降低水氣敏感度實驗

水氣敏感度實驗是降低西南季風區域(90°E ~120°E, 5°N~15°N)的水氣量，討論在莫拉克颱風侵台期間，西南季風區域的水氣量與台灣地區強降雨之間的關係。從觀測資料得知實際西南季風區域的水氣量高達 22 g/kg，將原本西南季風區域(90°E~120°E, 5°N~15°N)實際觀測之水氣場在 0000 UTC 6 AUG 2009 減少此區域的水氣量 25%、50%和 75%，分別稱為 RH0.75、RH0.5 和 RH0.25；以及在 0000 UTC 6 AUG 2009 減少水氣含量同時植入虛擬渦旋之實驗，分別稱為 RH0.75_B、RH0.5_B 和 RH0.25_B，實驗設計如表 4。

降低西南季風區域之水氣量隨時間增加，西南方水氣平流會填補此區域，使水氣快速增加，而移除水氣量越多，所需要填補的時間跟著增加；另外，台灣西南方的水氣傳送經過台灣南部，逐漸被颱風外圍環流帶入颱風結構中，使颱風外圍環流夾帶之水氣含量跟著減少。

表 4 降低水氣實驗名稱與參數值。

範圍：90°E~120°E, 5°N~15°N

實驗名稱	水氣增量	植入虛擬渦旋
	時間：09080600	時間：09080600
RH0.75	減少 25%	
RH0.5	減少 50%	
RH0.25	減少 75%	
RH0.75_B	減少 25%	✓
RH0.5_B	減少 50%	✓
RH0.25_B	減少 75%	✓

無論降低水氣量之多寡，其模擬路徑登陸前與控制實驗模擬路徑走向一致，但登陸後，西南季風區域的水氣量越少之實驗，則越早往北北西方向偏轉，颱風移速也越快。從 RH0.75、RH0.5 和 RH0.25 實驗之 72 小時累積降雨量分別減少約為 29% (可達 650mm)、30% (可達 670mm)、32% (可達 700mm)。在台灣西南部地區降雨皆有減少，但此三個實驗的雨量差異並不顯著 (差異量在 50mm 以內) (圖略)。

前面結果顯示實驗 B 得到與觀測接近的登台路徑及降雨，我們將實驗 B 之虛擬渦旋植入於實驗 RH0.75、RH0.5 和 RH0.25，分別稱做 RH0.75_B、RH0.5_B 和 RH0.25_B，討論降低西南季風區域的水氣量對台灣極端降水之影響。圖 18 為 RH0.75_B、RH0.5_B 和 RH0.25_B 實驗之 72 小時模擬路徑，此三個實驗模擬路徑接近台灣陸地前，皆先向北偏轉，與實驗 B 之路徑一致，靠近台灣陸地後，水氣量越少之實驗路徑北偏越明顯，颱風移速也越快，此現象與尚未植入虛擬渦旋的結果相似，發現西南季風區域之水氣越低，其颱風北偏越明顯且移速增加，從 Wang et al. (2012) 之研究結果得知，此移速變化可能與潛熱釋放有關。

從 RH0.75_B、RH0.5_B 和 RH0.25_B 之三個實驗發現在台灣地區三天(0000 UTC 6 AUG ~ 0000 UTC 9 AUG)總累積降雨量明顯減少，分別減少約為 40% (可達 920mm)、43% (可達 1010mm)、44% (可達 1020mm) (圖 19)，西南季風區域的水氣量分別減少為原來的 0.75 倍、0.5 倍、0.25 倍，推論由於降低西南季風區域的水氣量，導致傳送至台灣西南部的的水氣量及濕度減少，則將會影響台灣地區之中南部的降雨。

降低西南季風區域之水氣量確實讓台灣中南部之降雨量減少，這與莫拉克颱風侵台期間對帶來台灣的強降雨應有關係，推測與此區域的水氣量經過台灣南部傳送至颱風環流，進而減少颱風環流挾帶之水氣量，導致台灣極端降水的原因之一。

五、結論

本研究針對 2009 年 8 月莫拉克颱風個案，探

討西南季風對台灣極端降雨的影響，文中利用 MM5 中尺度數值模式，進行各種不同的敏感性實驗，例如：虛擬渦旋、改變西南季風強度、移除柯尼熱帶氣旋，以及降低西南季風區域之水氣實驗，研究莫拉克颱風在台灣之降雨機制。

