

琳恩颱風（1987）與東北季風交互作用 產生強降水之研究

李清勝 羅英哲 張龍耀

國立台灣大學大氣科學研究所

（中華民國九十五年一月三日收稿；中華民國九十六年三月十八日定稿）

摘 要

本研究分析與東北季風共伴導致台灣北部豪雨的颱風路徑特徵，結果顯示在 1987~2000 年間，有 6 個侵台颱風有顯著共伴效應；其路徑可概分為二類，一為由東向西經巴士海峽，另一則為由台灣東方近海北上。在這些颱風中，以琳恩（1987 年）之共伴效應最顯著；當其中心位於距台北約 500 公里時，卻導致竹子湖單日降水量達 1,136 mm 與北市嚴重淹水。因此本研究利用 MM5 數值模式，模擬、分析琳恩之侵台過程，並探討導致豪雨之重要機制。

分析與模擬結果顯示，琳恩颱風影響期間，台灣北部地區之主要強降水，出現在鋒面由南北退且於台灣北部滯留時，且此顯著強降水並非單純之地形舉升降水。強降水區呈東西向帶狀分布且其中有數個強降水中心。分析環流特徵顯示，強降水區和低層環流輻合區關係密切，故低層颱風外圍環流與東北季風輻合的舉升作用顯著；再者，輻合區中的移動性對流胞與中尺度過程，亦扮演相當重要角色。此外，地形舉升作用則有加強和地區鎖定的作用，當環境風場輻合作用和地形舉升作用一致時，將導致持續性強降水。

關鍵詞：颱風、颱風降雨、東北季風、數值模擬

一、前言

秋季後東亞地區東北季風盛行，此季節之颱風（簡稱秋颱）移近台灣地區時，其具豐沛水汽的外圍環流，可能與東北季風或斜壓系統產生交互作用，而於台灣地區導致豪雨。根據王（1970）的分析，此類颱風（稱之共伴颱風）之路徑有二，一為成拋物線經台灣東部近海向東北行，另一為經呂宋或巴士海峽西行至南海；至於個案的降雨分布，因高壓位置和颱風路徑而略有不同。曲與陳（1988）的分析除顯示相似的路徑和降雨特徵外，亦顯示台灣北部易出現豪雨的地區為(1)大屯山之竹子湖，(2)基隆河上游之五堵，及(3)蘭陽平原西方山區之牛鬥；根據此種雨量之空間分佈特徵，他們認為此類降雨主要為地形抬升作用所造成。

颱風與東北季風或斜壓系統交互影響的過程中，除了與東北季風產生的共伴效應之外，熱帶氣旋可能漸轉變成溫帶氣旋（Extratropical Transition, ET），有些則可能減弱消失。Klein et al.（2000）分析 1994 年至 1998 年間，西北太平洋地區由熱帶氣旋轉變成溫帶氣旋的 30 個案；結果顯示在轉變前期，除中心附近外，強對流主要集中在中心的北—東北方，並指出高對流層的外流有利於此區強對流之出現。颱風與東北季風交互作用（共伴現象）所導致的豪雨分佈，可能和 Klein et al.（2000）分析颱風轉變前期、於中心北—東北方產生強對流的過程類似。

整體而言，秋颱與中緯度系統之交互作用，使颱風的結構（降水）和運動變得更加複雜，增加預報的難度（Jones et al. 2003）；在台灣地區，複雜的地形使其間伴隨的中尺度過程更具挑戰性。雖然過去的學者（王 1970；曲與陳 1998 及

俞與馬 1991）曾針對秋颱進行統計與診斷分析，對與東北季風共伴之秋颱的路徑與綜觀環境特徵有相當的了解；但由於觀測資料之不足，無法針對局部重要特徵進行詳細的診斷分析。因此，本文將利用數值模式進行模擬、分析以增加對秋颱共伴降雨過程的了解。本文第二節將簡要說明近年來台灣地區之秋颱和選取琳恩（1987）進行研究的原因，第三節說明所使用的 MM5 模式及初始條件的設定，第四節為琳恩颱風模擬結果之分析與比較，第五節則針對北部強降水之物理機制進行診斷分析，第六節為討論與結語。

二、共伴颱風個案簡要分析

歷史資料顯示，颱風與東北季風共伴造成台灣北部豪雨的個案，大都發生在 9 月底後，且常有鋒面伴隨。為瞭解過去十餘年來，與東北季風共伴之侵台颱風氣候特性，本研究參考曲和陳（1988）及俞和馬（1981）之結果，以下列四條件選取共伴颱風個案：(1)於 10、11 月間影響台灣且中心位於 16 至 26N，118 至 124E（採 JTWC 最佳颱風路徑資料），(2)台灣附近有鋒面，(3)竹子湖或宜蘭測站之日總雨量達氣象局之豪雨標準（130 mm），且(4)彭佳嶼測站有顯著的強東北風。結果顯示，在 1986 至 2000 年間，僅有 6 個個案符合上述條件（表 1），平均 2~3 年才有一次共伴颱風個案；然而，1998 年則有 3 個個案，其中瑞伯（Zeb）和芭比絲（Babs）均導致嚴重水患。此六個颱風的路徑如圖 1 所示，且可分成兩類。第一類颱風通過呂宋島或巴士海峽進入南海或台灣海峽南部，包括有 Lynn（1987），Ruby（1988）及 Babs（1998）。第二類颱風之路徑有明顯由偏西轉向偏北移動之特徵，且由台灣東方臨近海面偏北方移動，包括有 Seth（1994），

表 1 符合選取共伴颱風標準之個案與日期以及竹子湖與宜蘭之日雨量和彭佳嶼之風場。

序號	年	颱風名稱	符合選取標準日期	竹子湖	宜 蘭	彭 佳 嶼	
				日總雨量 (mm)	日總雨量 (mm)	日平均風速(ms ⁻¹)	最大陣風風向(度)
1	1987	LYNN 琳 恩	10 月 23 日	336.4	33.3	14.6	20
			10 月 24 日	1135.5	129.3	19.8	40
			10 月 25 日	204.7	38.9	14.3	20
			10 月 26 日	157.2	28.6	13.5	20
2	1988	RUBY 魯 碧	10 月 26 日	262.9	355.6	14.7	40
3	1994	SETH 席 斯	10 月 9 日	159.7	103.5	13.7	20
			10 月 10 日	414.2	135.0	29.1	280
4	1998	ZEB 瑞 伯	10 月 15 日	271.0	288.1	13.3	40
			10 月 16 日	543.0	181.1	18.5	300
5	1998	BABS 芭比絲	10 月 26 日	236.0	184.0	15.1	60
			10 月 27 日	22.0	175.3	13.8	40
6	2000	XANG SANE 象 神	10 月 31 日	223.5	155.0	12.0	285
			11 月 1 日	531.0	163.1	21.0	10

Zeb (1998) 及 XangSang (2000)。此路徑特徵與曲和陳 (1988) 及俞和馬 (1991) 之結果相似。

第二類颱風所伴隨的降水，除颱風環流和東北季風共伴所導致者外，颱風本身環流或受地形舉升所造成者，亦可能佔很大部份；例如 1998 年的瑞伯颱風，在台灣北部造成的大量降水，除中緯度槽線提供者外，部分可能來自颱風本身環流所導致，且地形亦扮演重要角色(周等 2001)。至於第一類颱風，當其中心位置離台灣（尤其是台灣北部）尚遠時（距離在 400~500 公里以上），即可能因共伴效應而導致豪大雨；例如 1987 年的琳恩颱風，當其中心離恆春半島約二百多公里時，卻連續 4 天在 500 公里外的台灣北部地區引

發豪雨。表 1 同時顯示，琳恩颱風符合選取條件的時間長達四天，而陽明山竹子湖的總累積雨量和單日累積雨量，亦均為所有個案中最高者。由於颱風中心離台灣北部超過 500 公里，故北部地所引發；因此，本文針對琳恩颱風，進行模擬實驗與診斷分析，以探討導致台灣北部強降水之機制。

琳恩颱風是 1987 年於西北太平洋地區形成的第 23 個颱風，圖 1 顯示琳恩移至 132°E 以西時（或 10 月 22 日後）之 JTWC 最佳路徑。琳恩於 10 月 20 日 0000 UTC 達其最大強度 (140 kt)，21 日 0000 UTC 之後，強度稍微減弱，至 22 日 0000 UTC 時為 100 kt。23 日 0000 UTC~24 日 0000 UTC

間，強度維持 90 kt；之後強度再度穩定減弱，至 26 日 0000 UTC 時，強度僅為 45 kt。中央氣象局於 22 日 0800 UTC 針對琳恩颱風發布海上颱風警報，23 日 0200 UTC 發布海上陸上颱風警報；琳恩之暴風圈於 23 日 1200 UTC 掠過台灣南部。中央氣象局於 27 日 0200 UTC 解除海上陸上颱風警報，系統則於 27 日 0600 UTC 減弱為熱帶低壓。

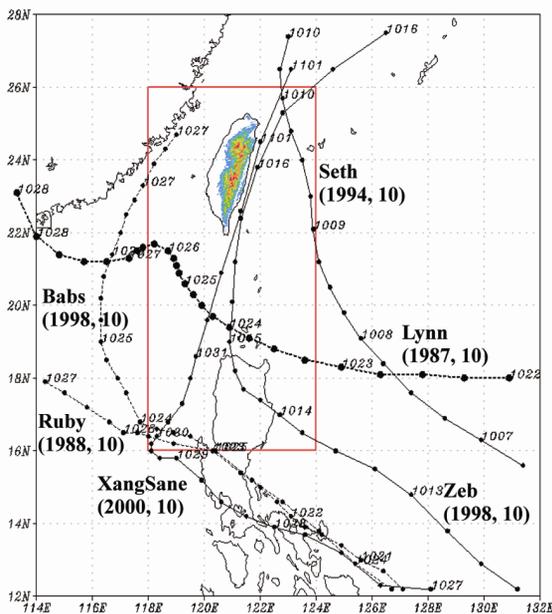


圖 1 1986~2000 年之共伴颱風路徑；實線為經由台灣東方鄰近海面北行颱風，點線為通過呂宋島或巴士海峽之西行颱風，括弧中為(年，月)。

琳恩外圍環流影響台灣期間(10月23~26日)，竹子湖的累積雨量達到 1,834 mm，其中 10 月 24 日的單日累積雨量達到 1,136 mm。地面天氣圖(圖 2)顯示，鋒面於 10 月 23 日 0000 UTC 抵達台灣北部，23 日 1200 UTC 時，鋒面稍微南移至花蓮一帶，但 24 日 0000 UTC 時鋒面又北退回到台灣北部。之後，鋒面在台灣北部滯留達 24 小時以上；25 日 1200 UTC 時，鋒面北退至台灣

