

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

納莉颱風（2001）之水收支分析

研究生：陳登舜

指導教授：楊明仁 博士

中華民國九十九年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(98 年 4 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

(V) 同意 (立即開放)

() 同意 (一年後開放)，原因是：_____

() 同意 (二年後開放)，原因是：_____

() 同意 (三年後開放)，原因是：_____

() 不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 陳登舜 學號： 976201022

論文名稱：納莉颱風(2001)之水收支分析

指導教授姓名：楊明仁 博士

系所：大氣物理研究 所 博士班 碩士班

日期：民國 99 年 7 月 20 日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 陳登舜 研究

生所提之論文 納莉颱風(2001)之水收支分析

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 楊明仁 (簽章)

99 年 6 月 7 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理 學系/研究所 陳登舜 研究生

所提之論文 納莉颱風(2001)之水收支分析

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

郭鴻基

黃清勇

隋中興

楊明仁

中華民國 99 年 6 月 15 日

中文摘要

雖然觀測或模式上有很多關於熱帶氣旋的研究，颱風與地形間的交互作用和雲水與降水收支的瞭解仍然不足。本研究使用 Yang et al. (2008) 利用 PUS-NACR MM5 模式模擬納莉颱風(2001)之模式輸出（此模擬提供時間及空間上高解析度之資料），藉由水收支(Water Budget)診斷分析方法來比較納莉颱風在海上與登陸臺灣期間之水收支分佈。本研究參考 Braun(2006)之水收支方法，所有的水收支項皆由模式直接輸出。另外吾人將颱風依照結構的差異，分為兩個不同的區域，內核區域(半徑 0 至 50 公里)與外部螺旋雨帶(半徑 50 至 150 公里)。

模擬之颱風結構於登陸前後有明顯差異，颱風登陸前(在海上)呈現較軸對稱的結構，在颱風眼牆內的中高對流層有較大的凝結加熱分佈；颱風登陸後由於受到臺灣複雜地形的影響，破壞了颱風的軸對稱性結構，而呈現非軸對稱的結構，最大凝結加熱率分佈在颱風眼牆內的中低對流層，並且眼牆內一小時平均最大凝結加熱率增加了一倍。

由水收支的結果來看，水蒸氣由邊界層徑向入流傳送到眼牆內部大約相當於總凝結的 23.5%；眼牆內邊界層與垂直混合大約只有相當總於凝結的 1.3%，所以內核區域邊界層提供的水氣相較於邊界層內流輸入的水氣是很小的一部分，此結果與 Braun (2006)所發現的結果一致。登陸後地形增強颱風次環流，使得低層水氣通量輻合增加，在雲水與降水收支結果中，台灣地形增強上對流層外流，傳送較多的雲水與軟雹至外部螺旋雨帶區域，造成 9 月 18 日嘉南地區 24 小時累積降水高達 522.5 公厘。

另外，再進一步計算降水效率，其定義是將體積積分後的降水(雨水、軟雹、雪)項除以體積積分後的總凝結(凝結加上凝華)項，比較颱風登陸前與登陸後，降水效率從登陸前的 62%增加到 70%，與模擬之地面降水在登陸後增加的結果一致。此結果是由於台灣地形的影響增強颱風的次環流，增加水氣通量向內傳送，亦使得降水過程的循環率(cycling rate)加快。

Abstract

Although there have been many observational and modeling studies of tropical cyclones, understanding of the budgets of clouds and precipitation and the interaction between typhoon and terrain are still limited. In this study, the fifth-generation Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research (PSU-UCAR) Mesoscale Model (MM5) is used to simulate Typhoon Nari, and high-resolution (2-km horizontal grid size and 2-min data interval) model outputs are used to examine water budgets, then compared between typhoon on the ocean and in land. All budget terms are derived directly from the model. The typhoon circulation is separated by two distinct components, the inner core ($R=0-50$ km) and outer rainband ($R=50-150$ km) region, respectively.

The typhoon structure has significant differences before and after landfall. Before landfall, the condensation latent heating is distributed at mid-to-high levels within typhoon eyewall; after landfall, the typhoon structure is more asymmetric and has evident tilting eyewall induced by Taiwan terrain. The condensational heating rate is distributed at low-to-mid levels. The hourly-averaged condensational warming within the eyewall is one time increased and is peaked at lower altitude, compared to those over ocean.

In the budget result, when the typhoon over the ocean, the inward-to-eyewall horizontal vapor transport within PBL is about 23.5% of total condensation and the PBL source term is only about 1.3% of total condensation. The ocean source of water vapor in the inner core region is a small portion of horizontal transport, consistent with previous finding. After landfall, the Taiwan terrain effect enhanced typhoon secondary circulation. Therefore, it induced strong water vapor convergence and much mass and moist is carried into the outer spiral rainband region. In the cloud and precipitation budget, the ice and graupel transport outward to outer spiral rainband region is increased by terrain which induced Chiayi area 24-h accumulated rainfall exceed to 522.5 mm.

Further, we calculated cloud microphysics precipitation efficiency (CMPE) which is defined as the volume-integral precipitation divided by the volume-integral condensation and deposition, and large scale precipitation efficiency (LSPE) which is defined as the volume-integral precipitation divided by the volume-integral water vapor convergence. CMPE increased from 62% to 70% and LSPE also increased from 30% to 45% compared with before and after landfall. Because of Taiwan terrain enhance typhoon secondary circulation, more water vapor transport inward to inner core region. It makes the cycling rate of precipitation process fast.

致謝

時光飛逝，一轉眼碩士生活已即將告一段落，在這段時間裡我學習到了諸多大學時期沒有接觸過的事情，思考以前未曾思考過的想法，這段說長不長，說短不短的兩年時間裡，著實經歷了很多事情也成長了不少，不管是研究的瓶頸、師長的溝通、同儕之間的相處、研究的細心度，各樣挑戰與鼓勵都會成為未來的基石。

隨著自己的不斷成長，也逐漸發現自己不可能成就自己，成就的榮耀是需要許多人的幫助，然而一個人的信仰也是非常重要，所以首先我要感謝我所信靠的神——耶穌基督，感謝祂時常的安慰，透過聖經的話語時常給我幫助，保守我出入的平安，使我得以結束現在這個階段，迎向下一個人生的挑戰。當然要感謝我的父、母給我經濟上的協助，讓我在碩士生活中能無慮的做好自己的研究。

感謝我的指導教授楊明仁老師，在這兩年當中一路不斷的給於各式各樣協助，並且適時的給於問題刺激我能思考，培養我成為可以獨立思考的研究生，不僅僅在學科上給於大量的協助，生活上也給於極多的關心。另外，老師的細心也成為我的榜樣，未來還有許多事情還要向老師學習，不僅僅是學問，在做人處事也期盼能與老師多加學習。也感謝我的口試委員黃清勇老師、隋中興老師、郭鴻基老師在口試時給我許多寶貴的意見與建議，特別是郭鴻基老師細心的審閱以及批改論文，使我的論文更加完整及充實。

最後要感謝降水模擬實驗室的大家，青麟學長、啟勳學長、心穎學姊、裕仁學長、炯瑞學長、惠琪學姊、靜宜學姊、文彬學長、伊筠，你們給於我很多程式是上或是論文上的幫忙，說實在實驗室的生活若沒有一些研究外的活動還挺枯燥乏味的，還好有炯瑞學長、文彬學長、伊筠不時的提議一些活動或是一起運動可以暫時放鬆一下，紓緩一下緊張的氣氛。

目錄

中文摘要.....	i
Abstract	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
表目錄.....	v
圖目錄.....	vi
第一章 緒論	1
1-1 前言.....	1
1-2 文獻回顧.....	2
1-3 研究動機.....	4
第二章 模式設定與資料來源.....	5
2-1 資料來源.....	5
2-2 模式設定.....	5
2-3 颱風結構.....	7
第三章 分析方法	12
3-1 水收支方程式.....	12
3-2 座標轉換.....	15
第四章 水收支結果	17
4-1 水氣收支.....	17
4-2 雲水/降水收支	18
4-3 體積分收支.....	20
4-4 降水效率.....	22
第五章 結論與未來展望.....	24
5-1 結論.....	24
5-2 未來展望.....	25
參考文獻.....	27
附錄.....	30

表目錄

表一：水收支項名稱及其定義一覽表。左行為本研究水收支項名稱，中行為水收支項數學定義，右行為描述各水收支項之補充定義或代表意義。----- 36

圖目錄

- 圖 2.1：2001 年 9 月氣象局之納莉颱風 (2001) 雷達回波 CV 圖。圖(a)16 日 0300 UTC、(b)16 日 1500 UTC。(資料來源：中央氣象局) -----37
- 圖 2.2：納莉颱風 (2001) 路徑比較圖。黑線為 CWB 的最佳路徑，每個點的時間間距為 12 小時；灰線為模式模擬出的颱風路徑，每個點的時間間距為 6 小時。摘自 Yang et al. (2008)-----37
- 圖 2.3：MM5 巢狀網格分佈[D01(網格間距 54 公里； 71×81)、D02 (網格間距 18 公里； 100×100)、D03(網格間距 6 公里； 166×166) 以及 D04(2 公里； 229×154)] 和 CWB(Central Weather Bureau) 納莉颱風(2001)每六個小時之最佳路徑圖。摘自 Yang et al. (2008) -----38
- 圖 2.4：納莉颱風(2001)強度比較圖。(a) 為最小海平面氣壓，(b)為地表最大風速；黑線為 CWB 最佳路徑資料，灰線為模式模擬資料。模擬時間從 9 月 15 日 1200 UTC 到 9 月 19 日 0000 UTC。摘自 Yang et al. (2008)-----38
- 圖 2.5：納莉颱風 (2001) 雨量比較圖。9 月 16-19 日 72 小時累積雨量圖，等值線間距為 200 毫米，左為觀測累積雨量，中為六公里網格間距模擬之累積雨量，右為兩公里網格間距模擬之累積雨量。摘自 Yang et al. (2008)-----39
- 圖 2.6：水平徑向風場，高度 2 公里和 5 公里六個不同時間的變化 (a)0106UTC 2 公里、(b)0106UTC 5 公里、(k)1146UTC 2 公里、(l)1146UTC 5 公里，單位：m/s。(摘自 翁，2009) -----40
- 圖 2.7：一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬計算出之納莉颱風雷達回波圖。(a) 為雷回波 CV 圖、(b)以颱風中心半徑 150 公里範圍之雷達回波 CV 圖、(c)為沿著(b)之 A_1B_1 剖線雷達回波垂直剖面圖。 -----41

圖 2.8：一小時平均（16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC）模擬之納莉颱風，高度(a)40 公尺、(b)3 公里、(c)7 公里、(d)12 公里之水平剖面圖；陰影為雷達回波；等值線(a)和(d)為徑向風，負值為徑向入流，正值為外流，等值線間距為 2 m/s、(b)和(c)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ。-----42

圖 2.9：模擬之納莉颱風一小時平均(16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之 A_1B_1 剖線垂直分佈圖。陰影為(a) 和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b)為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速，等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ，雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。-----43

圖 2.10：模擬之納莉颱風一小時平均(16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之(a)切線風，等值線間距 5 m/s、(b)徑向風，等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度，等值線間距 0.2 m/s、(d)水氣混合比減去網域平均，等值線間距 0.3 g/kg、(e)冰晶加雲水混合比，等值線間距 0.1 g/kg（額外加畫出 0.01 g/kg）、(f)雨水混合比（陰影）、軟電混合比（黑實線）、雪混合比（細黑線），等值線間距 0.3 g/kg（額外加畫出 0.01 g/kg）之方位角平均。-----44

圖 2.11：一小時平均（16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC）模擬計算出之納莉颱風雷達回波圖。(a) 為雷回波 CV 圖、(b)以颱風中心半徑 150 公里範圍之雷達回波 CV 圖、(c)為沿著(b)之 A_2B_2 剖線雷達回波垂直頗面圖、(d)為沿著(b)之 C_2D_2 剖線雷達回波垂直頗面圖。-----45

圖 2.12：一小時平均（16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC）模擬之納莉颱風，高度(a)40 公尺、(b)3 公里、(c)7 公里、(d)12 公里之水平剖面圖；陰影為雷達回波；等值線(a)和(d)為徑向風，負值為徑向入流，正值為外流，等值線間距為 2 m/s、(b)和(c)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ。-----46

圖 2.13:模擬之納莉颱風一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 之 A_2B_2 剖線垂直分佈圖。陰影為(a)和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b)為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速,等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速,等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置,回波強度的色階間距為 2 dBZ,雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。-----47

圖 2.14:模擬之納莉颱風一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 之 C_2D_2 剖線垂直分佈圖。陰影為(a)和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b)為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速,等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速,等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置,回波強度的色階間距為 2 dBZ,雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。-----48