虛擬渦旋實驗結果顯示，同化不同海平面氣壓(P_C)、強風半徑(R_{34kr})和虛擬渦旋大小(R_{out})之結果顯示，在颱風強度、最大風速、路徑方面模擬皆明顯改善，其中以參考 JMA 颱風觀測資料之實驗 B 的模擬路徑之結果與最接近真實颱風，也可以準確地模擬台灣極端降雨現象，有助於分析莫拉克颱風極端降雨之原因。預報路徑登陸台灣後幾乎與觀測一致，模擬累積降雨量分布主要在台灣東北部和中央山脈在西南部，模擬結果與實際觀測十分接近。

季風敏感度實驗透過同化不同西南季風水平風場強度敏感度實驗探討西南季風風場強度對台灣極端降水的影響，實驗中將西南季風區域($90^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$)水平風分量乘上一個固定常數當作季風增量實驗進行同化，模擬結果顯示，1200 UTC 5 AUG 同化不同西南季風風場強度之實驗結果並不理想，由於增強的西南季風受地轉調整的影響而無法持續甚久，另外，同化初始場時間距離預報時間過長，預報誤差越大也是原因之一。0000 UTC 6 AUG 同化不同西南季風風場強度，西南季風增強造成在中南部山區及台灣西側迎風面降雨增加，西南季風減弱則在中央山脈南部及西南平地普遍減少，三天累積降雨差異量約在 10% 之內。由西南季風敏感度實驗結果得知，若只同化綜觀尺度的水平風場，大尺度的風場會隨時間受到地轉調整而緩慢平衡回來，因此多少減弱了西南季風強度在定量降雨的關係，但仍可以大致掌握到定性上的貢獻。

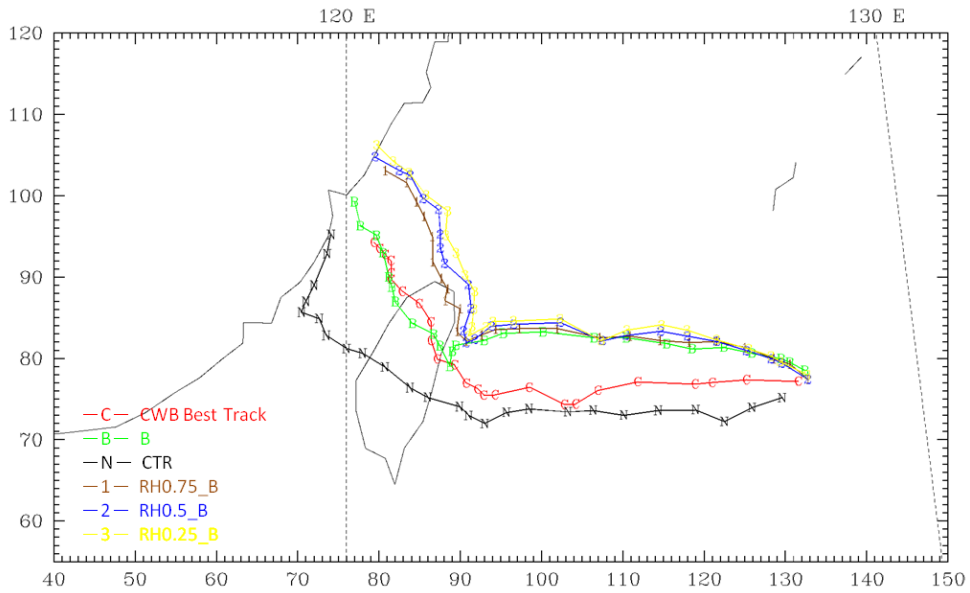


圖 18 莫拉克颱風最佳路徑與水氣敏感度實驗之模擬路徑圖。C 為中央氣象局觀測之最佳路徑，N 為控制實驗，B 為實驗 B，RH0.75_B、RH0.5_B、RH0.25_B 之模擬實驗，分別標記為 1、2、3，三小時標記一點。