北部近海。分析測站時雨量資料顯示(圖 3)，竹子湖於 23 日 0200 UTC 後雨量開始增強，至 24 日 2300 UTC 的 46 小時期間，時雨量均維持 10 mm 以上。23 日 1200 UTC 後，時雨量增強至 30 mm 以上；至 24 日 0000 UTC，時雨量達到最大之 102 mm，之後的 18 小時，時雨量大多維持在 50 mm 以上。圖 3 同時顯示，台北測站於 23 日 1800 UTC 開始有較顯著降水發生，較竹子湖晚了 16 個小時。台北的降雨一直延續至 24 日，但時雨量大都在 10 mm 以內；較大降雨僅出現在 23 日 1900~2200 UTC，3 小時累積雨量達 68 mm。宜蘭地區一直到 23 日 2100 UTC 才有短暫較大的降水，較台北又晚了 3 小時；其降水延時較台北短，且除了 24 日 0600~0900 UTC 的較大降水外，一般雨量亦較小。

配合地面天氣圖鋒面位置之分析結果顯示，竹子湖開始有顯著降雨的時間(23 日 0200 UTC)，正好是鋒面南移到達台灣北部的時間。當鋒面開始由花蓮北退時(23 日 1200 UTC)，竹子湖時雨量增強至 30 mm 以上；而竹子湖時雨量達 102 mm 的時間(24 日 0000 UTC)，正好是鋒面北退回到台灣北部地區的時間(台北之最強降水則早 2 小時出現)。24 日 0000 UTC 之後的接近 24 小時期間，鋒面在台灣北部滯留；在此段時間，竹子湖時雨量大都維持在 50 mm 以上。亦即，東北季風和颱風外圍環流共伴期間，當鋒面北退而滯留時，其導致之降雨量將顯著增加。就天氣分析觀點而言，鋒面北退乃因鋒面北方冷空氣減弱，使冷、暖空氣界面往北偏移所致；若鋒面南方(颱風外圍環流)的暖濕氣流增強，將上滑至冷空氣之上，形成較大範圍之顯著降雨(類似暖鋒型降雨)。

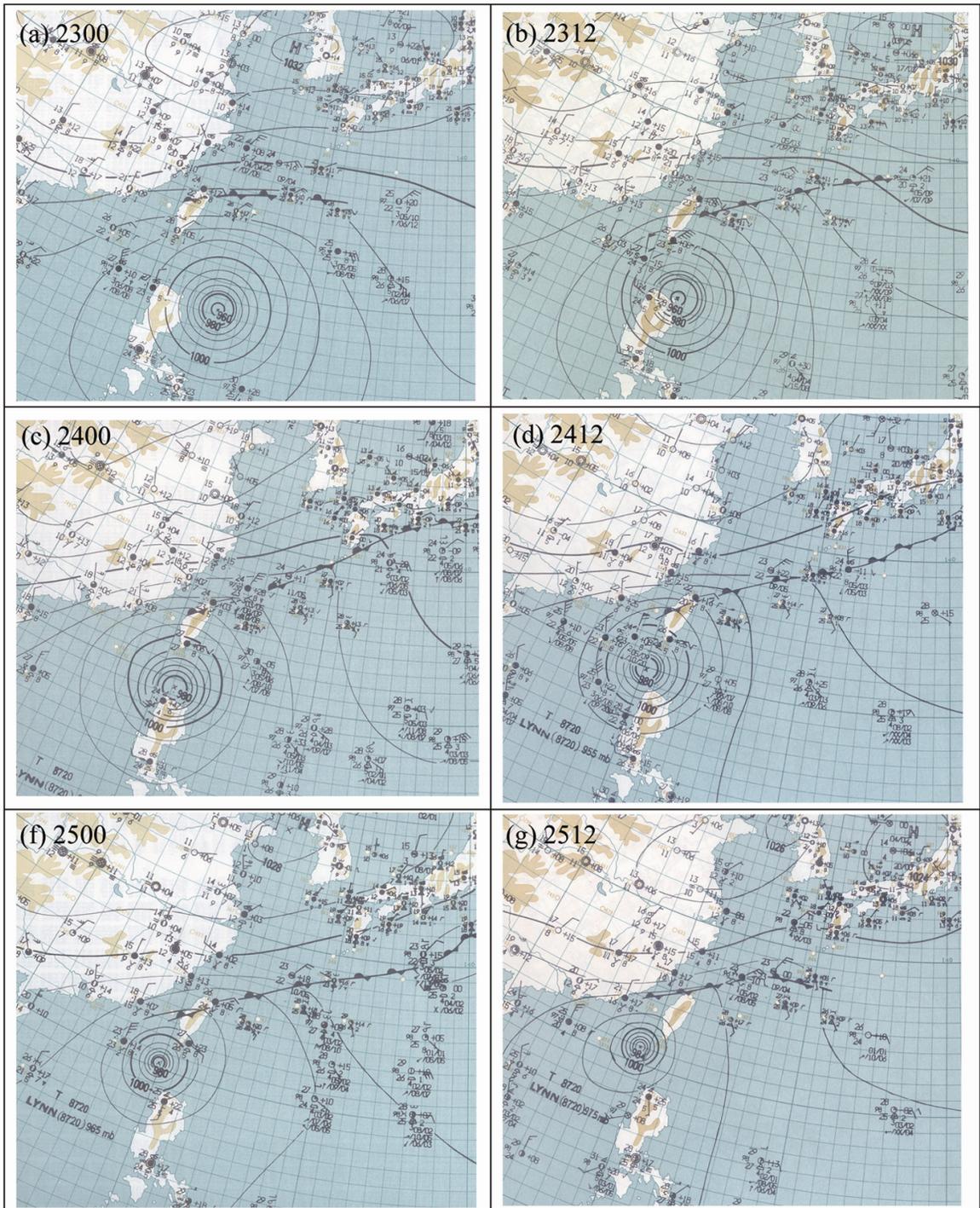


圖 2 日本氣象廳 (JMA) 之地面天氣圖，時間為 1987 年 10 月 23 日 0000 UTC~25 日 1200 UTC。

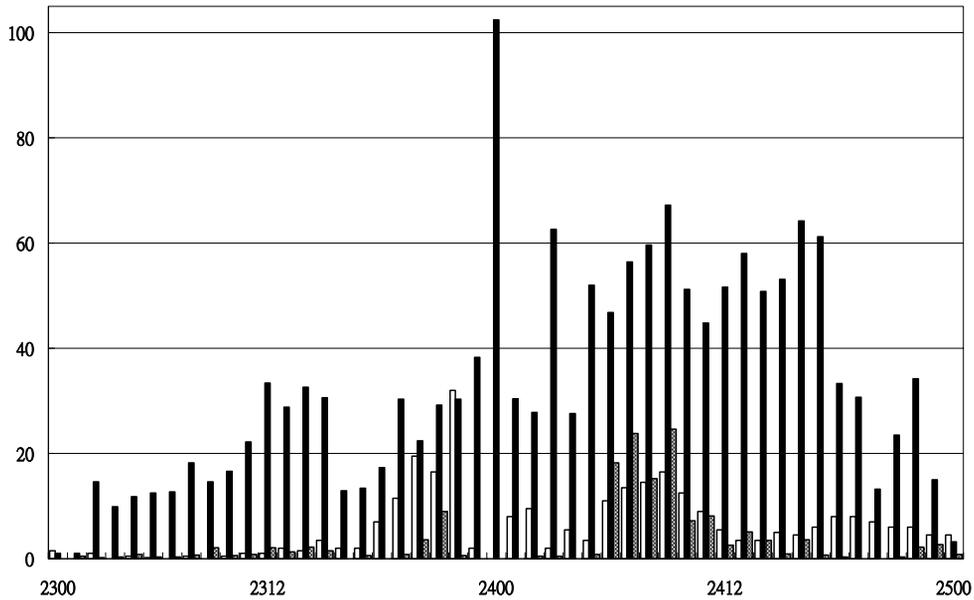


圖 3 1987 年 10 月 23 日 0000 UTC~25 日 0000 UTC，竹子湖（黑）、台北（白）及 宜蘭（網格）測站之逐時雨量圖（單位 mm）。

三、MM5 數值模式設計

本研究使用 PSU/NCAR 所發展的第五代中尺度模式（MM5, Fifth-generation Penn. State / NCAR Mesoscale Model, Version 2）進行數值模擬。模擬時採四層巢狀網格，網格間距分別為 45、15、5 及 1.67 公里，其配置如圖 4 所示。最內層網格範圍為 200 公里×200 公里（121 點×121 點），涵蓋台灣北部地區；第三層網格範圍為 600 公里×450 公里（121 點×91 點），涵蓋颱風即將侵台期間大部份颱風與外圍環流。垂直方向使用 σ 座標，共有 23 層，900 hPa 下有五層。

物理過程參數化方面，第一、二層網格使用 Betts-Miller 積雲參數化（Betts and Miller 1986），在模式可解析的網格內不使用積雲參數化；微雲物理則使用 Simple Ice（Dudhia 1989）。上邊界採用輻射邊界條件，容許能量向上傳遞而沒有反射