圖 2.15:模擬之納莉颱風一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 沿 A_2B_2 剖線之(a)切線風,等值線間距 5 m/s、(b)徑向風,等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度,等值線間距 0.5 m/s(額外畫出 0.25 m/s)、(d)水氣混合比,陰影間隔 1 g/kg、(e)陰影為冰晶加雲水混合比,陰影間距 0.5 g/kg;等值線為冰晶混和比,等直線間距 0.05 g/kg、(f)雨水混合比(陰影)、軟雹混合比(黑實線)、雪混合比(細黑線),等值線間距 0.3 g/kg(額外畫出 0.01 g/kg)垂直剖面圖。-----49

圖 2.16:模擬之納莉颱風一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 沿 C_2D_2 剖線之(a)切線風,等值線間距 5 m/s、(b)徑向風,等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度,等值線間距 0.5 m/s(額外畫出 0.25 gm/s)、(d)水氣混合比,陰影間隔 1 g/kg、(e)陰影為冰晶加雲水混合比,陰影間距 0.5 g/kg;等值線為冰晶混和比,等直線間距 0.05 g/kg、(f)雨水混合比(陰影)、軟雹混合比(黑實線)、雪混合比(細黑線),等值線間距 0.3 g/kg(額外畫出 0.01 g/kg)垂直剖面圖。-----50

圖 4.1:模擬之納莉颱風一小時平均(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 之水氣收支。(a)凝結率,等值線間距 $1g\ h^{-1}\ m^{-2}$ 、(c)蒸發率,等值線間距 $0.25g\ h^{-1}\ m^{-2}$ 、(b)水平通量輻合,等值線間距 $10g\ h^{-1}\ m^{-2}$ 、(d)垂直通量輻合,等值線間距 $10g\ h^{-1}\ m^{-2}$ 、(e)總凝結率[(a)+(c)],等值線間距 $1g\ h^{-1}\ m^{-2}$ 、(f)總通量輻合[(b)+(d)],等值線間距 $1g\ h^{-1}$

m^{-2} 、(g)輻散項，等值線間距 $0.25 g h^{-1} m^{-2}$ 、(h)邊界層貢獻項，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 之方位角平均。-----51

圖 4.2: 模擬之納莉颱風一小時平均(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 之雲水和降水收支。(a)淨凝結率(凝結和凝華加蒸發和昇華)，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 、(c)掉落項，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 、(b)水平通量輻合，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 、(d)垂直通量輻合，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 、(f)掉落項(c)加總通量輻合[(b)+(d)]，等值線間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$ 、(e)邊界層貢獻項，等值線間距 $0.5 g h^{-1} m^{-2}$ ，額外間距 $0.25 g h^{-1} m^{-2}$ 在正負 0.25 之間之方位角平均。-----52

圖 4.3: 模式 13-14 小時時間平均且軸向平均之掉落項。(a)雪，等值線間距 $0.2 g h^{-1} m^{-2}$ 、(b)軟雹，等值線間距 $2 g h^{-1} m^{-2}$ (額外間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$)、(c)雨，等值線間距 $2 g h^{-1} m^{-2}$ (額外間距 $1 g h^{-1} m^{-2}$)。-----53

圖 4.4: 一小時平均(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 模擬納莉颱風 (a)凝結率、(b)蒸發率、(c)地表降水通量之垂直積分分佈圖、(d)一小時累積(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 雨量圖。-----54

圖 4.5: 一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 模擬納莉颱風 (a)凝結率、(b)蒸發率、(c)地表降水通量之垂直積分分佈圖、(d)一小時累積(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 雨量圖。-----55

圖 4.6: 一小時平均(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 模擬納莉颱風 (a)凝結率、(b)蒸發率沿 A1B1 剖線之剖面圖。等值線為垂直速度，等值線間距為 $0.5 m/s$ 。-----56

圖 4.7: 一小時平均(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC) 模擬納莉颱風 (a)凝結率、(b)蒸發率沿 A1B1 剖線之剖面圖。等值線為垂直速度，等值線間距為 $0.5 m/s$ 。-----57

圖 4.8: 納莉颱風(a)海上(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC)、(b)登陸(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 期間之水氣收支圖。左邊的區域代表內核區域(眼和眼牆, $R < 50$ 公里)，右邊的區域代表外部區域($50 \text{ 公里} < R < 150 \text{ 公里}$)。各水收支項名稱及定義如表一所

示。所有的水收支項皆除以其一小時時間平均之總凝結率(海上： $7.41 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$ ；登陸： $9.06 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$)再乘上 100。-----58

圖 4.9：納莉颱風(a)海上(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC)、(b)登陸(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)期間之雲水及降水收支圖。左邊的區域代表內核區域(眼和眼牆， $R < 50$ 公里)，右邊的區域代表外部區域($50 \text{ 公里} < R < 150 \text{ 公里}$)。各水收支項名稱及定義如表一所示。所有的水收支項皆除以其一小時時間平均之總凝結率(海上： $7.41 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$ ；登陸： $9.06 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$)再乘上 100。-----59

圖 4.10：納莉颱風體積隨半徑增加之雲微物理降水效率。藍色實線為颱風在海上期間(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC)，紅色實線為登陸時期(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)。橫軸為半徑，縱軸為百分比。-----60

圖 4.11：納莉颱風體積隨半徑增加之大尺度降水效率。藍色實線為颱風在海上期間(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC)，紅色實線為登陸時期(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)。橫軸為半徑，縱軸為百分比。-----61

第一章 緒論

1-1 前言

颱風生成於熱帶海洋面上，為伴隨著強風及豐沛降水的劇烈渦旋，臺灣位於西北太平洋颱風的行進路線上，每年夏、秋兩季受颱風影響甚劇，颱風的生命期短者只有一到兩天，長者可長達兩個星期，臺灣地區在夏季有百分之六十的雨水來自於颱風，而其短時間且強烈的降水常對臺灣造成嚴重的災害。因此，瞭解颱風登陸後降水粒子（Hydrometeor）的分佈（雲微物理過程）以及其結構與特性亦即其重要。

非典型路徑的納莉(2001)颱風，重創北臺灣，造成北臺灣難以計算的損失，雖然在觀測或是模式上有許多熱帶氣旋的相關研究，但對於颱風與地形間的交互作用以及雲水與降水收支同樣並非十分清楚。由於在模式研究中，較佳的累積降水結果必需基於正確的雲微物理（Cloud Microphysics）過程，所以分析與診斷颱風的水收支更顯重要。另外，颱風與臺灣地形之交互作用與颱風之降水效率，兩者仍是值得討論的問題。因此，藉由水收支方程式之診斷分析，希望能進一步瞭解颱風登陸期間之水收支分佈，並且比較颱風登陸前、後水收支分析結果的變化，期待對於臺灣地形在颱風降水中扮演的角色有更清楚的瞭解。

1-2 文獻回顧

近二十幾年來颱風路徑預報已經有相當大的進展(Kurihara et al. 1995, 1998);從過去發展至今，高解析之非靜力中尺度模式已可以成功地模擬出熱帶氣旋內的中尺度內核結構和強度變化(Wang 2008 ; Liu et al. 1997, 1999),並且在探討與分析熱帶氣旋的結構和強度變化中，雲微物理過程的分析是非常重要的部分(Liu et al. 1997, 1999; Wang 2001, 2002)。

Shapiro and Willoughby(1982)利用中尺度模式模擬熱帶氣旋，其結果發現在眼牆中的對流軸線隨高度向外傾斜，並且由上升氣流造成的潛熱釋放之熱源在最大風速半徑 (The Radius of Maximum Wind ,RMW) 區域附近。Willoughby(1988)提出熱帶氣旋在水平面上為一個軸對稱性的氣旋式環流，而在主環流外則有較弱的非對稱性水平運動及垂直次環流，垂直次環流是由低層的徑向內流在眼牆處輻合上升，在中對流層有深對流的形成，而在高對流層則有徑向外流向外輻散，並且有一部份流向颱風眼中心，產生微弱的下沉運動，次環流在颱風的能量平衡與強度上扮演極為重要的角色。Yang et al. (2007)利用三維靜力模式模擬熱帶氣旋，指出內動力過程所產生的非對稱性結構，會限制熱帶氣旋的強度，是由於非對稱性結構增強眼牆與眼之間的位渦和角動量混合，因而減少眼牆向外傾斜的角度。相較於眼牆傾斜角度小的熱帶氣旋結構，眼牆向上傾斜角度較大的結構會使得邊界層變得更溫暖且潮濕，因此減少了海洋與邊界層空氣熱含量的差異(交換)，此結果也使得傳送至眼牆內部的邊界層徑向入流和海洋蒸發提供之能量減少，並且再加上邊界摩擦的能量耗散，因此眼牆向上

傾斜角度較大會使得熱帶氣旋的強度趨於減弱。

過去對於水收支的研究中，Kurihara (1975)藉由模擬軸對稱颶風來計算水收支，發現在水氣收支結果中主要的兩項為全平流項（垂直平流加上水平平流）和凝結項。Hawkins and Imbombo (1976)也同樣在他們的研究中發現，海洋所提供的水氣大約只有水平平流的6% - 13%。

Zhang et al. (2002) 模擬颶風 Andrew (1992) 並且計算熱力收支，此研究中發現邊界層中，眼牆區域的水平平流趨向將乾空氣傳送至颶風眼區域；在邊界層上部的外流，趨於將颶風眼中較濕的空氣傳送至眼牆區域，並且發現水平平流與垂直平流分佈差異很小。Marks (1985)在分析颶風 Allen(1980)的降水分佈，發現大約60%的主要降水是掉落在層狀降水區域，並且在此區域有較多的水氣傳送至眼牆區域。Marks and Houze (1987)認為颶風的眼牆區域與層狀降水區域，有類似於熱帶颶線的水平分佈結構，其結果發現大約有30%-50%的降雨落在外圍層狀降水區域。Gamache et al. (1983, 1993)的研究結果顯示，邊界層上部趨於將眼牆內大量的凝結產物向外傳送至層狀降水區域，並使得大部分的降水掉落在層狀降水區域。Braun(2006)利用MM5中尺度模式模擬Bonnie颶風(1998)並且計算和分析模擬之熱帶氣旋的水收支，其結果發現，若以內核區域水氣分布來說，邊界層徑向入流將外圍螺旋雨帶的水氣大量傳送進入內核區域，內核區域邊界層所貢獻的水氣相對的較少。Wang (2010)利用熱含量的觀點同樣認為水平平流的貢獻大於邊界層的貢獻。

Yang et al. (2008)利用MM5模式模擬納莉颶風(2001)探討地形對於路徑、結構和降水分佈的影響，其模擬結果與觀測資料相當接

近，納莉颱風（2001）登陸前，呈現出較為軸對稱的結構；當颱風登陸後，受到地形影響，使得眼牆結構呈現明顯向地形傾斜的結構。經由地形敏感度實驗，發現臺灣隨著地形高度的增加，颱風強度受地形破壞程度亦呈線性增加。

Li et al.(2002) 定義大尺度降水效率（Large-Scale Precipitation Efficiency, LSPE）為地面降雨率與地表蒸發加上水氣輻合之比值；雲微物理降水效率（Cloud-Microphysics Precipitation Efficiency, CMPE）為地面降雨率與飽和水蒸氣的凝結（Condensation）加上凝華（Deposition）率之比值。

1-3 研究動機

納莉颱風（2001）侵襲臺灣期間降下大量的雨水，然而目前對於颱風與地形之間的交互作用和雲水與降水收支的瞭解十分有限。另外，定量化颱風登陸期間地形引發的降水，以及瞭解地形降水機制都是值得研究的課題，所以分析颱風登陸期間的水收支亦顯其重要。因此，本研究希望利用中尺度模式模擬颱風的結果，再藉由水收支方程式的診斷分析，回答兩個問題：1. 模式模擬之地面降水是否基於合理的雲微物理過程所產生？2. 臺灣地形在颱風降水中扮演怎樣的角色？期望藉由回答這兩個問題能對於颱風降水有更清楚的瞭解。

第二章為介紹本研究中所使用的 MM5 中尺度模式模式設定及模擬出的颱風結構；第三章為介紹本研究所使用的水收支方程式；第四章為水收支診斷分析的結果；第五章為結論與未來展望。

第二章 模式設定與資料來源

2-1 資料來源

使用 Yang et al. (2008) 利用 MM5 模式模擬納莉颱風的結果，其模擬出的颱風中心位置、強度，颱風眼牆和雨帶的雷達回波分佈，與氣象局的 CV 雷達回波觀測資料近似(如圖 2.1、圖 2.7 和圖 2.11 所示)，所以藉此模擬結果分析納莉颱風登陸前、後水收支分佈的差異。模式模擬出的納莉颱風路徑與中央氣象局最佳路徑仍有些許差異，颱風登陸臺灣的時間，MM5 模式相較於最佳路徑資料約提早了三個小時(如圖 2.2 所示)；在強度變化上，模式模擬之結果與最佳路徑資料的結果相似。(圖 2.4 所示)