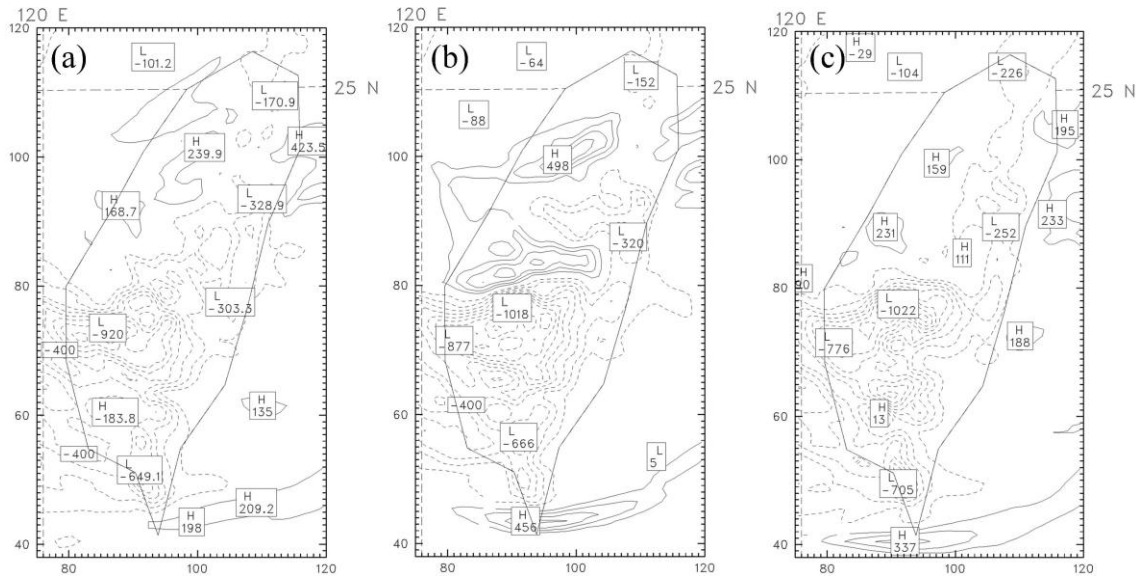


圖 19 0000 UTC 6 AUG - 0000 UTC 9 AUG 之 72 小時累積降雨量(mm)差異圖。(a)實驗 RH0.75_B 和實驗 B，(b)實驗 RH0.5_B 和實驗 B，(c)實驗 RH0.25_B 和實驗 B。降雨量等值線間距 100mm。

使用虛擬渦旋調整初始颱風強度，移除海南島附近的柯尼熱帶氣旋研究結果顯示台灣地區第三天(0000 UTC 6 AUG ~ 0000 UTC 9 AUG)最大累積降雨量減少了四分之一。根據本實驗結果比較，移除柯尼氣旋實驗與改變西南季風風場強度實驗對台灣降雨之影響，須柯尼熱帶氣旋引導潮濕的西南氣流至台灣，進而影響台灣西部地區之降雨，表示柯尼熱帶氣旋與台灣西部降雨關係密切，牽引台灣西南方之水氣至台灣，在莫拉克侵台後期造成台灣地區強降水扮演重要的角色。

最後，降低西南季風區域之水氣含量實驗發現降低西南季風區域之水氣含量，除了影響西南氣流之水氣量外，也會影響到整個颱風環流的水氣含量，使台灣中南部山區降雨有減少的現象，也是莫拉克颱風在台灣造成極端降雨的原因之一，而西南季風區域之水氣含量越少，模擬颱風移動速度隨之增加，從 Wang et al. (2012)之研究結果得知，颱風移動速度與潛熱釋放有關。

整體而言，莫拉克颱風造成台灣之極端降雨包含許多可能原因：颱風登入後移動緩慢，停留台灣時間長達 15 小時，加上台灣西南邊除了莫拉克颱風外圍環流外，還有西南季風帶覆蓋。當颱風外圍環流與西南氣流在台灣西南部輻合，在此綜觀環境條件下，於台灣中央山脈之中南部迎風面輻合形成中尺度對流，引發強對流降雨。模式模擬結果顯示了各個改變因子的貢獻量，但實際上這些改變因子之貢獻量皆是非線性且複雜的，也可能會受到其他因素影響。