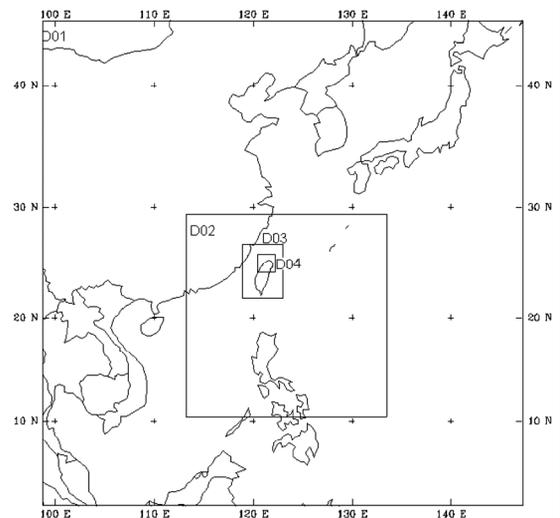


圖 4 模式之四層槽狀網格設計圖（解析度分別為 45、15、5、1.67 公里）。

效應；邊界層則採用 Blackadar 高解析度邊界層參數化 (Blackadar 1979)。實驗中同時以 1 公里 \times 1 公里的高解析度地形資料，內插至模式網格上，使模式中地形與實際地形較相符。模式使用 EC TOGA Basic $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 之全球網格資料，作為初始資料與模擬時之側邊界資料；海溫使用 NCEP 的週平均全球海溫網格資料。本研究同時利用 little_r 模組將台灣與大陸地區之探空資料植入初始場，透過此過程將可使模式的網格資料更接近實際之大氣狀態。

由於 EC 資料無法解析較細微的颱風環流結構，因此本實驗中，需植入一個初始虛擬渦旋；本研究使用簡與李 (2002)、Jian et al. (2006) 的颱風初始虛擬渦旋植入方法。其渦旋植入步驟為：(1) 於選定的模擬初始時間 (22 日 0000 UTC) 之前 24 小時 (即 21 日 0000 UTC) 的客觀分析資料中，以 JTWC 的最佳路徑資料為中心，植入軸對稱之三維平衡渦旋。(2) 透過 MM5 模式中的平衡方程模組，解出質量場，進行 24 小時的積分。(3) 將積分 24 小時所得的 (22 日 0000 UTC) 颱風渦旋，取代原 22 日 0000 UTC EC 客觀分析場中的颱風渦旋。(4) 因植入渦旋與環境場間仍會有些許不連續帶出現，故再進行 3 小時積分，並重複上述程序，再次置換颱風渦旋。經過兩次置換過程，可得到較平衡且可能較合理的初始場。

為分析 1987 年 10 月 22 日 0000 UTC 至 26 日 0000 UTC 期間、琳恩颱風外圍環流影響台灣之過程，本研究以 22 日 0000 UTC 為模擬初始時間，模擬 96 小時至 26 日 0000 UTC；分析此期間之模擬結果，以探討台灣北部豪雨之物理機制。事實上，在實驗過程中，我們曾嘗試採用不同的物理過程、初始時間、渦旋植入等過程，以求合理模擬颱風路徑、綜觀環境和降水特徵，但均無

法達到完全理想的模擬結果。由於上述模式設定所得到的模擬結果，除可合理模擬琳恩之路徑外，最能呈現鋒面南移和北退的趨勢，且降水時空分佈與鋒面變化配合的情況，和觀測相似；因此選定本組實驗結果進一步分析，且稱之為控制組實驗。

四、控制組模擬結果之分析與驗證

分析控制組模擬結果顯示，模擬之颱風路徑特徵與觀測極為接近 (圖 5)，但稍微偏向南方。在模擬初期，琳恩向西移動，模擬結果幾乎和觀測相同；然而在琳恩接近呂宋島過程中，其中心亦逐漸往北邊偏，但模式渦旋在通過呂宋島後才往北偏。不過，琳恩通過呂宋島後轉向西北且移速減慢的特徵，模式中則有合理的掌握。

由於琳恩颱風處於太平洋高壓南側，駛流效應顯著，導引琳恩穩定向西移動。比較控制組與 JMA 之 500 hPa 天氣圖，結果顯示控制組模擬對 5880 gpm 等值線的分布掌握頗佳。23 日 1200

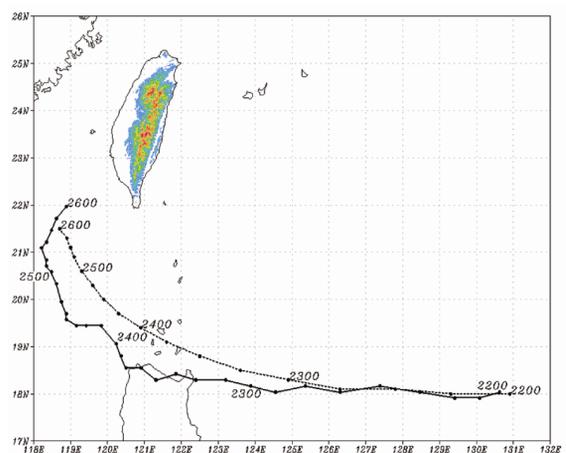


圖 5 琳恩颱風控制組模擬 (CT) 之颱風中心路徑 (實線) 與 JTWC 每 6 小時定位之颱風中心路徑 (虛線)。

UTC (積分 36 小時) 於 55°N、130°E 至 38°N、110°E 附近有一東北西南走向的槽線，模擬中在上述位置附近有槽線存在，但其位置則些微落後 (圖未示)。24 日 1200 UTC (積分 60 小時) 時，槽線東移至日本海附近且強度減弱 (圖 6)；在模擬中槽線的移動以及強度的變化均與實際相當一

致，不過其位置仍些微落後。上述結果顯示，控制組北方對槽線的東移速度、強度變化等皆可大致合理模擬。

在琳恩與中緯度斜壓系統交互作用過程中，24 日 1200 UTC 衛星雲圖 (圖 7 右) 顯示，颱風

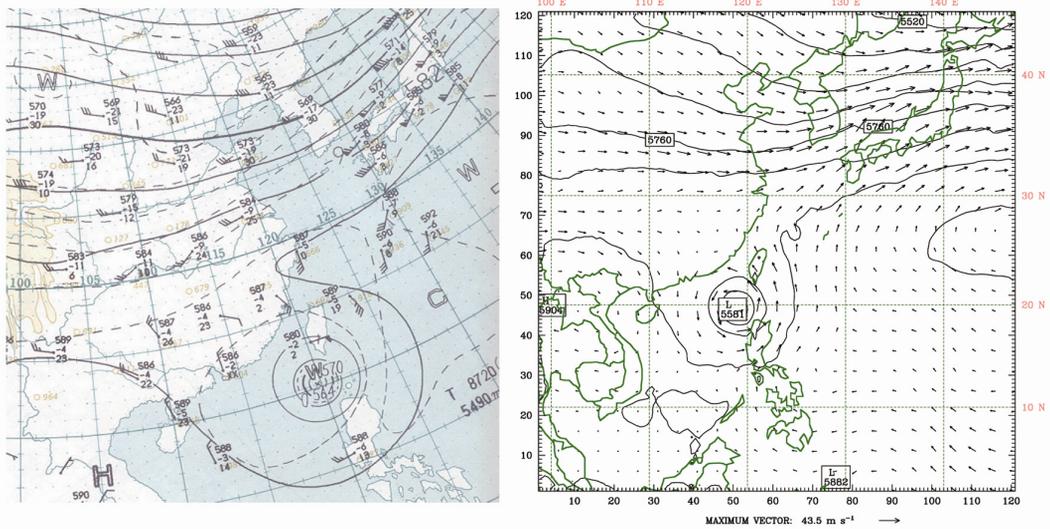


圖 6 1987 年 10 月 24 日 1200 UTC，JMA 500 hPa 高空天氣圖 (左) 與模擬控制組之 500hPa 風場及重力位高度場 (右，等值線間距為 60 gpm)。

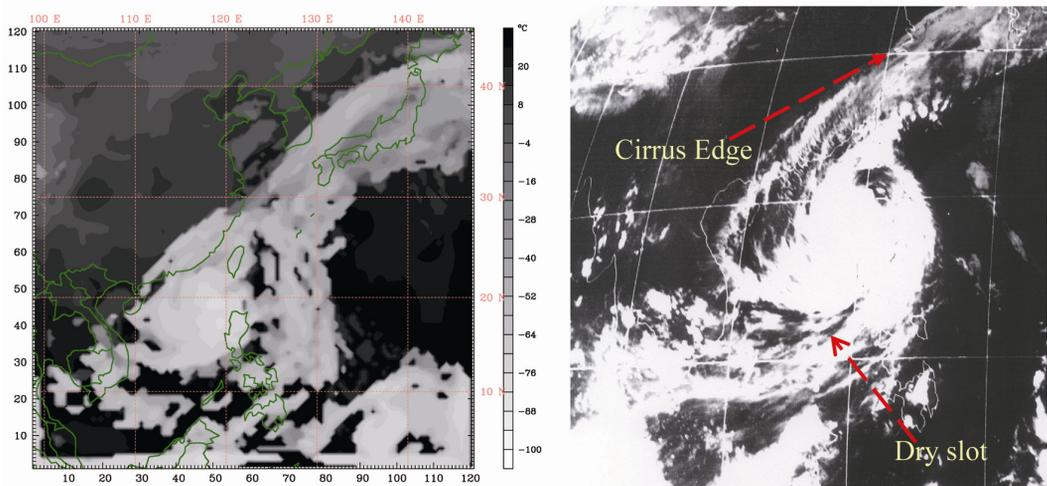


圖 7 琳恩颱風控制組模擬積分 60 小時 (24 日 1200 UTC) 之雲頂溫度 (左) 與同時間紅外線衛星雲圖 (右)。

中心附近有較明顯的深對流雲區。在中心西北方，有一向東北延伸的帶狀雲區，雲區有明顯的卷雲邊界 (Cirrus edge)；而中心南方則有一向西南延伸的雲帶，且存在一個乾楔 (dry slot)。比較控制組模擬同時間 (積分 60 小時) 之雲頂溫度 (圖 7 左) 顯示，模擬之雲頂溫度分布也有類似卷雲邊界和乾楔的特徵。