所有的水收支項皆由模式內部直接輸出，最主要的目的是為減少數值誤差，在此作法下可以減少計算過程中數值差分的誤差，然而可以使得水收支結果較為平衡，過去大部分的水收支分析都有一個剩餘項(Residual Term)，此項通常包含了模式誤差和計算誤差，一般而言此項幾乎不能忽略。所有模式輸出之水收支項(如表一所示)需乘上空氣密度，並且除以 P^* (模式地面和頂層之氣壓差值)。

2-2 模式設定

本研究所使用的第五代中尺度非靜力數值模式 MM5 第 3.5 版(The Fifth generation PSU/NCAR Mesoscale Model)為美國賓州州立大學

(Pennsylvania State University ; PSU) 與美國國家大氣科學研究中心(National Center for Atmospheric Research ; NCAR)共同研發出來之模式。MM5 模式為非靜力平衡之有限區域三維數值模式，具有使用多重巢狀網格之能力；垂直座標採用追隨地形座標，又稱為 σ 座標的高度座標，可將地形變化對於地面氣壓的影響考慮進去，應用於不同尺度間之交互作用可有較好的解析及模擬。較佳的 MM5 模式的模擬對於複雜的中尺度天氣系統而言，可以彌補觀測資料的不足以及空間及時間上解析度不足的問題，尤其在觀測上面沒有雲水[雲 (Cloud Liquid Water)、冰晶(Cloud Ice)]和降水[雨水(Rain)、軟雹(Graupel)、雪(Snow)]混和比(Mixing Ratio)的資料。

由於納莉颱風(2001)侵台時間為 9 月 16 日 1300 UTC 至 9 月 18 日 1500 UTC，MM5 模式的模擬時間為 9 月 15 日 1200 UTC 至 9 月 19 日 0000UTC (共 84 小時)，將侵台時間涵蓋在內。如圖 2.3 所示，MM5 模式有四層水平巢狀網格，分別為 D1 (網格間距 54 公里; 71×81)、D2 (網格間距 18 公里; 100×100)、D3 (網格間距 6 公里; 166×166)以及 D4 (網格間距 2 公里; 229×154)，垂直座標為 σ 座標，四個網域皆為 31 層，模式頂層氣壓設定為 50 hPa。

模式所使用的初始場及邊界層資料取自於歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecast; ECMWF)之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料。模式模擬所使用的次網格積雲參數法為 Grell 積雲參數法(Grell 1993)，積雲參數化方法只使用在 D1 及 D2 兩個網域中，因為 D3 及 D4 具有直接解析中、小尺度的天氣系統的能力。雲微物理參數法則使用 Reisner Graupel 雲微物理參數法 (Reisner et al.1998)，在每層網格皆使用輻射參數化採用

Dudhia(1989)大氣輻射方法。由於模式所使用的初始場及邊界層資料解析度比 MM5 模式模擬解析度粗，所以若單純使用初始場模擬會使模擬出來的颱風強度偏弱；因此，本研究之模擬在初始資料處理過程中使用 Davis and Low-Nam (2001) 的颱風植入方法來植入颱風渦旋，用以改善模式初始颱風渦旋的結構。

本論文的研究主要使用的資料為 2 公里網格間距 (D4) 的資料，MM5 中尺度模式的水平座標系統採用直角座標，垂直座標系統為追隨地勢座標。為了對於颱風結構能有更深入的瞭解，吾人將 MM5 模式直接輸出的水收支資料，其水平座標系統由直角座標系統轉換成圓座標系統(正北為 0° 、正東為 90° 、正南為 180° 、正西為 270°)。又由於水收支計算的需要，同樣將 MM5 模式所使用的追隨地勢垂直座標系統，轉換為等高度垂直座標系統，以利當颱風登陸陸地時，軸平均和積分之計算，若是颱風在海上(下邊界無地形)時，則同樣使用 MM5 模式中的追隨地勢垂直座標系統。

2-3 颱風結構

納莉颱風侵臺時期(9月16日1300 UTC至9月18日1500 UTC)，納莉颱風中心滯留臺灣的時間超過兩天，是由於大陸華北冷高壓與太平洋副熱帶高壓，兩氣團之間互相抗衡所至，這也為臺灣地區帶來相當充沛的雨量，而臺灣地形對於路徑、強度和結構甚巨。觀測與模擬之雷達回波 CV 圖相互比較下，模擬之颱風的結構與中央氣象局雷達回波之颱風結構相當相似(圖 2.1、圖 2.7 和圖 2.11)，但模式模擬的納莉颱風路徑，與 CWB 所發佈之最佳路徑有些許不同(圖 2.2)。在強度變化

方面，模式模擬之颱風路徑與 CWB 最佳路徑與強度變化趨勢也極為相似（見圖 2.4）。模式積分前 12 小時之模擬時間屬於暖機（Spin Up）時期，而在模式 13-14 小時期間，颱風強度逐漸趨於穩定且達到最大強度，在模擬時間 23.5-24.5 小時颱風登陸臺灣陸地，並且強度持續減弱，模擬與觀測之颱風在 36 小時之後強度保持恆定，在過去二十年中所知的研究中，只有四個颱風（包涵納莉颱風）在登陸陸地之後強度保持恆定（Yang et al. 2008）。另外，模式中納莉颱風的登陸位置在臺灣東北角偏北海岸處，而實際上納莉颱風是在臺灣宜蘭地區登陸。颱風登陸臺灣的時間，模擬結果也較觀測提早約三小時，雷達觀測的登陸時間為 09 月 16 日 1400 UTC（當地時間 2200），而模式所模擬出的登陸時間為 09 月 16 日 1116 UTC，因此在比較時要考慮到此點時間差異（圖 2.2）。

以水平徑向風場方面來說，0106UTC 納莉颱風還在海面上時，高度 2 公里與 5 公里處颱風的西北半部為徑向出流〔圖 2.6 (a)、(b)〕，東南半部則為徑向入流，最大值出現在離颱風中心約 20 公里的地方；幾小時後颱風慢慢接近臺灣，徑向出流與徑向入流的位置會跟著颱風環流有氣旋式方向的旋轉，並且有加強的現象；直到颱風登陸後，在這兩個高度上，徑向出流有明顯增強的現象，尤其颱風登陸後高度 2 公里處〔圖 2.6 (a)、(k)〕徑向出流最大值到達每秒 18~21 公尺。颱風登陸後可以發現其徑向入流分布在海面上，而徑向出流位於地形上（翁, 2009）。

以雷達回波而言，模式模擬之納莉颱風在海面上時，呈現出的颱風結構較為軸對稱，而且可以清楚地區分出內核區域和外圍螺旋雨帶區域（圖 2.7、圖 2.8）。若將颱風以 40 公尺、3 公里、7 公里、12 公里的高度，水平剖開之水平剖面圖來瞭解（圖 2.8），分別代表低層、

中低層、中高層以及高層之颱風結構，低層大範圍的徑向入流將空氣往颱風中心傳送；高層將眼牆區域的質量往颱風中心外傳送，中低層與中高層眼牆區域，雷達回波極值的區域伴隨很強的上升速度。隨著颱風逐漸的移入臺灣陸地，受到臺灣地形的影響，颱風眼被破壞，擾動壓力變化不大，但其徑向和切向風場皆呈現出不對稱特徵(蔡, 2006)，同樣在雷達回波 CV 圖及雷達回波(dBZ)垂直剖面圖〔圖 2.11 (a)和(b)〕、圖 2.12〕看出明顯的非軸對稱性結構。在臺灣陸地這一側因為山脈的阻擋，使得降水粒子往中央山脈的方向延伸，若以沿 A₂B₂ (平行颱風行進方向)和 C₂D₂ (垂直颱風行進方向) 剖線之垂直剖面圖〔圖 2.11 (c) 和 (d)〕來看，同樣發現山脈這一側颱風的主要結構往中央山脈南、北方向延伸，迎風坡的眼牆結構比背風坡發展要好〔圖 2.11(c)、(d)〕，如此颱風呈現出非軸對稱性結構，Yang et al. (2007) 認為非軸對稱性結構會使得颱風強度逐漸減弱。由於颱風環流受到地形阻塞而增強低層徑向入流，並且在高層颱風眼附近（靠近陸地這一側）有徑向入流分布；颱風於海上期間，中、低層與中、高層眼牆區域內上升速度增強〔(圖 2.8(b)、(c)、圖 2.12 (b)、(c)〕，是因為地形增加下邊界摩擦力，為了維持眼牆內梯度風守恆，而使得颱風次環流加速〔(圖 2.15(b)、圖 2.16 (b)〕，所以颱風登陸後邊界層徑向入流明顯增強且增厚，同樣垂直速度也增快且增加空氣向上抬昇的水平範圍（由圖 2.9、圖 2.13 和圖 2.14 所示）。

以降水粒子而言，藉由比較颱風於海上期間與登陸台灣陸地之後的降水粒子分布特性，來瞭解台灣地形在颱風降水當中扮演怎樣的角色（圖 2.10、圖 2.15 和圖 2.16）。由於納莉颱風在海上期間，呈現軸對稱分布的颱風結構，故所有的場皆使用方位角平均呈現（圖 2.10）；

在颱風登陸臺灣陸地期間，颱風呈現非軸對稱性結構，所以就以沿著平行行進方向 (A_2B_2) 和垂直行進方向 (C_2D_2) 的垂直剖面圖，來呈現颱風結構與其非軸對稱性 (圖 2.15、圖 2.16)。

颱風在海上期間，最大切線風速大約 56 公尺/秒[圖 2.10(a)]，徑向入流極值大約 12 公尺/秒[圖 2.10(b)]，垂直風速極值大約 2 公尺/秒[圖 2.10(c)]，眼牆內緣和颱風眼下層有較多的水氣，颱風眼的上層和外圍螺旋雨帶區域較乾[圖 2.10(d)]，颱風眼牆和外圍螺旋雨帶有較多的雲和冰晶[圖 2.10(e)]，在颱風眼牆和外圍螺旋雨帶的層狀降水區域下有較多的雨水混和比，雪混和比極值大約在 10.5 公里高的位置，軟雹混和比極值則在雪混和比極大值下方，大約 6.5 公里高的位置[圖 2.10(f)]；

當颱風登陸臺灣陸地時，下邊界在海面上的這一側之切線風速，比陸地上的這一側之切線風速極值要大，下邊界在海上的區域，大於每秒 20 公尺切線風的範圍，大約在半徑 110 公里以內；在陸地的區域，大於每秒 20 公尺切線風的範圍，大約在半徑 70 公里以內，此結果主要是由於地形的阻塞而使得切線風減弱[圖 2.15(a)、圖 2.16(a)]。颱風於海上期間，切線風大於 20 公尺/秒的範圍大約在半徑 110 公里以內[圖 2.10(a)]。

地形也使得邊界層徑向入流增加且增厚，徑向入流區域的厚度大約 2 公里高[圖 2.15(b)]；颱風在海上期間大約只有 1 公里高的厚度[圖 2.10(b)]。上升速度也因為地形的強迫抬昇而增加，並且上升氣流的區域也擴大[圖 2.15(c)]。在海面上下邊界相較於陸地上較為潮溼，另外，颱風眼內因為下沉氣流使得中、高層的小水滴和冰晶蒸發或昇華成水氣，所以在眼內有較潮溼的空氣分布，迎風面因地形強迫抬昇大

量水氣凝結，故氣流過山之後，空氣中水氣含量較少，在背風處的空氣較乾[圖 2.15(d)、圖 2.16(d)]。

由上述的諸多討論可知，在臺灣西北部上游的邊界層徑向入流將海面上溫暖潮溼的水氣大量的帶入至內核區域，提供颱風內核區域較不穩定的環境。另外，臺灣地形較陡使氣塊強迫抬昇因而上升速度增加並且其範圍也擴大，如此會使更多的水氣有效地凝結成雲或是冰晶。較多的雲和冰晶則會產生更多的軟雹與雪而增加其地面降水，地形的阻塞也使得降水分佈的範圍向地形山脈的方向延伸[圖 2.15(f)、圖 2.16(f)]。此外，地形這一側的雲幾乎緊貼著陸地，海面這一側就相對距離海面較高[圖 2.15(e)、圖 2.16(e)]。背風處水氣混和比的分佈在 1 公里高的位置較乾，可能是被風較乾的下沉氣流被帶入此區，使得這個區域變得較乾[圖 2.15(d)、圖 2.16(d)]。