本文嘗試利用 4DVAR 結合 BDA 來改變季風強度，雖然同化期間可短暫由模式動力來調整，但在模式積分開始後，由於地轉調整的過程，西

南季風仍逐漸向質量場平衡，因此無法提供對定量降雨之影響。Wu et al. (2009)曾以改變中國大陸高壓之反氣旋渦度強度，求解平衡方程來改變東北風強度。但西南季風範圍遼闊，較難切割出來，且平均風並無明顯渦度，如何利用上述平衡方程改變模式初始場，甚至如何同化平衡的大尺度風場及氣壓場，均是未來深具挑戰性的研究工作。

致謝

本研究得以順利完成要特別感謝中央氣象局提供氣象資料，林沛練教授、楊明仁教授以及簡芳菁教授於擔任其論文口試委員時提供寶貴意見，以及吳俊傑教授於擔任其期刊審查委員時的建議，使得本文內容更具學術研究參考價值。

參考文獻

- 吳俊傑、黃清勇、楊明仁、簡芳菁、洪景山與顏自雄，2010：颱風數值模擬之現況與挑戰—2009 年莫拉克颱風，大氣科學，第三十八期，99-134。
- 吳乙昕，2012：凡那比颱風(2010)降雨機制探討。國立中央大學大氣物理所，碩士論文，78 頁。
- 林欽國，2011：利用高解析度模試探討地形高度與西南氣流水氣傳送對莫拉克(2009)颱風模擬之影響。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，76 頁。
- 麥翠珊，2008：利用 MM5 4DVAR 同化虛擬渦旋探討其對 WRF 模式預報颱風之影響。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，103 頁。
- 黃清勇與吳俊澤，2012：利用 MM5 4DVAR 模式探討同化虛擬渦旋和掩星折射率資料對於珊

- 珊颱風(2006)數值模擬之影響。大氣科學，第四十期，153-170。
- 蔡金成，2009：衛星資料與虛擬渦旋四維變分同化對颱風數值模擬的影響。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，87頁。
- 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, doi: 10.1029/2010JD015092.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within a typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- Guo, Y.-R., Y.-H. Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, and C., Rocken, 2000: Four-dimensional variational data assimilation of heterogeneous mesoscale observations for a strong convective case. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 619-643.
- Huang, C.-Y., Y.-H. Kuo, and W. Huang, 2002: Numerical Simulations with MM5 3DVAR initialization. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.* 13, 4, 417-418.
- , C.-Y., C.-S. Wong, and T.-C. Yeh, 2011: Extreme rainfall mechanisms exhibited by typhoon Morakot (2009). *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **22**, 613-632, doi: .3319/TAO. 2011.07.01. 01 (TM).
- Holton, J., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 529 pp.
- Hsiao, L.-F., C.-S. Liou, Yeh, T.-C., Guo, Y.-R., Chen, D.-S. and co-authors. 2010: A vortex relocation scheme for tropical cyclone initialization in Advanced Research WRF. *Mon. Wea. Rev.* **138**, 3298-3315.
- Hendricks, E. A., J. R. Moskaitis, Y. Jin, R. M. Hodur, J. D. Doyle, and M. S. Peng, 2011: Prediction and diagnosis of Typhoon Morakot (2009) using the Naval Research Laboratory's mesoscale tropical cyclone model. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **22**, 579-594.
- Jain, G. -J., and C. -C., Wu, 2008 : A Numerical study of the track deflection of super-typhoon Haitang (2005) prior to its landfall in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 598-615.
- Leslie, L. M., and G. J. Holland, 1995: On the bogussing of tropical cyclones in numerical models: A comparison of vortex profiles. *Meteor. Atmos. Phys.*, **56**, 101-110.
- Liang, J., L. Wu, X. Ge, and C.-C. Wu, 2011: Monsoonal influence on typhoon Morakot (2009). Part II: Numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2222-2235.
- Neumann, C. J., 1993: Global Overview. Chapter 1, Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting. *WMO*, 1.1-1.56.
- Park K. and X. Zou, 2004: Toward developing an objective 4DVAR BDA scheme for hurricane initialization based on TPC observed parameters. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2054-2069.