如圖 2 所示，23 日 0000 UTC 位於台灣北部的鋒面，於 12 小時後 (23 日 1200 UTC)，南移

至花蓮一帶；然而，此鋒面隨即於 24 日 0000 UTC 北退至台灣北部，並滯留達 24 小時以上，於 25 日 1200 UTC 時方移至北部近海。此鋒面北退並滯留在台灣北部的過程，造成北部地區出現較大的雨量，竹子湖於 24 日的日累積雨量達到 1,136 公釐。模式對上述鋒面南移隨後北退並滯留於台灣北部的變化趨勢，亦有一定程度的反應 (圖 8)；但在鋒面北退時間和滯留延時上，模擬結果與觀測則有顯著差異。首先是模式中北方冷高壓

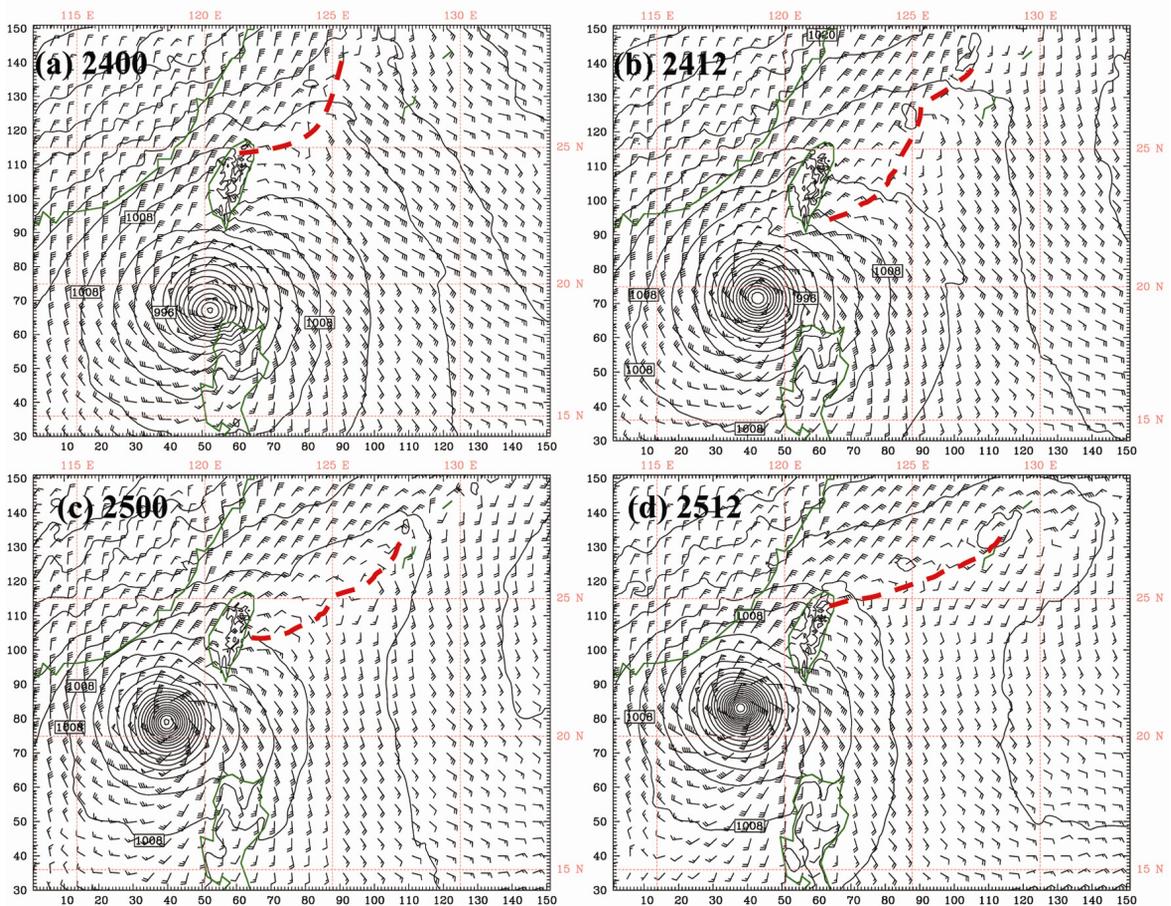


圖 8 1987 年 10 月 (a) 24 日 0000 UTC、(b) 24 日 1200 UTC、(c) 25 日 0000 UTC 及 (d) 25 日 1200 UTC，琳恩颱風控制組模擬之海平面氣壓場與近地面 ($\sigma = 0.995$) 風場。虛線為風切線，代表近地面鋒面的位置。

出海的時間較觀測落後，使鋒面於 24 日 0000 UTC 才位於台灣北部（圖 8a），較實際晚了 24 小時。之後，鋒面一直往南移到台東一帶後才再北退（圖 8b、c）；觀測之鋒面則僅南移至花蓮，且隨即北退。再者，模式中因分裂高壓位置偏西，使此段時間模式中鋒面走向為東北—西南，和觀測鋒面之北北東—西南西走向有顯著差異。模式中鋒面於 25 日 1200 UTC 北退至台灣北部（圖 8d）後，隨即於 26 日 0000 UTC 移至北方近海；亦即鋒面停留在北部地區的時間僅約 12 小時，遠較實際之 24 小時以上為短。不過模式中，鋒面南移、北退之移動變化趨勢，則和觀測者相似。

比較控制組模擬最接近測站的網格點與觀測之 3 小時累積降水顯示，在竹子湖（圖 9 左），23 日 0000 UTC 至 25 日 0000 UTC 之模擬雨量明顯偏少；不過，模式中的最大 3 小時累積雨量亦在 50 mm 以上，且在 25 日 0600~1500 UTC（積分 78 至 87 小時）也有強降水發生（3 小時雨量接近 150 mm）。若考慮竹子湖 6 公里範圍內網格點之最大雨量，則 25 日 1200 UTC 模擬之 3 小時累積雨量更達到 223.5 mm（與觀測之最大值相近）。在台

北測站（圖 9 右），23 日 0000 UTC 至 25 日 0000 UTC 期間，模擬的總累積降雨量則較接近實際觀測。圖 10 為琳恩颱風影響台灣期間（10 月 24 日）之降雨分佈圖，圖中顯示，降雨主要集中在北部的大屯山區，其次是東部地區（圖 10 左）。由於模式中鋒面移動顯著落後觀測，故顯著降水時段亦落後（圖 9 右），主要集中在模式積分 72~96 小時（10 月 25 日）。圖 10（右）顯示模式第四層網格積分 72~96 小時之 24 小時累積雨量，圖中較大降雨主要集中在北部與東北部地形迎風面的區域，與觀測有一定程度之相似；但模擬和觀測仍有顯著差異，故模擬結果之分析，僅能強調與觀測特徵相似之部分。

針對模擬結果和觀測有相似特徵的部份，可透過模擬結果之分析，而幫助瞭解實際可能發生的情況。圖 2 中顯示鋒面於 24 日 0000 UTC 由花蓮北退至台灣北部，並於台灣北部滯留 24 小時以上；竹子湖測站於 23 日 2100 UTC 後，連續 21 小時的 3 小時累積雨量皆超過 120 mm，最大值更則超過 175 mm（台北的 3 小時雨量亦於 23 日 1900~2200 UTC 達到 68 mm）。亦即，台灣北部

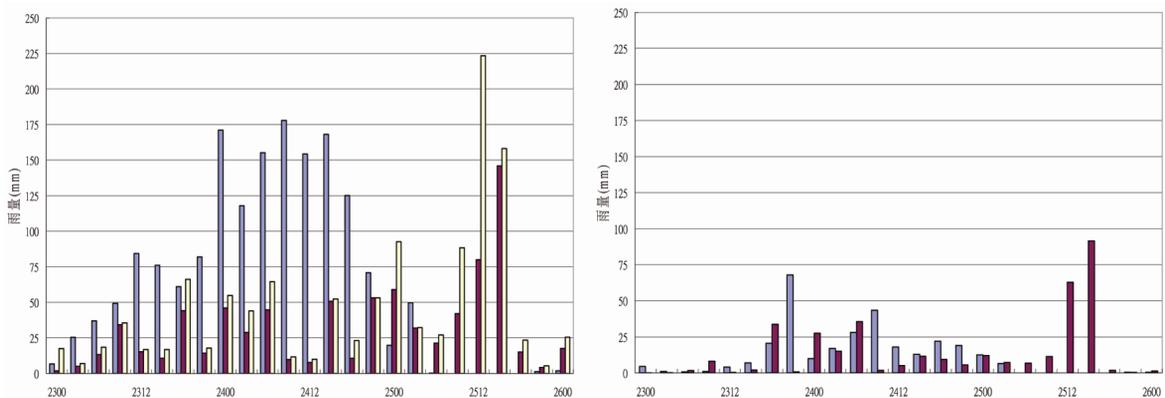


圖 9 竹子湖（左）與台北（右）之每 3 小時累積雨量(mm)，灰色為觀測，黑色為控制組模擬結果（第四層網格），白色為竹子湖測站 6 公里範圍內最大雨量。

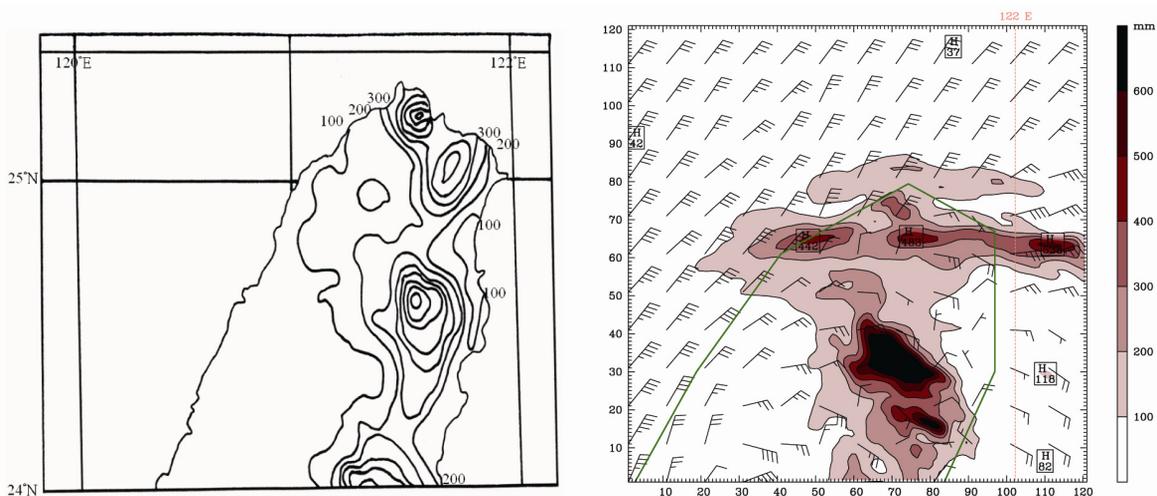


圖 10 琳恩颱風侵台期間，10 月 24 日 0000 - 2400 UTC 之 24 小時總累積雨量(左，資料來源：中央氣象局自動雨量站)與模擬之第四層網格積分 72 至 96 小時 (10 月 25 日 0000 - 2400 UTC)，近地面平均風場與累積雨量 (右) (單位為 mm)。