第三章 分析方法

3-1 水收支方程式

若要瞭解水收支(Water Budget)必須先瞭解水循環的概念，從海水蒸發成為水氣進入到大氣中，水氣凝結成為雲，在經由複雜的雲微物理過程轉換成各種的降水粒子(例如：雨、軟雹、雪)，之後在降落到地面上，部份的水經過逕流回到海洋，部份的水儲存到地底下，又經由滲透回到了海洋，又有些部分以冰相儲存於高山。若有了這個水循環的概念，那就可以開始來了解什麼是水收支。

由 AMS glossary 的定義，大氣水收支(Atmospheric Water Budget)是指大氣中所包含之水的改變，必須等於地表和海洋的蒸發減去降水(Precipitation)，可以從下列的方程式來表示：

$$\frac{dq_x}{dt} = Q_{x+} - Q_{x-} \quad (3.1)$$

q_x 表示大氣中三態之水(水氣+雲+冰晶+雪+雨+軟雹)混合比，大氣中水含量的改變(左式)要等於(右式)源(Q_{x+} ，Source)加上匯(Q_{x-} ，Sink)，對於大氣水含量的源也就是地表水氣蒸發進入大氣中；匯就是降水，降水粒子從天空中掉落至地面。

$$\frac{dq_x}{dt} = \frac{\partial q_x}{\partial t} + \vec{V} \cdot (\nabla q_x) \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned}\bar{V} \cdot (\nabla q_x) &= \nabla \cdot (\bar{V} q_x) - q_x (\nabla \cdot \bar{V}) \\ &= \nabla \cdot (q_x \bar{V}_H) + \frac{\partial(q_x \bar{w})}{\partial z} - q_x \left(\nabla \cdot \bar{V}_H + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right)\end{aligned}\quad (3.3)$$

若將 3.1 式之全微分項利用 3.2 式和 3.3 式拆解再帶入 3.1 式可以寫成 3.4 式：

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -\nabla \cdot (q_x \bar{V}_H) - \frac{\partial(q_x \bar{w})}{\partial z} + q_x \left(\nabla \cdot \bar{V}_H + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right) + Q_{x+} - Q_{x-}\quad (3.4)$$

∇ 為運算子 ($\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k}$)， \bar{V}_H 為水平風， \bar{w} 為垂直風。水收支方程式主要分為三個部份，方程式(3.5)為水氣之收支方程式，方程式(3.6)為雲水(雲加冰晶)之收支方程式，方程式(3.7)為降水之收支方程式。

上述提到方程式(3.2)和(3.3)將全微分項拆解，(3.4)式之左式為局地變化項 (local change)，(3.4) 式之右式分別為水平和垂直的通量輻合項 (Horizontal & Vertical Flux Convergence)、輻散項 (Divergence)、相對應各水收支方程式之源與匯。

方程式(3.5)、(3.6)、(3.7)中 q_v 、 q_c 和 q_p 分別是水氣 (Water Vapor)、雲水 (Cloud Liquid and Ice Water) 和降水 (Precipitation) 粒子的混和比； \bar{V}_H 和 \bar{w} 則是扣除颱風移動速度的水平風和垂直風； C 和 E 分別表示為凝結 [凝結 (Condensation) 加凝華 (Deposition)] 與蒸發 [蒸發 (Evaporation) 加昇華 (Sublimation)]； B_v 和 B_c 表示邊界層和垂直混合所提供的水氣和雲水， D_v 、 D_c 和 D_p 表示水氣、雲水和降水粒子之擴散，

方程式(3.6)與方程式(3.7)中 Q_{x+} 表示該收支方程式的源則 $-Q_{x-}$ 表示該收支方程式的匯，resd 為剩餘項，包含修正模式中因差分方法所造成的數值誤差（負值之混和比）之剩餘項(artificial source term)與數值誤差，方程式(3.7)中 $\frac{\partial(q_p V_T)}{\partial z}$ 為降水之垂直通量， V_T 為終端落速(Terminal Velocity)。除了剩餘項外，水收支分析中的每一項都由模式直接輸出，所以不像傳統的作法，是利用模式的標準輸出再計算各水收支項，最後將所有的小項與誤差皆放在剩餘項，此種做法往往會累積過多的數值誤差。以下為本研究所使用的水收支方程式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_v}{\partial t} = & -\nabla \cdot (q_v \bar{V}'_H) - \frac{\partial(q_v w)}{\partial z} + q_v \left(\nabla \cdot \bar{V}'_H + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ & -C + E + B_v + D_v \end{aligned} \quad (3.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_c}{\partial t} = & -\nabla \cdot (q_c \bar{V}'_H) - \frac{\partial(q_c w)}{\partial z} + q_c \left(\nabla \cdot \bar{V}'_H + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ & + Q_{c+} - Q_{c-} + B_c + D_c + \text{Resd}_c \end{aligned} \quad (3.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_p}{\partial t} = & -\nabla \cdot (q_p \bar{V}'_H) - \frac{\partial(q_p w)}{\partial z} + q_p \left(\nabla \cdot \bar{V}'_H + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial(q_p \bar{V}_T)}{\partial z} + Q_{p+} - Q_{p-} + D_p + \text{Resd}_p \end{aligned} \quad (3.7)$$

在本研究中，為了簡化討論的範疇，我們將方程式(3.6)和方程式(3.7)相加，其中 $(+Q_{c+} - Q_{c-} + Q_{p+} - Q_{p-})$ 等於 $(+C - E)$ ，可得到液態加上固態水之收支方程式（方程式3.8）：

$$\frac{\partial q_l}{\partial t} = -\nabla \cdot (q_l \bar{V}'_H) - \frac{\partial(q_l w)}{\partial z} + q_l \left(\nabla \cdot \bar{V}'_H + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

$$+ \frac{\partial(q_p \bar{V}_T)}{\partial z} + C - E + D_1 + B_c + \text{Resd}_1 \quad (3.8)$$

q_1 ：雲混和比加上降水混和比， D_1 ：雲水加上降水粒子之擴散，
 Resd_1 ：剩餘項，包含將負混和比設為零之誤差及數值誤差。

3-2 座標轉換

由於颱風的結構很適合使用圓柱座標來討論，所以吾人將水平座標使用笛卡爾座標的 MM5 模式資料，利用 3.9 式轉換成圓柱座標來做討論。以下為輻散項在圓柱座標的表示式：

$$-\frac{\partial(q_x U)}{\partial x} - \frac{\partial(q_x V)}{\partial y} = -\frac{1}{r} \frac{\partial(r q_x u)}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial(q_x v)}{\partial \theta} \quad (3.9)$$

U 與 V 為笛卡爾座標下 x 方向與 y 方向的風， u 與 v 為徑向風與切向風。在做水平座標轉換時利用雙線性內插方法，將笛卡爾座標轉換成圓座標。在垂直座標上 MM5 模式使用追隨地勢坐標（ σ 座標），當在有地形的區域時，座標面不再平行於海平面，(3.10) 式為追隨地勢坐標之定義：

$$\sigma = (p_0 - p_t) / (p_{s0} - p_t) \quad (3.10)$$

p_0 為參考氣壓， p_t 為模式層頂之氣壓， p_{s0} 為模式地面氣壓。同樣在做垂直座標轉換時也是利用雙線性內插方法，將追隨地勢座標轉換

成等高座標，若下邊界有地形時討論水平平流項，其水平平流所指的方向則是平行於地表坡度，這與我們習慣上在討論時所認知的水平平流方向（平行於海平面）不同。所以在此研究中，當颱風登陸時吾人將水平平流項所在的 σ 座標轉換為等高度（ z ）座標來討論。方程式(3.11)為通量輻散項(Flux Divergence)方程式：

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (q_x \vec{V}) = & \frac{\partial[q_x u(\sigma)]}{\partial x} + \frac{\partial[q_x v(\sigma)]}{\partial y} \\ & - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial[q_x u(\sigma)]}{\partial \sigma} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial[q_x v(\sigma)]}{\partial \sigma} \\ & - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial[q_x w(\sigma)]}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (3.11)$$

q_x 為各項降水粒子之混和比； $u(\sigma)$ 、 $v(\sigma)$ 和 $w(\sigma)$ 分別為在 σ 座標下 x 分量、 y 分量和 σ 分量； p^* 為模式地面氣壓減去模式頂層氣壓； g 為重力常數； ρ_0 為平均密度。

利用座標轉換公式(3.12)式和(3.13)式，將 σ 座標下的通量輻散項轉換為 z 坐標下的通量輻散項(3.12)式、(3.13)式和(3.14)式，三式分別為在 z 座標下的 x 分量、 y 分量和 z 分量。

$$\frac{\partial[q_x u(z)]}{\partial x} = \frac{\partial[q_x u(\sigma)]}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial[q_x u(\sigma)]}{\partial \sigma} \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial[q_x v(z)]}{\partial y} = \frac{\partial[q_x v(\sigma)]}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial[q_x v(\sigma)]}{\partial \sigma} \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial[q_x w(z)]}{\partial z} = - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial[q_x w(\sigma)]}{\partial \sigma} \quad (3.14)$$

$u(z)$ 、 $v(z)$ 和 $w(z)$ 分別為在 z 座標下 x 分量、 y 分量和 z 分量之風。

第四章 水收支結果

4-1 水氣收支

由模式一小時(13 至 14 小時期間)平均且軸向平均的結果顯示(圖 4.1)，此圖中所定義的凝結[圖 4.1 (a)]是表示水氣凝結成為小水滴之凝結率(Condensation Rate)加上水氣凝華成為冰晶之凝華率(Deposition Rate)、蒸發[圖 4.1 (c)]表示液態水蒸發成為水氣之蒸發率(Evaporation Rate)加上冰晶昇華為水氣之昇華率(Sublimation Rate)。

凝結主要發生在眼牆和螺旋的雨帶區域，凝結較多的區域大致上位於眼牆的中低層，蒸發有一部份是由雨滴掉落時，遇到較乾的空氣中而表面產生蒸發所造成的，故在低層有較多的蒸發率分布[圖 4.1 (c)]，另外還有一部分是由雪和軟雹融化成液態水之後，同樣掉落至較乾的空氣中所產生的蒸發，故在高層尤其是眼牆附近有較多的蒸發產生[圖 4.1 (c)]。

接下來分析通量輻合(Flux Divergence)項，水平通量輻合[圖 4.1 (b)]和垂直通量輻合[圖 4.1 (d)]的分佈大致相同，但只存在一個正、負號的差異。依照水平通量輻合的分佈來看，在邊界層低層的眼牆區域多為正值分布，這表示水氣在此區域聚集；在眼牆區域的高層呈現負值的分佈，表示在邊界層高層趨於將眼牆上層較潮溼的空氣向外圍螺旋雨帶區域傳送。垂直通量輻合此項在邊界層中、低層多為負值的分佈，邊界層高層多為正值的分佈，表示在邊界層中眼牆區域的

水氣由垂直氣流從地面向上傳送，在邊界層低層次環流將外圍螺旋雨帶區域的水氣帶入內核區域，在內核區域上升氣流將低層水氣傳送至上層大氣，接著次環流再將邊界層上層，內核區域的水氣向外圍螺旋雨帶傳送。

在水氣收支結果中，大項為凝結率[凝結率 (Condensation Rate) + 凝華率(Deposition Rate)]、水平通量輻合、垂直通量輻合。若將凝結率[圖 4.1 (a)]加上蒸發率[圖 4.1 (c)]可得到總凝結率[圖 4.1 (e)]，再將水平通量輻合[圖 4.1 (b)]加上垂直通量輻合[圖 4.1 (d)]可得到總通量輻合項[圖 4.1 (f)]，比較總凝結率和總通量輻合項，發現此兩項只存在正、負符號的差異。若由數學的觀點來看，本研究的水氣收支方程式(方程式 3.1)中，局地變化項、邊界層貢獻項[圖 4.1 (h)]、擴散項皆為小項，故方程式等號左邊為總通量輻合；等號右邊為總凝結率；由物理的觀點來看，這表示較多水氣聚集的區域會有較多的水氣凝結成為小水滴。

圖 4.1 (g)為輻散項，此項對於水氣的貢獻不大，只有些許使眼牆內緣區域變得較乾，以及接近地表之眼牆區域有正的水氣貢獻。邊界層項在 3 公里以下有較強的水氣混合作用，由地表傳送進入大氣的水氣，只有在眼牆內緣 (R=25km) 區域有較明顯的分佈[圖 4.1 (h)]。

4-2 雲水/降水收支

由模式一小時 (模式時間 13 至 14 小時) 平均之軸向平均雲水/降水收支的結果來看 (圖 4.2)，若比較雲水/降水收支之水平和垂直通量合散項[圖 4.2 (b)、圖 4.2 (d)]和水氣收支之水平和垂直通量輻合項