- 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. and Forecasting*, **17**, 1001-1015.
- , K.-H. Chou, Y. Wang and Y.-H. Kuo, 2006: Tropical cyclone initialization and prediction based on four-dimensional variational data assimilation. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2383-2395.
- , 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.
- , C.-C., **G.-Y. Lien**, J.-H. Chen, and F. Zhang, 2010: Assimilation of tropical cyclone track and structure based on the Ensemble Kalman Filter (EnKF). *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3806–3822. DOI: 10.1175/2010JAS3444.1
- , J. Liang, and C.-C. Wu, 2011a: Monsoonal influence on Typhoon Morakot (2009). Part I: Observational analysis. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2208-2221.
- , 2013: Typhoon Morakot (2009): Keyfindings from the journal TAO for improving prediction of extreme rains at landfall. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 155-160. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00155.1
- Wu, L., J. Liang, and C.-C. Wu, 2011: Monsoonal influence on Typhoon Morakot (2009). Part I: Observational analysis. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2208-2221.
- Wang, C.-C., H.-C. Kuo, Y.-H. Chen, H.-L. Huang, C.-H. Chung, and K. Tsuboki, 2012: Effects of asymmetric latent heating on typhoon movement crossing Taiwan: The case of Morakot (2009) with extreme rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3172-3196.
- Xiao, Q., X. Zou, and B. Wang, 2000: Initialization and simulation of a landing hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2252-2269.
- Yang, S.-C., E. Kalnay and T. Miyoshi, 2012: Improving EnKF spin-up for typhoon assimilation and prediction, *Wea. Forecasting*, **27**, 878-897.
- Yen, T.-H., C.-C. Wu, and G.-Y. Lien, 2011: Rainfall simulations of Typhoon Morakot with controlled translation speed based on EnKF data assimilation. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **22**, 647-660. doi: 10.3319/TAO.2011.07.05.01(TM)
- Zou, X., Y.-H. Kuo, and Y.-R. Guo, 1995: Assimilation of atmospheric radio refractivity using a nonhydrostaticadjoint model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2229-2249.
- Zou, X., F. Vandenberghe, M. Pondecà, and Y.-H. Kuo, 1997: Introduction to adjoint techniques and the MM5 adjoint modeling system. NCAR Tech. Note NCAR/TN-435-STR, 110pp. [Available from UCAR Communications, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307.]
- , W. Huang, and Q. Xiao, 1998: A user's guide to the MM5 adjoint modeling system. NCAR Tech. Note NCAR/TN-437+IA, 92pp. [Available

from UCAR Communications, P.O. Box 3000,
Boulder, CO 80307.]

varitional bogus data assimilation scheme. *J.
Atmos. Sci.*, **57**, 836-860.

——, Q. Xiao, 2000: Studies on the initialization
and simulation of a mature hurricane using a

Rainfall Simulation Associated with Typhoon Morakot (2009)

Ching-Yuang Huang Tzu-Ying Chao

Graduate Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(manuscript received 30 May 2013 ; in final form 26 September 2013)

ABSTRACT

This study used the PSU/NCAR MM5 model to simulate Typhoon Morakot (2009), and investigated the mechanisms of the torrential rainfall in southwest Taiwan and the role of the southwest monsoon flow. In this study, bogus vortex data assimilation (BDA) based on 4DVAR has been employed to help improve the initial structure of the typhoon. The simulated track and 72-h accumulated rainfall (over 2200 mm) are in good agreement with the observations.

In the sensitivity experiments for monsoon intensity, the 72-h accumulated rainfall in Taiwan is sensitive to the intensity of southwest monsoon. For stronger monsoon, the 72-h accumulated rainfall tends to be enhanced (by about 500 mm) west of and in central and southern Taiwan, while weaker monsoon induces more rainfall (about 600 mm) south of central CMR and in the southwest plains. In the experiment with the initial field where Goni tropical storm is deactivated by BDA, the rainfall maximum is reduced by about one third in southwest Taiwan. As the Goni circulation and strong moisture-laden southwesterly flow converge to the southwest of Taiwan, it causes enhancement of heavy rainfall in southwest Taiwan. On the other hand, as the relative humidity of southwest flow is reduced, the rainfall intensity also decreases, indicating that transport of moister water vapor from the southwesterly flow also contributes to the production of heavy rainfall.

Key Words: MM5, Southwest Monsoon, Typhoon Morakot