地區的強降水出現在鋒面由南北退至台灣北部且呈現滯留時。在模式中，鋒面於 25 日 1200 UTC 才由台東北退至台灣北部一帶，且隨即北移至北方海面。模擬的竹子湖和台北的 3 小時累積雨量，亦在 25 日 1200 UTC 前後達到最大值，分別為 150 mm 和 90 mm 左右；若考慮竹子湖 6 公里內網格點最大降雨，則最大 3 小時累積雨量達到 223.5 mm。然而，模式中因鋒面快速往北移動，故強降水前後僅持續 6 小時左右。

整體而言，雖然在降雨量、降雨時段上，模擬與觀測有所差異；但值得注意的是，在鋒面北退、停留在台灣北部期間，北部地區降下豪大雨的現象，模擬結果與觀測間具高度的相似性。由於強降水和環流特徵變化關係密切，因此，分析模式中強降水出現的物理機制，將有助於瞭解此種共伴強降水過程。

五、強降水物理機制之診斷分析

上述模擬之分析結果顯示，台灣北部的降水和鋒面的位置／移動關係密切；而竹子湖最大降水出現在鋒面北退並呈滯留時，此和觀測強降水發生時機極為吻合。由於豪雨僅在竹子湖發生，宜蘭或台北的雨量遠較竹子湖小，此強降水過程似具相當高的區域特性，且可能與地形有密切關聯。因此，本章將近一步分析模式中產生強降水時的中尺度環流變化特徵，以探討中尺度過程和地形在強降水所扮演的角色。

當琳恩向西通過巴士海峽並逐漸偏北接近台灣時，台灣海峽低層有明顯的強風帶出現，此強風帶隨著颱風慢慢移近而逐漸增強。分析 1000 hPa 至 700 hPa 之厚度場 (平均虛溫) 結果顯示 (圖未示)，隨積分時間，大陸地區低層之冷空氣亦逐漸向南延伸。積分 60 小時，台灣西北部與台灣海峽附近之厚度值明顯變小，等厚度線密集區

已移至台灣北方近海。此時，925 hPa 風場（圖 11 左）顯示，台灣海峽之風速明顯增強，南部之最強風速達 34 m s^{-1} 以上，台灣東方海面則為偏南氣流，而風切線則由花蓮外海向東北延伸（由 925 hPa 之溫度場分佈顯示，此風切線即為鋒面所在位置）；颱風中心附近之強風速區，則具一定程度之軸對稱性。700 hPa 之風場分布（圖 11 右）顯示，台灣附近地區仍為颱風外圍環流所籠罩；不過颱風中心附近之風速分布則較不對稱，西南象限的風速明顯較弱。此風場分布顯示，台灣北部向東北延伸的區域，925 hPa 盛行東北風，而其上（700 hPa）則有颱風外圍的暖濕偏南氣流。

比較圖 11 之 925 hPa 鋒面位置和圖 8 (b) 之地面鋒面位置顯示，鋒面隨高度由東南向西北傾斜，此外，700 hPa 則無風切線。因此，在琳恩颱風向西移動與大陸冷空氣向南延伸的過程中，台灣北部附近之低層與中低層風場有顯著不同；低

層（925 hPa）主要是來自北方較冷的東北風，中低層（700 hPa）則主要為颱風外圍環流所帶來的暖濕空氣籠罩，顯示暖濕空氣有由東南向西—西北傾斜上滑的現象。此結果與 Klein et al. (2000) 描述熱帶氣旋轉變為溫帶氣旋的概念模式中之過程相同。

圖 9 顯示，模式中竹子湖的強降水於積分 78~87 小時出現，故分析此期間之中尺度特徵，以嘗試瞭解其中的重要過程。圖 12 為近地面（ $\sigma=0.995$ ）風場與前 3 小時累積雨量；結果顯示，積分 75~78 小時，台灣西北部外海出現顯著降水區，3 小時累積雨量達 150.5 mm。積分 78~81 小時，有另一波雨帶從宜蘭東方外海向西接近台灣北部地形，3 小時累積降水量最大值達 238.2 mm（出現於海面）。台灣北部地區受到此移入雨帶影響，於積分 81~84 小時有強降水出現；強降水區呈東西向帶狀分布，其間並有數個強降水中心。

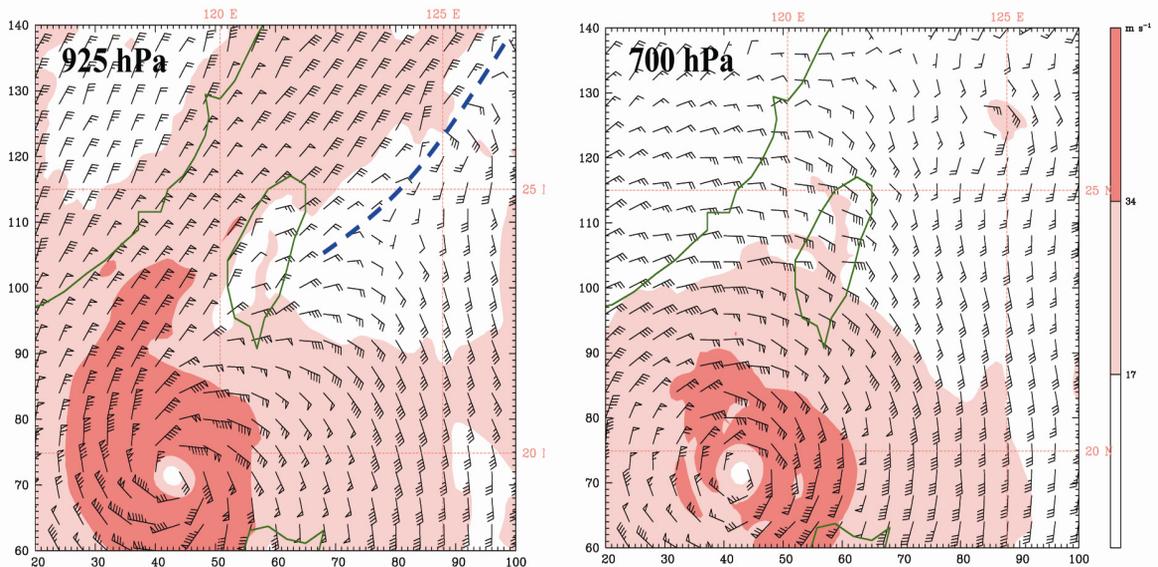


圖 11 琳恩颱風控制組模擬（第二層網格）積分 60 小時（24 日 1200 UTC）之風場分佈，灰階為風速大於 17 與 34 m s^{-1} ，虛線為風切線。