[圖 4.1 (b)、圖 4.1 (d)]，雲水/降水收支之總通量輻合項要比水氣收支之總通量輻合項來的小。此外，雲水/降水收支中主要的大項為凝結項[圖 4.2 (a)]、掉落項[圖 4.2 (c)]，而其他之輻散項、擴散項、邊界貢獻項[圖 4.2 (e)]皆為小項。眼牆區域高層外流將眼牆上部的降水粒子往外圍螺旋雨帶區域傳送[圖 4.2 (b)]。此外，雲水/降水收支結果中也發現掉落項[圖 4.2 (c)]大致等於淨凝結(Net Condensation)項[圖 4.2 (a)]，這也就表示基本上所有的液態和固態的水都會向下掉落。圖 4.2 (f) 為將總通量輻合項[圖 4.2 (b) + 圖 4.2 (d)]加上掉落項[圖 4.2 (c)]，可以發現圖 4.2 (f) 大致相當於淨凝結項[圖 4.2 (a)]。

各種降水粒子掉落 (Fallout) 項的分佈當中，雪大部份分佈在 10 公里以上[圖 4.3 (a)]，然後掉落在溶化層 (Melting Layer) 之上。軟雹主要分佈在雪以下大約 5-10 公里之間[圖 4.3 (b)]，由於軟雹主要是雪花和過冷水滴碰撞 (Accretion) 而成，然後在掉落到溶化層之中。在眼牆區域中，主要的降水過程為暖雨過程；在外圍螺旋雨帶主要的降水過程為冷雨過程。

接下來對於凝結率和蒸發率在海上與登陸時水平分佈的異同做分析，颱風在海上期間，垂直積分之蒸發率分佈較廣[圖 4.4 (b)]，而凝結率主要分布在眼牆和外圍螺旋雨帶上[圖 4.4 (a)]，蒸發和凝結率在眼牆區域分佈都較為明顯，若沿著 A_1B_1 剖線之垂直剖面圖來看(圖 4.6)，凝結加熱的最主要分布在中、高層的眼牆上升氣流區域，蒸發冷卻則出現在眼牆內緣的下沉氣流區域。由海上期間之凝結率和蒸發率的分佈，可以清楚的區分出內核區域和外部螺旋雨帶兩個明顯的區域；登陸後，眼牆區域蒸發率極值相較於海上期間增加並且分佈較為內縮，

同樣在凝結率也可以看到同樣的分佈，在臺灣西北部海陸交界的區域，有一個凝結加熱的極值，颱風登陸後的凝結率和蒸發率沿著 A₂B₂ 和 C₂D₂ 剖面（圖 4.7），可以發現颱風在下邊界有地形的一側有較多的凝結率和蒸發率的分佈，並且皆往山脈的方向延伸[圖 4.7 (a)、(b)]，是由於地形阻擋使得部份氣流不易過山，故沿著雪山山脈的邊緣流動，再加上地形的強迫抬昇，使得上升和下沉運動增強，也使得凝結和蒸發率增加，此外由此剖面圖的分佈可以知道，此時的颱風結構已明顯地呈現不對稱性結構。

另外，為了驗證地表降水通量此項相當於地表降水，因此吾人將垂直積分之雨水地表降水通量[圖 4.4 (c)、圖 4.5 (c)]和一小時累積雨量[圖 4.4 (d)、圖 4.5 (d)]做比較，很清楚可以發現垂直積分過後的雨水降水通量相當於地表累積降水。

4-3 體積分收支

利用體積積分的收支結果，吾人試圖比較納莉颱風在海上期間與登陸後的水氣收支結果，期望能瞭解臺灣地形在颱風降水中扮演怎樣的角角色？因此本節將比較水氣（圖 4.8）收支和雲水/降水（圖 4.9）收支結果兩個部份。本節所有的水收支項皆除以該時期的總凝結項，做為標準化（Normalization）。

從水氣收支分佈（圖 4.8）發現，水平傳送（HFP）至內核區域的水氣傳送量由總凝結的 23.5%顯著地增加為總凝結的 72.6%，是由於地形增加了眼牆附近區域的內流使得傳送到內核區域的水氣通量增加。上述提到從颱風凝結率和蒸發率的水平分佈[圖 4.5(b)]顯示，在登陸

後，臺灣西北部海陸交界區域具有較多的蒸發，並且海上提供較多的水氣，接著再經由低層徑向入流傳送到內核區域。同樣在半徑 50 公里內的區域，凝結率從登陸前只有總凝結的 32.4% 增加為總凝結的 48.0% (圖 4.8、圖 4.9)，是由於水氣輻合增加，因此增加了內核區域較多的凝結[圖 4.4(a)、圖 4.6(a)]。當颱風登陸後，半徑 50 公里內區域之凝結，相對於海上期間增加了一倍，而半徑 50 公里至 150 公里的區域則減少了一倍，有此可知當颱風登陸臺灣時，因為地形的阻塞，使得颱風切線風速減弱，為維持眼牆內的梯度風守恆，卻使得徑向風速增加，所以當颱風登陸臺灣後，主要的降水區域集中在內核區域 ($R \leq 50 \text{ km}$)，相對來說外圍區域 ($R > 50 \text{ km}$) 的降水較少。接著再比較海上期間與登陸後之總凝結率，整個體積之凝結率增加了 22% (海上： $7.41 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$ ；登陸： $9.06 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$)。

由於臺灣地形增加下邊界粗糙度，影響了颱風上對流層外流的強度，外流傳送的水氣量增加了將近 11 倍，眼牆內核區域的垂直傳送也明顯增加 (圖 4.8)，臺灣地形不僅僅改變了颱風的風場，也同時改變了水氣傳輸的強度，加速水氣在次環流循環的時間，使得環境中更多的水氣凝結於眼牆內核區域。當颱風在海上時在內核區域，由邊界層提供的水氣大約只有總凝結的 1.3%，大約只有水氣傳送的 5%，內核區域的凝結大約為總凝結的三分之一，蒸發率大約是總凝結的 10.5%，外圍螺旋雨帶區域大約是總凝結的 36.1% (圖 4.8)；登陸後，由邊界層提供的水氣大約只有總凝結的 0.1% (圖 4.8)。由此可知水氣水平傳送到內核區域的量，要比邊界層以及垂直混合造成的水氣量多 (圖 4.8)。颱風登陸後相較於海上期間，雖然下邊界所提供的蒸發減少，但外圍水平徑向傳送進內核區域的水氣與能量增強，補充下邊界因為

地形損失的能量以維持颱風系統的強度。

在雲水/降水收支結果中，海上期間大約有 4% 的凝結物向外傳送到外圍螺旋雨帶區域（圖 4.9），明顯地颱風登陸時半徑 50 公里以內之地面降水增加了大約 0.5 倍[圖 4.4 (d)、圖 4.5 (d)]，而整個體積之降水則大約增加 32%（海上： $4.63 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$ ；登陸： $6.34 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$ ），颱風登陸後受臺灣地形影響，較多的凝結物向外傳送到眼牆區域（圖 4.9），也使得外部區域由於蒸發、溶解和昇華冷卻，使得外部區域產生下沉氣流，由凝結與降水之水平分布可知（圖 4.4、圖 4.5），登陸台灣之後因較多的凝結物向外圍螺旋雨帶傳送，所以抑制了外圍螺旋雨帶的降水以及結構的發展（Wang 2009）。

剩餘項(Resd)包含體積積分之修正負混和比所產生的誤差和數值誤差。颱風在海上期間，剩餘項大約是總凝結率的 1.4%；颱風登陸臺灣陸地期間因為下邊界複雜地形的影響，體積積分之剩餘項明顯增加，其值大約是總凝結率的 7.8%（圖 4.9）。剩餘項主要包含由數值方法而產生的誤差，本研究中所使用的 Reisner 雲微物理法，使用標準化的概念將負混合比的質量重新分配，以確保所有的混合比數值為正值，並且保持總質量不會因為將負混合比設置為零而增加，故在此研究中剩餘項並不包含將負混合比設置為零額外加入模式中的質量，而多為因數值插分和內插方法所產生。

4-4 降水效率

本研究再以計算降水效率來探討颱風在海上期間與登陸臺灣陸地期間的異同，Li et al.(2002)定義大尺度降水效率（Large-Scale

Precipitation Efficiency ,LSPE) 是地面降雨率與地表蒸發加上水氣輻合之比值；雲微物理降水效率 (Cloud-Microphysics Precipitation Efficiency ,CMPE) 是地面降雨率與飽和水蒸氣的總凝結率 (凝結率加上凝華率) 之比值。而在此研究中雲微物理降水效率(圖 4.10)的定義是將體積積分的降水除以體積積分的凝結。在海上時，內核區域的雲微物理降水效率大約是 72%，外部螺旋雨帶大約是 57%，而整個體積的雲微物理降水效率大約是 62%；登陸後，整個體積之雲微物理降水效率大約是 70%，登陸後的雲微物理降水效率高於在海上期間的雲微物理降水效率。由於登陸後臺灣地形增加下邊界的粗糙度，使得切線風減弱，增加邊界層徑向入流，將海面上大量的水氣傳送至颱風內核區域，加上陡峭的臺灣地形使得空氣塊強迫舉昇，上升氣流的增強造成凝結增加，亦增加降水效率使得地面降水增加，所以地形加速颱風的次環流，也使得水氣經由颱風系統形成降水的速率加快。

大尺度的降水效率 (圖 4.11) 則使用由 Sui et al. (2007)修正後之大尺度降水效率定義，其定義是地面降雨率除以地表蒸發加上水氣輻合之源。在海上期間，整個體積之大尺度降水效率大約是 30%；登陸後，整個體積之大尺度降水效率大約是 45%。由大尺度的降水效率，同樣也可以看到當颱風登陸臺灣陸地之後，降水效率增加的現象，此結果說明臺灣地形扮演一個催化的角色，驅使水氣在颱風系統內形成水滴在掉落至地面的速率加快。

第五章 結論與未來展望

5-1 結論

本研究利用 Yang et al. (2008) 之 PUS-NACR MM5 模式模擬納莉颱風(2001)的模擬結果，此模擬提供時間及空間上高解析度之資料，並且此模擬與觀測的結果即為相似。吾人利用水收支診斷分析方法來比較納莉颱風在海上期間與登陸臺灣期間的水收支分佈，藉由本研究想回答兩個問題：1. 模式模擬之地面降水是否基於合理的雲微物理過程所產生？2. 臺灣地形在颱風降水中扮演怎樣的角色？本研究水收支分析方法參考 Braun(2006)之方法，所有的水收支項都由模式直接輸出。

模擬之颱風結構於登陸前、後有明顯差異，颱風登陸前(在海上)呈現較軸對稱的結構，在颱風眼牆內中、高對流層有較大的凝結加熱分佈；颱風登陸後由於受到臺灣複雜地形的影響，破壞了颱風的軸對稱性結構，而呈現非軸對稱的結構，最大凝結加熱率分佈在颱風眼牆內的中低對流層；當颱風登陸後，眼牆內一小時平均最大凝結加熱率增加了一倍。颱風在海上期間，垂直積分之蒸發率分佈較廣，而凝結率主要分布在眼牆和外圍螺旋雨帶上，蒸發和凝結率在眼牆區域分佈都較為明顯；颱風登陸後，眼牆區域蒸發率的極值，相較於海上期間增加並且分佈較為內縮，同樣凝結率也可以看到同樣的分佈，在臺灣西北部海陸交界的區域，有一個凝結加熱的極值。

由水收支的結果來看，在海上期間，水氣由邊界層徑向入流傳送到眼牆內部大約是總凝結的 23.5%；眼牆內邊界層水氣之源卻只有大

約是總凝結的 1.3%，所以在內核區域由海洋提供的水蒸氣，相較於眼牆區域邊界層徑向入流輸入的水蒸氣或是凝結相比，邊界層提供的水氣是很小部份的貢獻。眼牆內部向外傳送的降水粒子相較於海上期間增加，說明台灣地形引發較多上對流層外流傳送較多的雲水與軟雹至外部螺旋雨帶區域。

內核區域的水氣傳送量由總凝結的 23.5%顯著地增加至總凝結的 72.6%，由於地形增加了眼牆附近區域的內流使得傳送到內核區域的水氣通量增加。氣流因地形的阻塞，使得颱風切線風速減弱，但卻使得徑向風速增加，所以主要降水區域集中於內核區域，外部區域相較於海上期間來說相對的偏少。比較海上期間與登陸後整個體積之凝結率，整個體積之凝結率增加了 22%，而整個體積之地面降水則增加大約 32%。颱風登陸前與登陸後比較，雲微物理降水效率從登陸前的 62.5%增加到 70.0%；大尺度降水效率從登陸前的 30%增加到 45%，其結果與地面降水在登陸後增加一致。