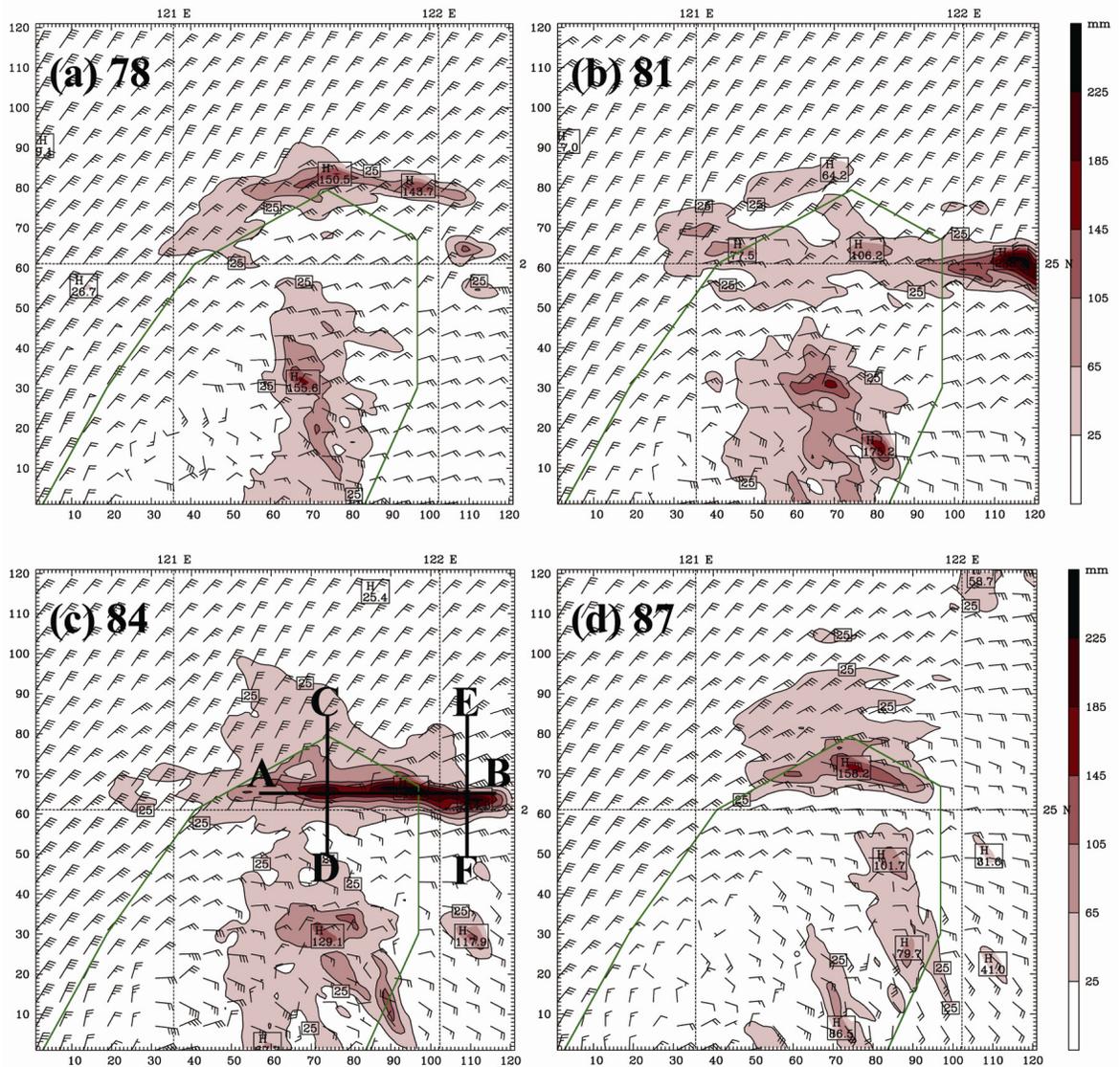


圖 12 琳恩颱風控制組模擬（第四層網格）於積分 (a) 78、(b) 81、(c) 84 小時及 (d) 87 小時之近地面 ($\sigma = 0.995$) 風場，以及前 3 小時累積雨量圖（灰階）。

積分 84-87 小時北部東方海上已無顯著降水（圖 12d），最大降水區稍向西北偏移至北部靠海岸區，且強降水區顯著減小。此強降水區向西北偏移的現象，和颱風向西北移動及其所伴隨此區域中低層盛行的東南風有關（圖 10b）。

為探討環流輻合作用與強降水的關係，圖 13

顯示模式第四層網格之低層 ($\sigma = 0.975$) 輻合場。圖中顯示，積分 78 小時（圖 13a），台灣北部附近存在數個輻合中心，其中位於東北部及東方外海的 3 個強輻合區與未來 3 小時之降雨關係密切。在積分 81 小時（圖 13b），北部強輻合區往西偏移，而東北部沿岸和東方外海各有一明顯的

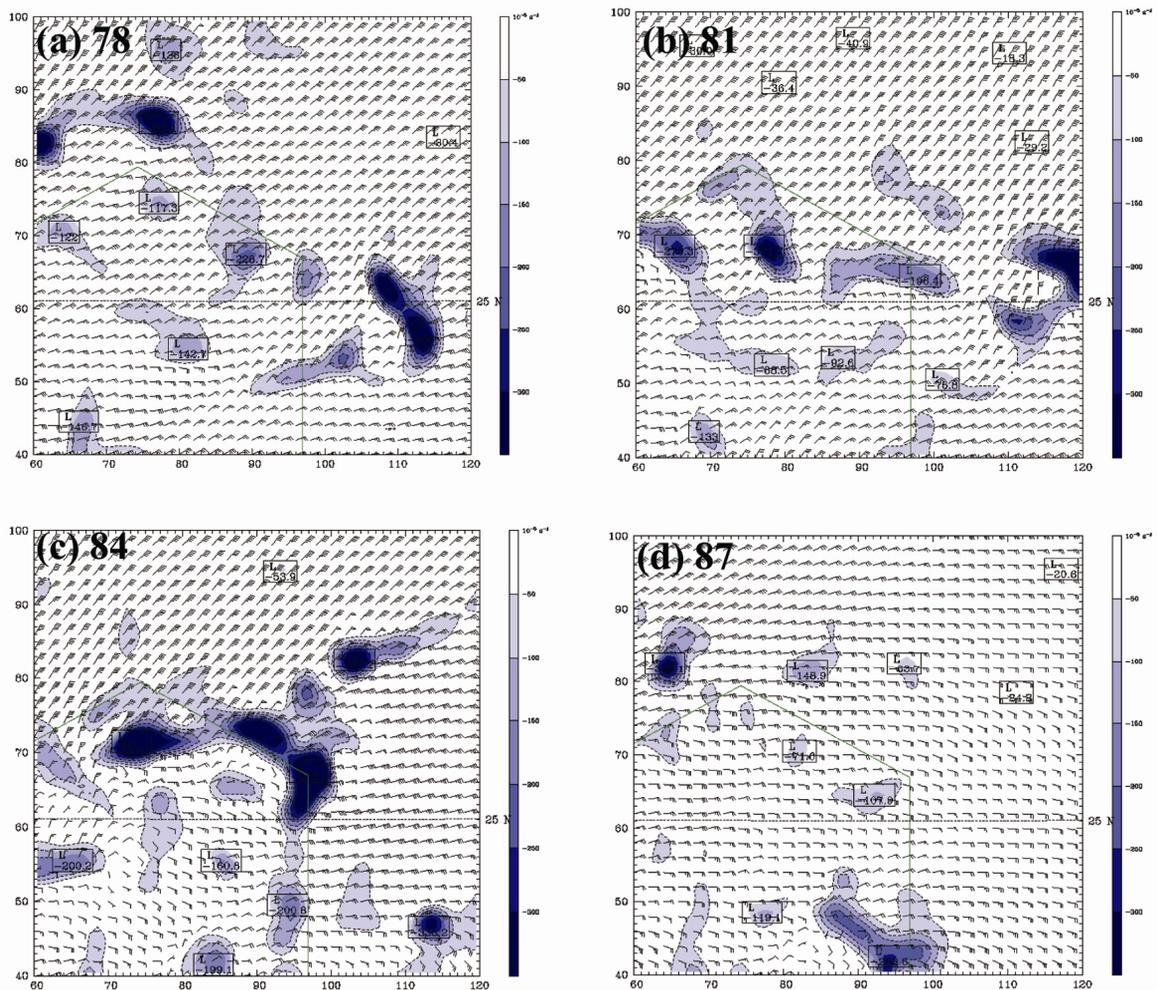


圖 13 琳恩颱風控制組模擬（第四層網格）於積分（a）78、（b）81、（c）84 及（d）87 小時之低層（ $\sigma = 0.975$ ）輻合場（灰階）與風場。

輻合區。由於隨後 3 小時之強降水區（圖 12c），呈東—西向帶狀分布，且低層盛行偏東風，故輻合區伴隨的對流胞有顯著西移的情形。積分 84 小時（圖 13c），顯著輻合區位於北部地形上且向東北海岸外延伸；而原本位於海面上的強輻合區，在西移時受到地形的影響，出現顯著增強的現象。之後，隨著鋒面（風切線）逐漸北移離開台灣地形，輻合區亦隨之北移並同時迅速減弱；至 87 小時，台灣北部地形上已無明顯輻合區，84

~87 小時（圖 13d）的累積降雨分佈亦北移並減弱（圖 12d）。綜合分析結果顯示，北部地區的強降水，和區域性的風場變化關係密切；強降雨區出現在低層風場輻合區，且受到環境氣流影響、由東部外海逐漸向西往台灣北部地形移動，並在與地形接觸時出現最大值（81~84 小時，圖 13b、c），此期間也造成最大累積降雨（圖 12c）。

環境風場的輻合作用扮演對流初始激發的角

色，但隨後的中尺度對流過程和地形舉升，在降雨分佈上，亦扮演重要角色。為瞭解此個案中導致強降雨的機制，本研究進一步分析北部強降水區的垂直結構。如圖 12c 所示，積分 81~84 小時，北部地區有三個東西排列的強降水中心，其 3 小時累積雨量由西至東分別為 223.5 mm、243.8 mm、244.8 mm，故分析積分 81 和 84 小時通過此三中心之東西向剖面（圖 14）。結果顯示，此帶狀強降水區包含數個對流胞，且對流有向西移動的趨勢（圖 12b、c 之降雨分佈變化趨勢亦支持此現象）。在積分 81 小時時，東西向共有 5 個顯著對流胞；但至積分 84 小時，僅剩 3 個，且其位置和強降水中心吻合。圖中同時顯示，積分 84 小時，低層進入最東方對流胞的空氣，具最高的相當位溫；軌跡分析顯示（圖未示），此空氣主要為颱風外圍未受冷空氣影響的暖濕氣流，故具最高之相當位溫，對流胞之發展亦最高。結果同時顯示，地形在對流胞之位置似具有鎖定的作用，

如圖 14（右）所示，最東方的對流胞位於地形迎風面上，而圖 14（左）之迎風面斜坡上亦有對流存在。

有關台灣地形對侵台颱風降水的影響，已有相當多文獻，如 Wu et al. (2002)、Lin et al. (2002)、Yang and Ching (2005) 等。在琳恩個案中，地形對對流胞的鎖定作用，在通過降水中心的南北剖面圖上（圖 15）更為明顯。通過最西方強降水中心（竹子湖附近）之南北剖面圖（圖 15 左）顯示，在積分 81 小時，低層的北北東氣流（圖 12c），受地形舉升在迎風面沿斜坡上升，而在山頂形成對流胞。此對流胞因其南方中層 600~700 hPa 低 θ_e 空氣的逸入作用，而在偏南方產生下沖流（Zipser 1977）。積分 84 小時，迎風面舉升的對流更加強盛，且由於空氣乃是向南方傾斜上升，故強降水區出現在背風面山坡上（或竹子湖附近）。值得注意的是，山頂對流胞的下沖流在下風處造成一新的對流胞，但因地形舉升（或

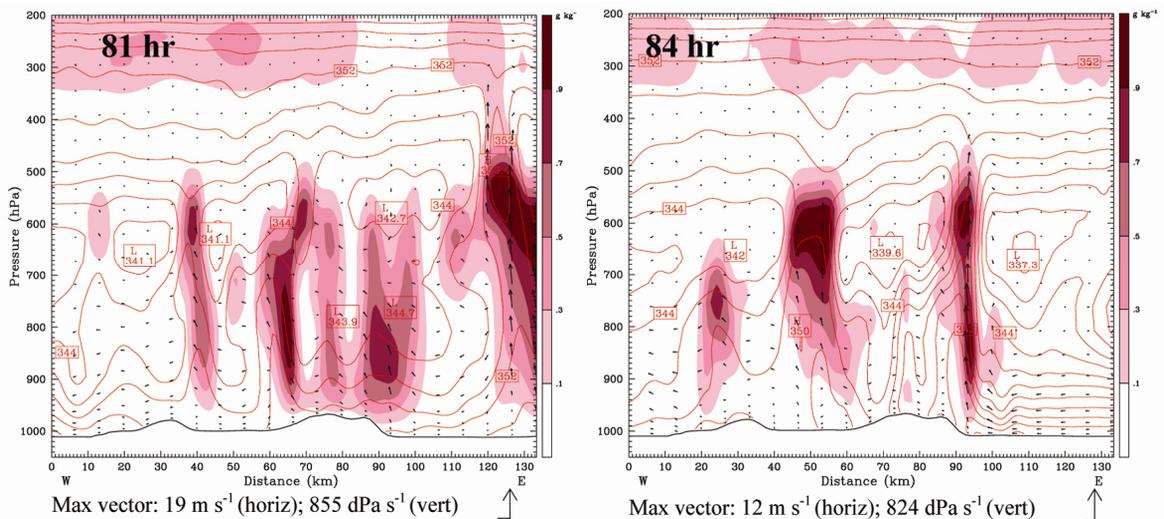


圖 14 琳恩颱風控制組模擬（第四層網格）積分 81 小時（左）和 84 小時（右）（25 日 0900 和 1200 UTC）之東西剖面（如圖 12c 所示）之風場、總水體混合比（灰階， g kg^{-1} ）與相當位溫（細實線）。

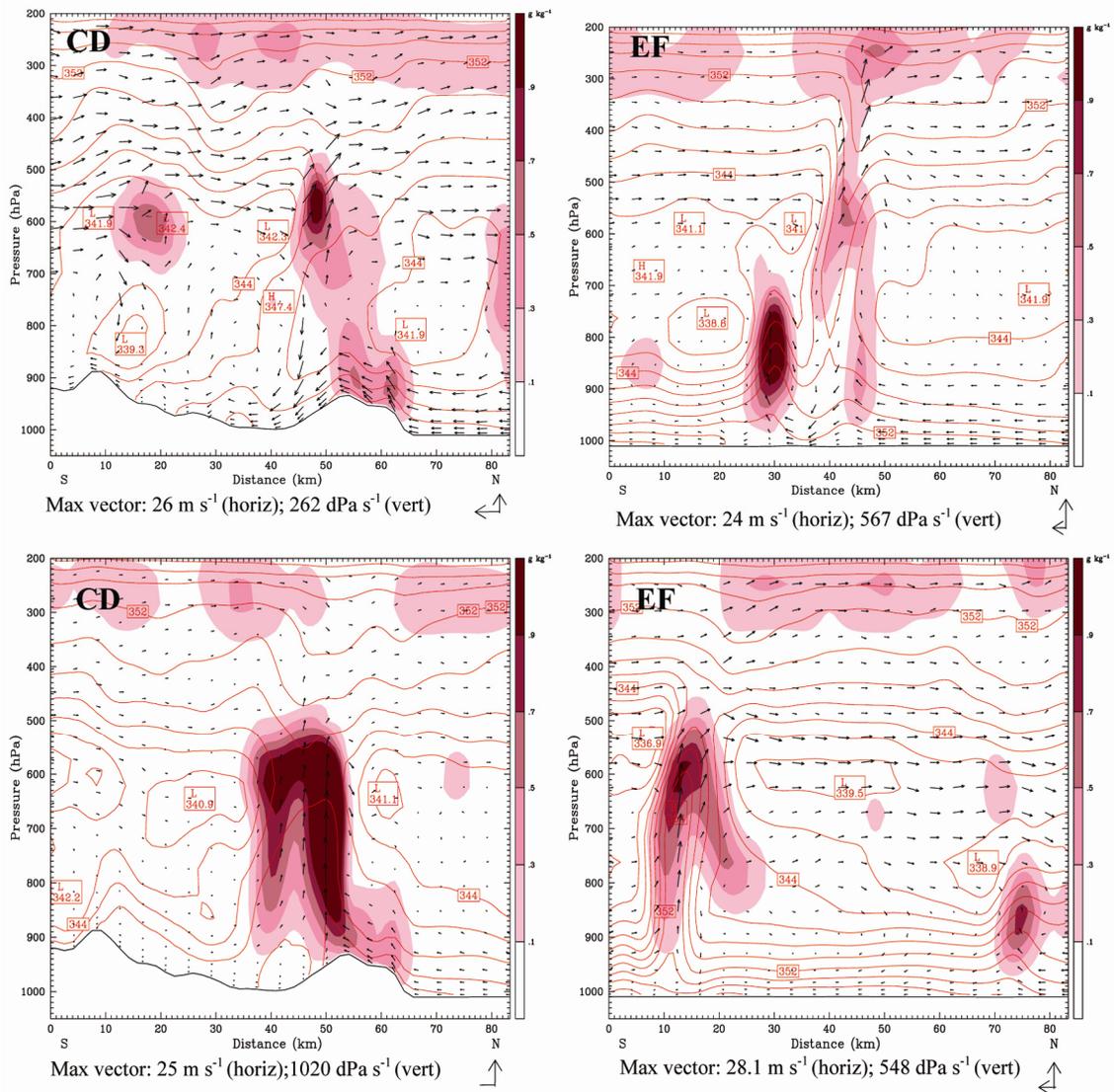


圖 15 琳恩颱風控制組模擬（第四層網格）積分 81 小時（上）和 84 小時（下）（25 日 0900 UTC 和 1200 UTC）之南北垂直剖面（圖 12c 所示）之風場、總水體混合比（灰階， g kg^{-1} ）及相當位溫（細實線）。

鎖定）的作用，強對流區仍維持在山頂上，並未南移。

相較之下，如圖 12 (b) 和 (c) 所示，北部強降水區由東方外海延伸至地形上，出現往北偏移的趨勢。通過最東方降雨中心之剖面圖（EF）

顯示（圖 15 右），積分 81 小時，較深對流位於圖中座標 40~45 公里處；進入對流區的低層氣流具顯著北風分量，且對流中心南緣的中下層有下降氣流。在此對流胞南方 10~15 公里處（圖中座標 30 公里處），有另一下沖流激發的較淺新生對流胞，對流高度僅及 750 hPa。積分 84 小時，原位

於 40~45 公里之對流胞已消散不見；新生的對流胞則向南移動約 15~20 公里（位於座標 10~15 公里處），其對流已向上發展至 450 hPa。比較 CD 和 EF 剖面分析結果顯示，地形上（CD 剖面）的對流胞受地形鎖定作用，故對流胞無顯著南北位移；而東方外海的對流胞（EF 剖面），則有向南偏的趨勢（低層為北北東風），因此海上的雨區較陸上者稍向南偏。

為瞭解台灣地形對北部地區強降水的影響程度，我們進行了一個對照組（HT）實驗；HT 實驗將模式中的台灣地形減半，但其餘參數設定皆與控制組（CT）相同。模擬結果顯示，將台灣地形減半對琳恩颱風路徑影響相當有限，控制組與

HT 實驗組之路徑十分接近（圖 16a），不過 HT 實驗組路徑略為偏西。圖 16b 為 HT 實驗積分 84 小時之 $\sigma=0.995$ 風場和前 3 小時累積雨量（積分 81~84 小時為較強降水時段）；結果顯示，HT 實驗積分 81~84 小時北部地區的強降水分佈和 CT 實驗有些相似，兩者皆與低層風場密切相關且呈東西分布並有強降水中心；但兩者位置則有不同且 HT 之最大值較低（199 mm）。此結果指出，北部地區之強降水和環境低層風場分佈關係密切，局部最大降水地區則亦受對流胞活動影響，而地形的舉升亦扮演重要角色。當風場輻合作用和地形舉升作用一致時，將導致局部地區較長時間的強降水。