由於登陸後地形增加下邊界的粗糙度，使得切線風減弱，增加邊界層徑向入流，將海面上大量的水氣傳送至颱風內核區域，加上地形使得空氣塊強迫舉昇，上升氣流增強造成凝結的增加，亦增加降水效率使得地面降水增加，所以地形加速颱風的次環流，也使得水氣經由颱風系統形成降水的速率加快。

5-2 未來展望

未來此研究方法希望可以分不同類型的颱風（像是莫拉克颱風，造成南部地區研究的災害，使得小林村失去多條生命），再與此研究做

比較。另外，可以將雲水和降水收支分開討論，這樣可以更清楚的分析造成強烈降水的可能原因。未來還可以藉由此地形敏感度或是雲微物理敏感度實驗來探討水收支結果和降水效率，利用不同的控制條件來看其降水粒子的分佈有什麼樣的變化。颱風系統、梅雨鋒面、颱風線系統之降水效率是多少？這是一個很基礎的問題也是很值得研究的問題，未來希望針對這一部份做一些分析與探討。

參考文獻

- 翁靜儀，2009：MM5模式模擬之納莉颱風（2001）登陸時風場結構變化。國立中央大學碩士論文。
- 蔡雅婷，2006：納莉颱風登陸時的結構演化。國立中央大學碩士論文。
- Braun, A. S., 2006: High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water Budget. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 43–63.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze Jr., 1983: Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835–1850.
- , —, and —, 1993: Dual-aircraft investigation of the inner core of Hurricane Norbert. Part III: Water budget. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3221–3243.
- Hawkins, H. F., and S. M. Imbembo, 1976: The structure of a small, intense hurricane—Inez 1966. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418–442.
- Kurihara, Y., 1975: Budget analysis of a tropical cyclone simulated in an axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 25–59.
- , M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL Hurricane Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791–2801.
- , —, —, and —, 1998: The GFDL hurricane prediction system and its performance in the 1995 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1306–1322.
- Li, X., C.-H. Sui, and K.-M. Lau, 2002: Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 205–212.
- 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.*, **125**, 3073–3093.

- , —, and —, 1999: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and inner-core structures. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2597-2616.
- Marks, F., Jr., 1985: Evolution of the structure of precipitation in Hurricane Allen (1980). *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 909–930.
- , and R. A. Houze Jr., 1987: Inner core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1296–1317.
- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The Response of Balanced Hurricanes to Local Sources of Heat and Momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378-394.
- Sui, C. H., X. Li, M.-J. Yang, 2007: On the Definition of Precipitation Efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4506-4513.
- Wang, Y., 2001: An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part I: Model Description and Control Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1370-1394.
- , 2002: An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part II: Model refinements and Sensitivity to cloud microphysics. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1370-1394.
- , 2008: Structure and formation of an annular hurricane simulated in a fully compressible, nonhydrostatic model—TCM4. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1505-1527.
- , 2009: How do outer rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250-1273.
- , and Jing Xu, 2010: Energy Production, Frictional Dissipation, and Maximum Intensity of a Numerically Simulated Tropical Cyclone, *J. Atmos. Sci.*, **67**, 97-116.

Willoughby, H. E., 1988: Linear Motion of a Shallow-Water, Barotropic Vortex. *J. Atmos. Sci.*, **45**,1906-1928.

Yang, B. , Y. Wang, B. Wang,2007:The Effect of Internally Generated Inner-Core Asymmetries on Tropical Cyclone Potential Intensity. *J. Atmos. Sci.*, **64**,1165-1188.

Yang, M.-J.,D.-L. Zhang, H.-L. Huang,2008:A Modeling Study of Typhoon Nari(2001) at Landfall. Part I:Topographic Effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**,3095-3115.

Zhang, D.-L., Y. Liu, and M. K. Yau, 2002: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part V: Inner-core thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2745–2763.

附錄

本附錄為說明計算水收支分析，如何從 MM5 模式資料直接輸出的方法以及水收支分析的計算過程。

1. 如何直接從 MM5 模式中輸出各水收支項

水收支項分為六個部份，雲微物理項 (microphysical terms)、掉落項 (fallout terms)、輻散項 (divergence terms)、平流向 (advection terms)、擴散項 (diffusion terms)、趨勢項 (tendency terms)、邊界層項 (pbl terms)、剩餘項 (residual terms)。

● 雲微物理項

本研究中使用 Reisner et al. (1998)雲微物理參數化方案 (.../MM5/physics/explicit/reisner2/exmoisg.F)，所以直接修改雲微物理參數化方案之副程式 (exmoisg.F)，從此程式中直接將凝結項 [SCR6]、蒸發項 [PRE+PMLTEV+PMLTGE]和凝華/昇華項 [PRI+ PRD+PREI+PREG]的陣列輸出。再依照數值的正、負號將凝結項分開，分為 cond_p(正值)和 cond_n(負值)；同樣也依照正、負號將凝華/昇華項分為 depo_p(正值)和 depo_n(負值)。最後我們可以得到兩個陣列，分別為 depo_p(i,j,k) + cond_p(i,j,k)的凝結與凝華項 (con)；以及 depo_n(i,j,k) + cond_n(i,j,k) + evap(i,j,k)的蒸發與昇華 (eva)。

$$\text{con}(i,j,k)=\text{depo_p}(i,j,k)+\text{cond_p}(i,j,k)$$

$$\text{eva}(i,j,k)=\text{depo_n}(i,j,k)+\text{cond_n}(i,j,k)+\text{evap}(i,j,k)$$

● 掉落項

修改雲微物理參數化方案之副程式 (exmoisg.F)，在此程式中直接輸出掉落項。將計算掉落項前各降水粒子的 tendency term (QR3DTEN、QNI3DTEN、QG3DTEN、QI3DTEN) 暫存起來，再將計算掉落後的 tendency terms 扣除計算掉落項前各降水粒子的 tendency term。

```

DO  K=1,KL
  FALLR(I,J,K)=QR3DTEN(I,J,K)
  FALLS(I,J,K)=QNI3DTEN(I,J,K)
  FALLG(I,J,K)=QG3DTEN(I,J,K)
  FALLI(I,J,K)=QI3DTEN(I,J,K)
ENDDO

```

·
·
(計算掉落項)
·
·
·

```

DO  K=1,KL
  FALLR(I,J,K)=(QR3DTEN(I,J,K)-FALLR(I,J,K))
  FALLS(I,J,K)=(QNI3DTEN(I,J,K)-FALLS(I,J,K))
  FALLG(I,J,K)=(QG3DTEN(I,J,K)-FALLG(I,J,K))
  FALLI(I,J,K)=(QI3DTEN(I,J,K)-FALLI(I,J,K))
ENDDO

```

- 輻散項

此項可以直接從 MM5 模式主要負責計算的程式 (.../MM5 /dynamics/nonhydro/solve.F) 中輸出，計算輻散項的程式碼為：

```

      DIV=UA(I+1,J+1,K)+UA(I,J+1,K)-UA(I+1,J,K)-UA(I,J,K)+
&      VA(I+1,J+1,K)+VA(I+1,J,K)-VA(I,J+1,K)-VA(I,J,K)
      DIVX(I,J,K)=DIV*DUMMY(I)+(QDOT(I,J,K+1)-QDOT(I,J,K))*
&      PSA(I,J)/DSIGMA(K)
      QV3DTEN(I,J,K)=QV3DTEN(I,J,K)+QV3D(I,J,K)*DIVX(I,J,K)

```

- 平流項

此項可以直接從 MM5 模式主要負責計算的程式 (.../MM5 /dynamics /nonhydro/solve.F) 中輸出，負責計算平流項的副程式為 HADV (水平) 和 VADV (垂直)，所以可以直接在 call 完前述兩個程式後輸出。

```
CALL HADV(KZZ,qvhf,UA,VA,QV3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL VADV(KZZ,qvvf,QVA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
CALL HADV(KZZ,qchf,UA,VA,QC3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL HADV(KZZ,qrhf,UA,VA,QR3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL VADV(KZZ,qcvf,QCA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
CALL VADV(KZZ,qrvf,QRA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
CALL HADV(KZZ,qihf,UA,VA,QI3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL HADV(KZZ,qshf,UA,VA,QNI3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL VADV(KZZ,qivf,QIA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
CALL VADV(KZZ,qsvf,QNIA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
CALL HADV(KZZ,qghf,UA,VA,QG3D,MSFX,DX4,1,INEST)
CALL VADV(KZZ,qgvf,QGA,QDOT,PSA,INDQ,INEST)
```

C

```
do K=1,KL
  do J=2,JLX-1
    do I=2,ILX-1
      write(11,'(e12.5,3i5)')qvhf(I,J,K),I,J,K
      write(12,'(e12.5,3i5)')qvvf(I,J,K),I,J,K
      write(13,'(e12.5,3i5)')qchf(I,J,K),I,J,K
      write(14,'(e12.5,3i5)')qcvf(I,J,K),I,J,K
      write(15,'(e12.5,3i5)')qrhf(I,J,K),I,J,K
      write(16,'(e12.5,3i5)')qrvf(I,J,K),I,J,K
      write(17,'(e12.5,3i5)')qshf(I,J,K),I,J,K
      write(18,'(e12.5,3i5)')qsvf(I,J,K),I,J,K
      write(19,'(e12.5,3i5)')qghf(I,J,K),I,J,K
      write(20,'(e12.5,3i5)')qgvf(I,J,K),I,J,K
      write(21,'(e12.5,3i5)')qihf(I,J,K),I,J,K
      write(22,'(e12.5,3i5)')qivf(I,J,K),I,J,K
    end do
  end do
end do
```

end do

- 擴散項

此項可以直接從 MM5 模式主要負責計算的程式 (.../MM5 /dynamics /nonhydro/solve.F) 中輸出，負責計算平流項的副程式為 DIFFU，所以可以直接在 call 完前述程式後輸出。

```
CALL DIFFU(KZZ,qvdif,QV3D,PSB,CRS XK,C203,  
&          IBNES,IENES-1,JBNES,JENES-1,KL,INEST)  
DO K=1,KL  
DO J=JBNES,JENES-1  
DO I=IBNES,IENES-1  
    write(51,'(e12.5,3i5)')qvdif(I,J,K),I,J,K  
ENDDO  
ENDDO  
ENDDO
```

- 趨勢項

此項可以直接從 MM5 模式主要負責計算的程式 (.../MM5 /dynamics /nonhydro/solve.F) 中輸出，因為每一部份的計算最後的解果儲存在 tendency term，及所謂的變數隨著時間的變化。所以只要在 solve.F 程式的最後將 tendency term 輸出即可。

- 邊界層項

此項可以直接從 MM5 模式主要負責計算的程式 (.../MM5 /dynamics /nonhydro/solve.F) 中輸出，本研究使用 MRF PBL 參數化方案，我們將 call MRF PBL 參數化方案之前的 tendency terms 先暫存起來，再將 call 完的 MRF PBL 參數化方案的 tendency terms 扣除計算掉落項前各降水粒子的 tendency term。

```
qcpbl(i,j,k)=QC3DTEN(i,j,k)  
qipbl(i,j,k)=QI3DTEN(i,j,k)  
qvpbl(i,j,k)=QV3DTEN(i,j,k)
```

```
CALL MRFPBL(IYY,JXX,J,INEST,U3D,V3D,T3D,QV3D,PP3D,QC3D,QI3D,
```

+ QNC3D,UCD,VCD,QC3DTEN,T3DTEN,QV3DTEN,QI3DTEN,QNC3DTEN,
 + TGA,TGB,PSB,RPSB,XLV,
 + TA2,QA2,UA10,VA10,
 + SVP1,SVP2,SVP3,SVPT0,EP1,EP2,ZNT,XLAND,UST,
 + MAVAIL,
 + REGIME,HOL,PBL,ZOL,MOL,QFX,HFX,RV,TSLA,TSLB,T0,PPB,
 + EMISS,GLW,GSW,TMN,CAPG,SNOWC,XLAT,XLONG,
 + RAINP,RAIN,RAINNC,
 + PRW,ALB,SHC,THC,SATBRT,
 + XMOIST,
 + INTERIOR_MASK,
 + 1,ILX)

$$\begin{aligned} \text{qcpbl}(i,j,k) &= -\text{qcpbl}(i,j,k) + \text{QC3DTEN}(i,j,k) \\ \text{qipbl}(i,j,k) &= -\text{qipbl}(i,j,k) + \text{QI3DTEN}(i,j,k) \\ \text{qvpbl}(i,j,k) &= -\text{qvpbl}(i,j,k) + \text{QV3DTEN}(i,j,k) \end{aligned}$$

● 剩餘項

$$\text{Resd} = \text{Tend} - (\text{HFD} + \text{VF} + \text{Cond} + \text{Evap} + \text{Div} + \text{Diff} + \text{PBL} - \text{P})$$

2. 水收支的計算過程

水收支項的單位為 1/s，每個收支項皆乘上空氣密度再除以 P*，為調整單位再乘上 3,600 將時間單位秒 (s) 換成小時(h)，質量單位公克 (g)換成公斤(kg)，最後各收支項的單位為 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \text{h}^{-1}$ 。接下來，將各個收支項做時間平均以及方位角平均，來分析其水收支結果。

$$\overline{[]} = \frac{1}{2\pi(T_2 - T_1)} \int_{T_1}^{T_2} \int_0^{2\pi} \rho [] \partial\theta \partial t \quad (1)$$

[]代表個收支項， T_1 和 T_2 代表資料的時間（本研究為 2 分鐘輸出一筆，總共 1 小時，共 31 筆的資料）， ρ 代表空氣密度， $\overline{[]}$ 的單位為 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \text{h}^{-1}$ 。再將(1)式做徑項和垂直積分，即得到各水收支項之時間平均和體積積分的水收支結果。

$$\overline{[\quad]} = \int_{Z_B}^{Z_T} \int_{R_1}^{R_2} \overline{[\quad]} 2\pi r \, dr \, dz \quad (2)$$

R_1 和 R_2 代表所要積分體積範圍之半徑， Z_T 和 Z_B 代表模式頂層和模式底層高度， $\overline{[\quad]}$ 的單位為 $\text{kg} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

表一 水收支項名稱及其定義一覽表。左行為本研究水收支項名稱，中行為水收支項數學定義，右行為描述各水收支項之補充定義或代表意義。(Unit: kg/h)

名稱	收支項	描述
Cond	\overline{C}	凝結率加凝華率
Evap	\overline{E}	蒸發率加昇華率
VF	$\overline{\frac{\partial(q_x w)}{\partial z}}$	垂直通量，通常趨近於零，亦可忽略(頂部和地表垂直速度趨近零)
HFP	$\overline{-\nabla \cdot (q_x V_H)} > 0$	向內傳送之水平通量輻合
HFN	$\overline{-\nabla \cdot (q_x V_H)} < 0$	向外傳送之水平通量輻合
Div	$\overline{-q_x (\nabla \cdot V_H + \frac{\partial w}{\partial z})}$	輻散項
P	$\overline{\frac{\partial(q_p w_T)}{\partial z}}$	地表降水通量
Diff	$\overline{D_x}$	擴散項
PBL	$\overline{B_x}$	邊界層貢獻項
Tend	$\overline{\frac{\partial(q_x)}{\partial t}}$	儲存項
Resd	$\overline{resd_x}$	剩餘項此項包含為抵銷負混合比額外加入模式之質量與數值誤差
$\overline{[]} = \int_{Z_B}^{Z_T} \int_{R_1}^{R_2} [] \partial r \partial z, \quad \overline{[]} = \frac{1}{2\pi(T_2 - T_1)} \int_{T_1}^{T_2} \int_0^{2\pi} \rho [] \partial \lambda \partial t, \quad []: \text{各水收支項}$		

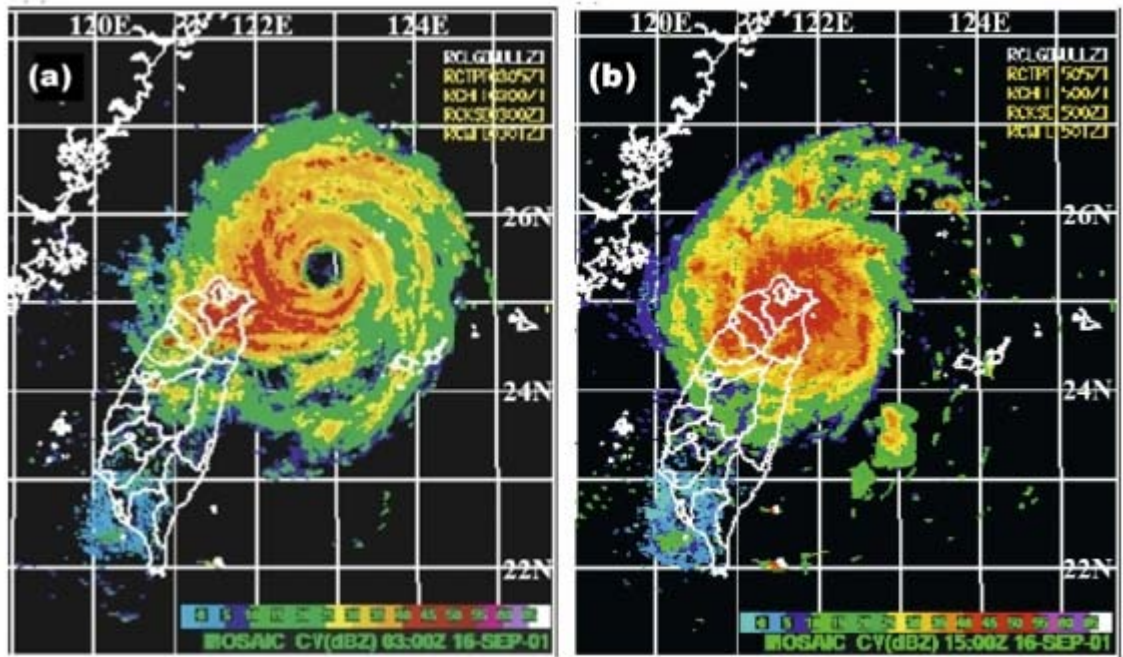


圖 2.1 2001 年 9 月氣象局之納莉颱風(2001)雷達回波 CV 圖。圖(a)16 日 0300 UTC、(b)16 日 1500 UTC。(資料來源：中央氣象局)

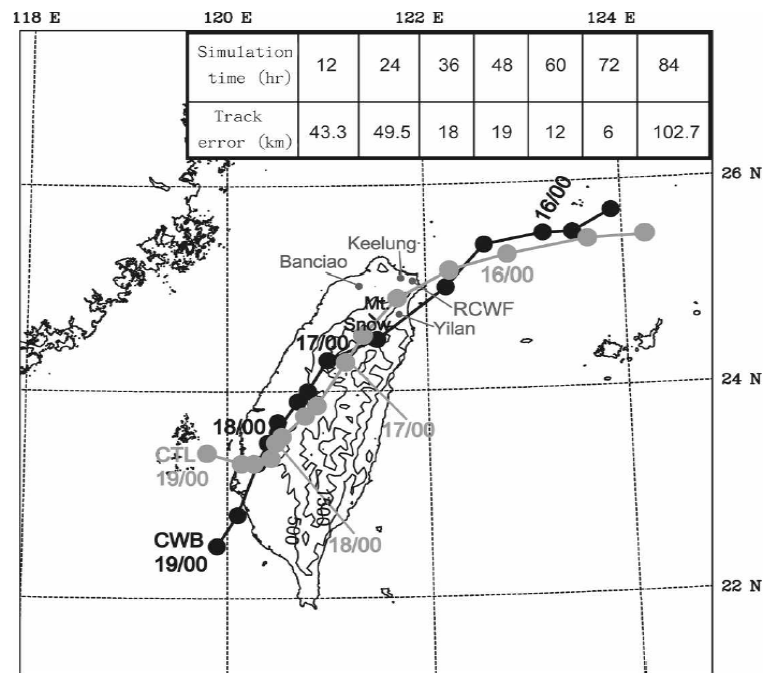


圖 2.2 納莉颱風(2001)路徑比較圖。黑線為 CWB 的最佳路徑，每個點的時間間距為 12 小時；灰線為模式模擬出的颱風路徑，每個點的時間間距為 6 小時。摘自 Yang et al. (2008)

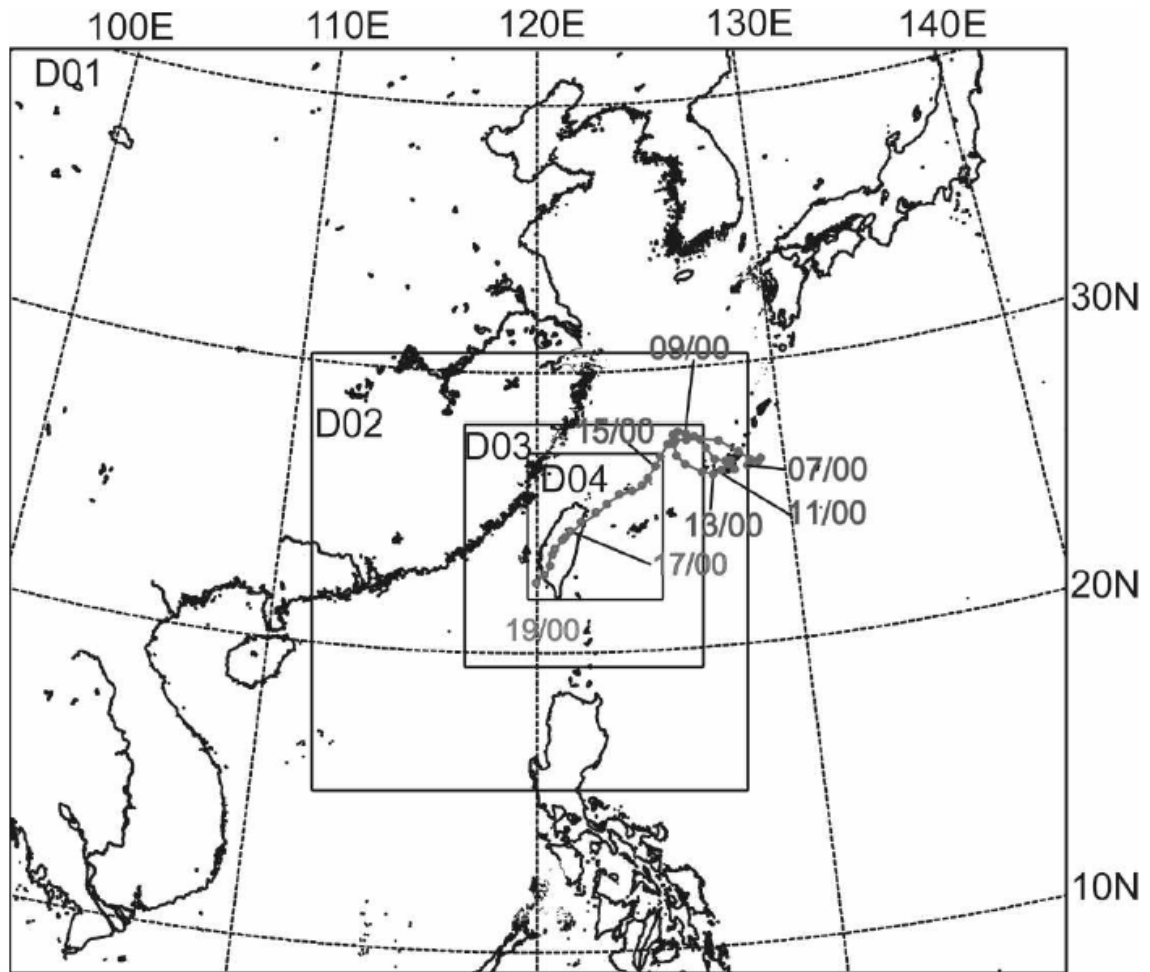


圖 2.3 MM5 巢狀網格分佈[D01(網格間距 54 公里； 71×81)、D02 (網格間距 18 公里； 100×100)、D03(網格間距 6 公里； 166×166)以及 D04 (2 公里； 229×154)] 和 CWB (Central Weather Bureau) 納莉颱風(2001)每六個小時之最佳路徑圖。摘自 Yang et al. (2008)