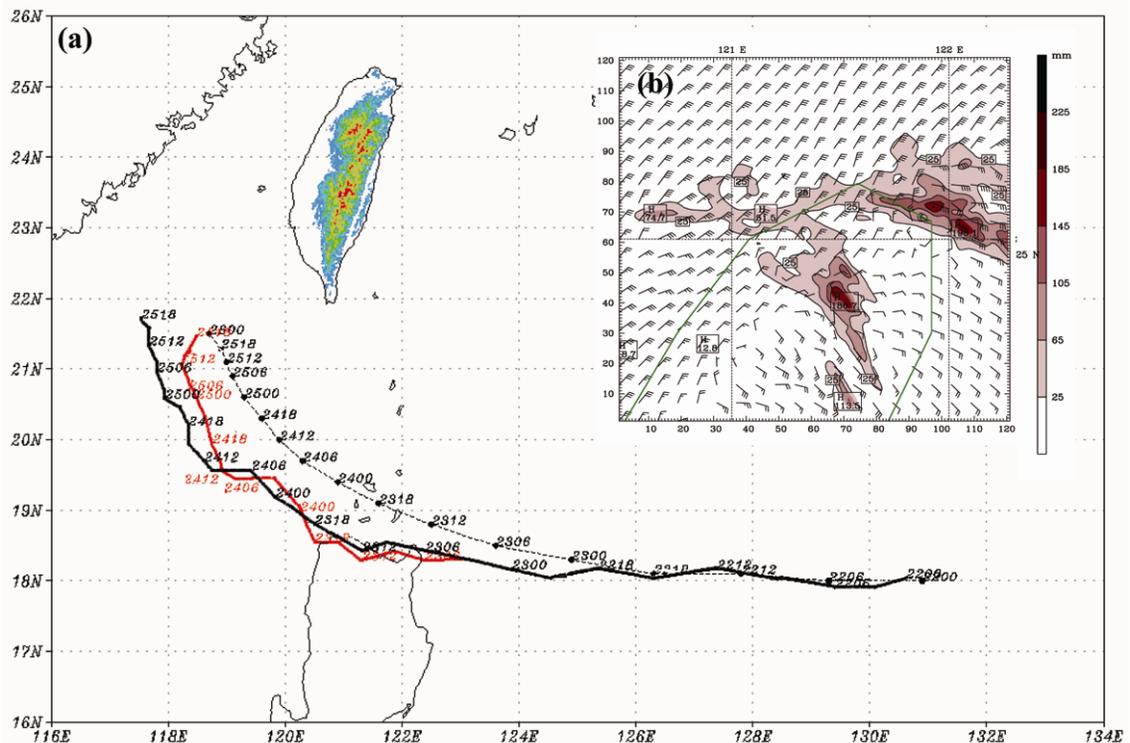


圖 16 琳恩颱風 JTWC 最佳路徑（點線）、控制組（CT，灰色實線）與實驗組（HT，黑色實線）模擬之颱風中心路徑（a）以及積分 84 小時之近地面（ $\sigma = 0.995$ ）風場和前 3 小時累積雨量圖（色階）（b）。

相較之下，北大西洋的颶風和中緯度斜壓系統的交互作用（或暖濕之颱風環流和較乾冷偏北氣流之交互作用），為導致 ET 過程中強降水的主要機制（Atallah and Bosart 2003）；Colle（2003）針對北大西洋 Floyd（1999）颶風於 ET 時的模擬結果亦顯示，環境結構和中尺度過程在強降水過程中扮演重要角色，而地形的角色相對不重要。造成此種差異可能有兩個原因，一為台灣的地形坡度遠較美國東部者大，故地形舉升作用相對較顯著；其次，台灣的緯度相對較低，故斜壓作用遠不如美國東岸顯著。

綜合模擬之分析結果顯示，導致北部地區強降水的主要機制有：（1）低層颱風外圍環流與東北季風在台灣北部交會的鋒面舉升作用（中低層颱風外圍偏東南暖濕氣流上滑到冷空氣上），（2）台灣地形的舉升作用（扮演加強和地區鎖定作用），及（3）中尺度對流過程（對流胞隨氣流移動及中尺度過程）；其中，中尺度過程主要是指中層乾空氣逸入作用所導致的下沖流，在對流胞的激發上亦扮演一定程度角色。最後必須強調的是，雖然模式模擬強降水出現的時間，和觀測有約 24 小時的落差，但兩者所呈現的特徵卻十分相似；因此，模擬分析的結論對幫助瞭解此強降水過程，應有一定程度的助益。

六、結 論

本研究分析秋季颱風伴隨東北季風共伴在台灣北部地區引發豪雨之個案，並針對琳恩颱風（1987）進行模擬和分析比對，探討此類個案在台灣北部地區降水之物理機制、及台灣地形在降水過程中所扮演的角色。結果顯示，MM5 對於模擬期間內之綜觀環境的變化與颱風的移動路徑，大致能合理的反應；但由於模式中大陸冷高壓出

海時間較晚或位置偏西，使模擬的颱風中心較實際位置稍偏南，且鋒面位置（走向）與實際有所差異。觀測資料顯示鋒面南移至花蓮即北退，並在台灣北部滯留超過 24 小時，造成北部的持續強降水；但模式中鋒面則一直南移至台東後才北退，且在北部停留的時間僅約 12 小時。在模擬積分 72 至 84 小時，當此鋒面北退至北部地區時，竹子湖測站之每 3 小時降雨亦達到 243.8mm。亦即觀測和模擬皆顯示當鋒面由南北退並停留於北部時，正好是強降水出現的時段；此種相似特徵，加強模擬結果的可參考程度。

綜合分析結果顯示，在琳恩颱風與東北季風的交互作用過程中，台灣海峽與台灣北部附近，低層（925 hPa）有顯著東北季風與颱風外圍環流輻合的現象；而中低層（700 hPa），則主要為颱風外圍環流所籠罩。地面鋒面北方的冷區，低層與中低層之風場有截然不同的特徵，中低層颱風外圍環流之暖溼空氣跨越低層鋒面區後，向西北方上滑於冷空氣之上（傾斜上升）。透過模擬結果分析顯示，北部地區之強降水伴隨著以下主要機制，首先是低層颱風外圍環流與東北季風輻合的舉升作用，中低層颱風外圍暖溼空氣沿著冷空氣傾斜面上滑，亦可能扮演角色。其次，在輻合區中形成的中尺度對流系統，則隨著氣流逐漸由海上向西移入地形，而產生東西走向的強降水區。至於地形舉升作用，則扮演加強和地區鎖定作用，造成如竹子湖地區之持續性強降水。最後必須強調的是，由於地理位置的分佈和地形的陡峭，台灣地區在颱風環流與中緯度斜壓系統交互作用中導致強降水的物理機制，和北大西洋者顯有一定程度的差異。

致 謝

本文承蒙黃琬鈺小姐協助文書處理，柳懿秦小姐協助繪圖，特此誌謝。本研究在國科會支持下完成，計劃編號為 NSC93-2625-Z-002-009、NSC93-2119-M-002-006-API 與 NSC94-2625-Z-002-015。

參考文獻

- 王時鼎，1970：臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究。氣象學報，16，18-31。
- 曲克恭與陳正改，1988：琳恩颱風豪雨研究。大氣科學，16，253-262。
- 俞川心與馬汝安，1991：春秋季颱風對本省風力與雨量影響之特徵研析。氣象預報與分析，128，13-28。
- 周昆炫，吳俊傑與顏自雄，2001：瑞伯颱風(1998)之數值模擬探討。大氣科學，29，291-314。
- 簡國基與李清勝，2002：楊希颱風(楊希，1990)侵台的數值模擬與分析。大氣科學，30，147-170。
- Atallah, E. H., and L. F. Bosart, 2003: The extratropical transition and precipitation distribution of Hurricane Floyd (1999). *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1063-1081.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, No.1. Pfafflin and Ziegler, Eds., Gordon and Vriech Sci. Publ., New York, 50-58.
- Betts, A. K., 1986 : A new convective adjustment scheme. Part I : Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-692.
- Betts, A. K. and M. J. Miller, 1986 : A new convective adjustment scheme. Part II : Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 693-709.
- Colle, A. B., 2003: Numerical Simulations of the Extratropical Transition of Floyd (1999): Structural Evolution and Responsible Mechanisms for the Heavy Rainfall over the Northeast United States. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2905-2926.
- 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.
- Jian, G. J., C. S. Lee and George T. J. Chen, 2006 : Numerical simulation of typhoon Dot (1990) during TCM-90 : The discontinuous track across Taiwan. *TAO*, 17, No.1, 23-52.
- Jones, S. C., and Coauthors, 2003: The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Weather and Forecasting*, 18, 1052-1092.
- Klein, P. M., P. A. Harr, R. L. Elsberry, 2000: Extratropical Transition of Western North Pacific Tropical Cyclones : An Overview and Conceptual Model of the Transformation Stage.

Weather and Forecasting, 15, 373-396.

Lin, Y. L., 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.

Liu, Y., D. L. Zhang, and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 3073-3093.

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.

Yang, M. J., and Lin Ching, 2005: A modeling study of typhoon Toraji (2001): Physical parameterization sensitivity and topographic effect. *TAO*, 16, 177-213.

Zheng, Y., Q. Xu, and D. J. Stensrud, 1995 : A numerical study of the 7, May, 1985, mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1781-1799.

Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1589.

A Study on the Heavy Rainfall Due to the Interactions of Typhoon Lynn (1987) and the Northeasterly Monsoon

Cheng-Shang Lee Ying-Zhe Luo Lung-Yao Chang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 03 January 2006; in final form 18 March 2007)

ABSTRACT

This paper analyzed the tracks of those typhoons which interacted with the northeasterly monsoon and caused heavy rainfall to the northern Taiwan. Results showed that in 1987-2000, there were six typhoons which interacted significantly with the northeasterly monsoon. Tracks of these typhoons could be classified into two types. Typhoons of the first type took a westward track toward the Bashi Channel, and typhoons of the second type took a northward track over the near-shore ocean along the east coast of Taiwan. Among these typhoons, Lynn in 1987 appeared to interact with the northeasterly monsoon most significantly. When the center of Lynn was located at a distance of over 500 km from Taipei, the daily accumulated rainfall at Jhuzihhu reached 1,136 mm, resulting in the severe flooding in the Metropolitan Taipei area. Therefore, we used MM5 to simulation Lynn when it was affecting Taiwan and discussed the important mechanisms responsible for the heavy rainfall.

Results of data analyses and model simulation showed that the heavy rainfall at the northern Taiwan during the typhoon period occurred when the front moved northward and became stationary at northern Taiwan. The heavy rainfall was caused not by the topographical lifting only. The heavy rainfall occurred at an east-west oriented zone with several rainfall maxima. The analysis of the circulation pattern showed that the heavy rainfall area was closely related to the low-level convergence. Therefore, the lifting caused by the low-level convergence of the typhoon outer circulation and the northeasterly monsoon appeared to be quite significant. In addition, the traveling convective cells and the meso-scale process had also played an important role in the generation of heavy rainfall. Finally, the topographical lifting acted to enhance the convection and lock the heavy rainfall area. When the flow convergence effect was enhanced and locked by the topographical lifting, it would produce continuous heavy rainfall.

Key words: Typhoon, Typhoon rainfall, Northeasterly monsoon, Numerical simulation