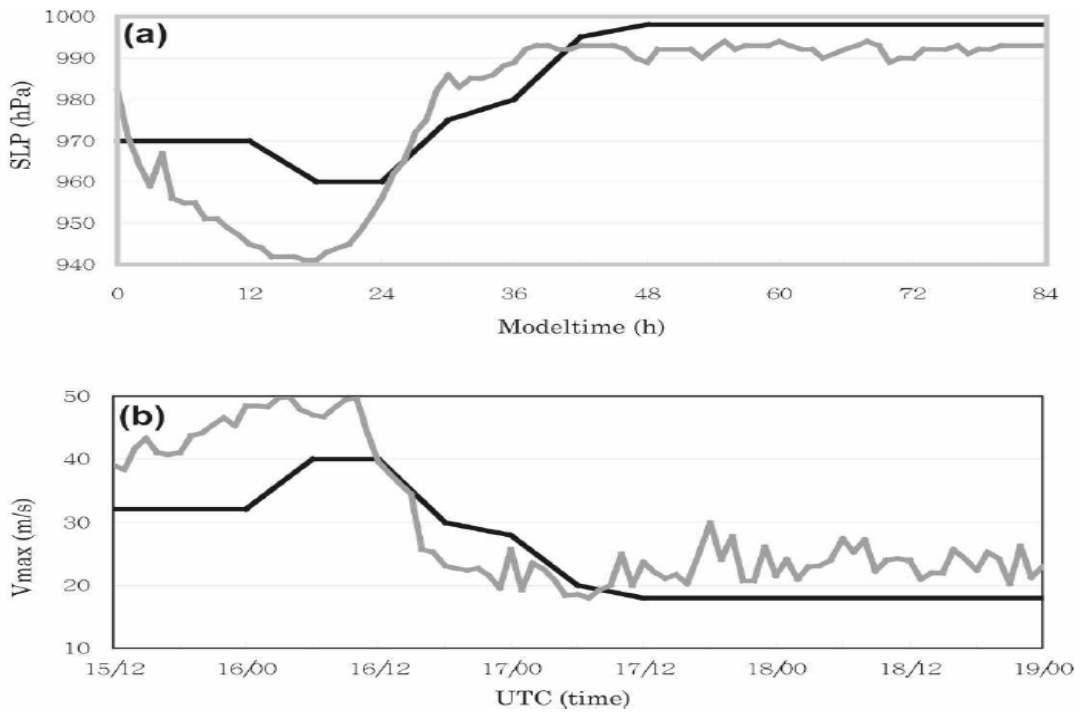


圖 2.4 納莉颱風(2001)強度比較圖。(a) 為最小海平面氣壓，(b) 為地表最大風速；黑線為 CWB 最佳路徑資料，灰線為模式模擬資料。模擬時間從 9 月 15 日 1200 UTC 到 9 月 19 日 0000 UTC。摘自 Yang et al. (2008)

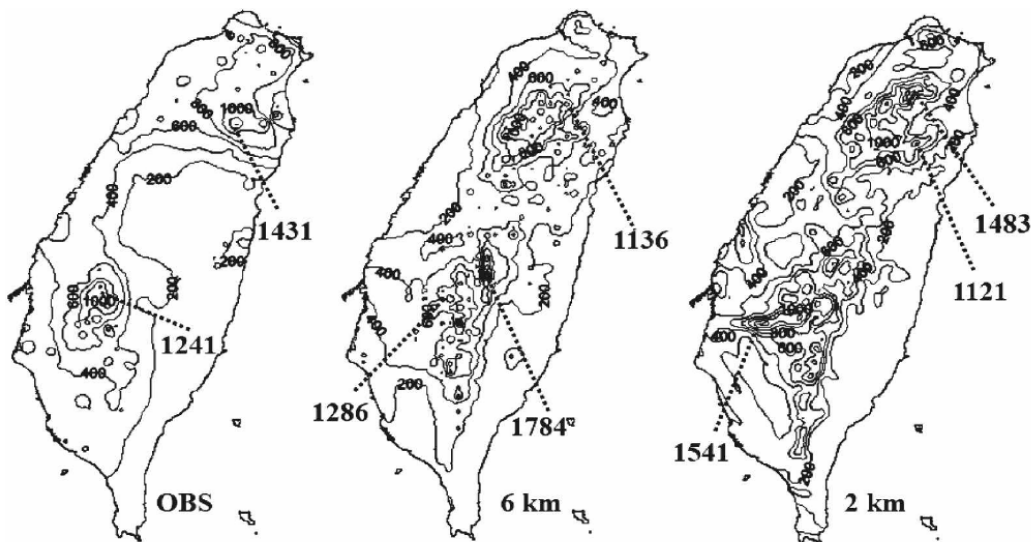
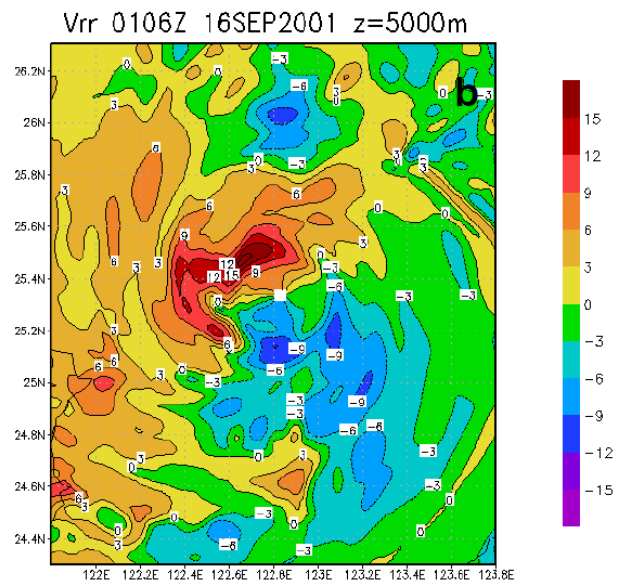
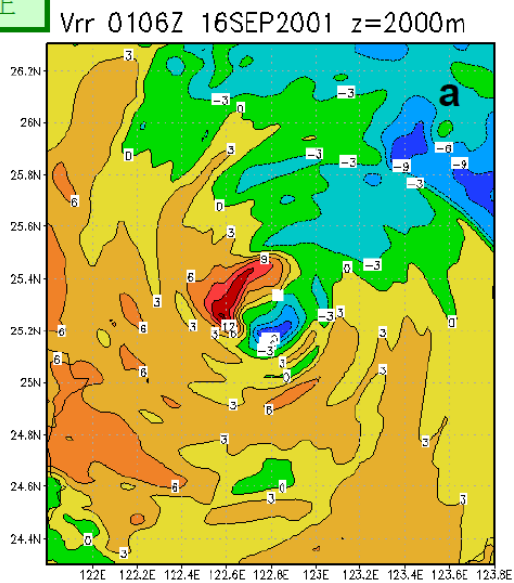


圖 2.5 納莉颱風(2001)雨量比較圖。9 月 16-19 日 72 小時累積雨量圖，等值線間距為 200 毫米，左為觀測累積雨量，中為六公里網格間距模擬之累積雨量，右為兩公里網格間距模擬之累積雨量。摘自 Yang et al. (2008)

海面上



登陸後

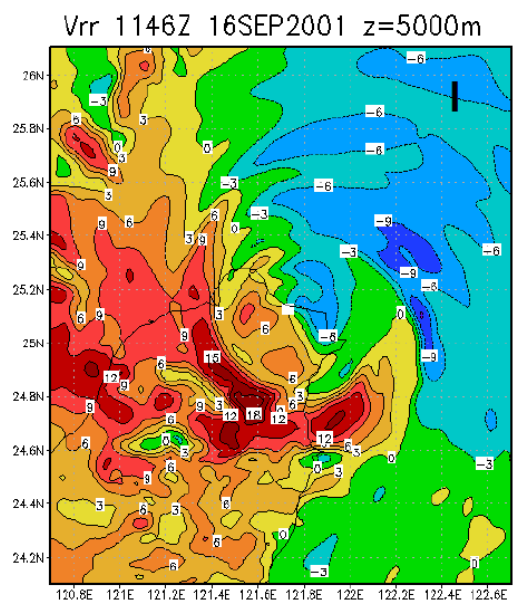
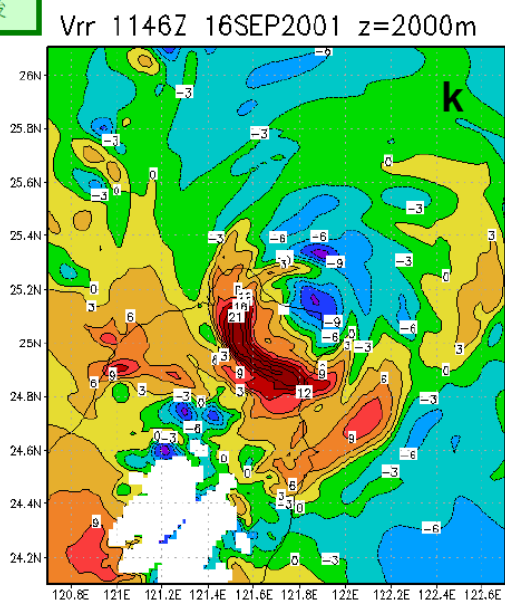


圖2.6 水平徑向風場，高度2公里和5公里六個不同時間的變化(a)0106UTC 2公里、(b)0106UTC 5公里、(k)1146UTC 2公里、(l)1146UTC 5公里，單位：m/s。(摘自 翁，2009)

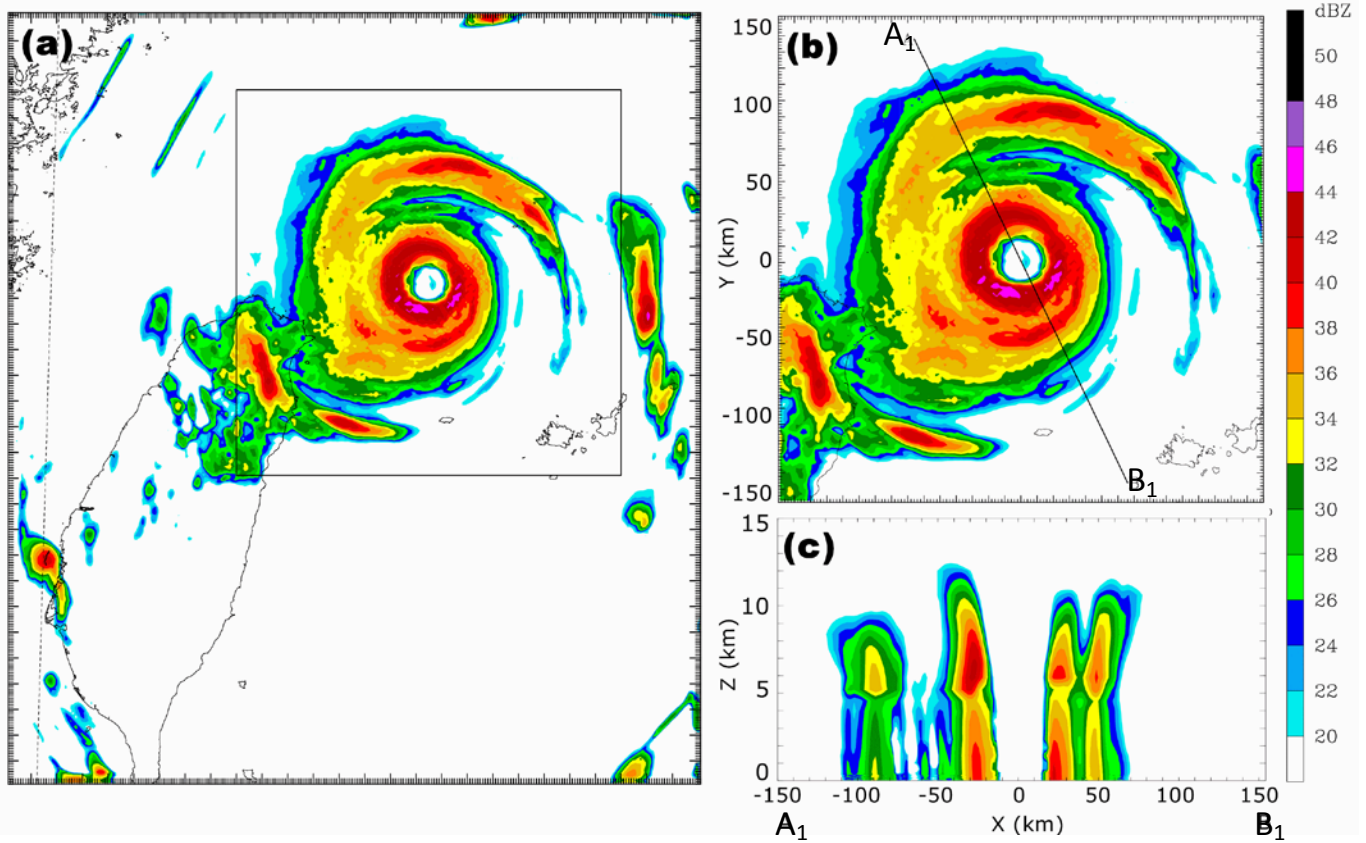


圖 2.7 一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬計算出之納莉颱風雷達回波圖。(a) 為雷回波 CV 圖、(b) 以颱風中心半徑 150 公里範圍之雷達回波 CV 圖、(c) 為沿著 (b) 之 A₁B₁ 剖線雷達回波垂直剖面圖。

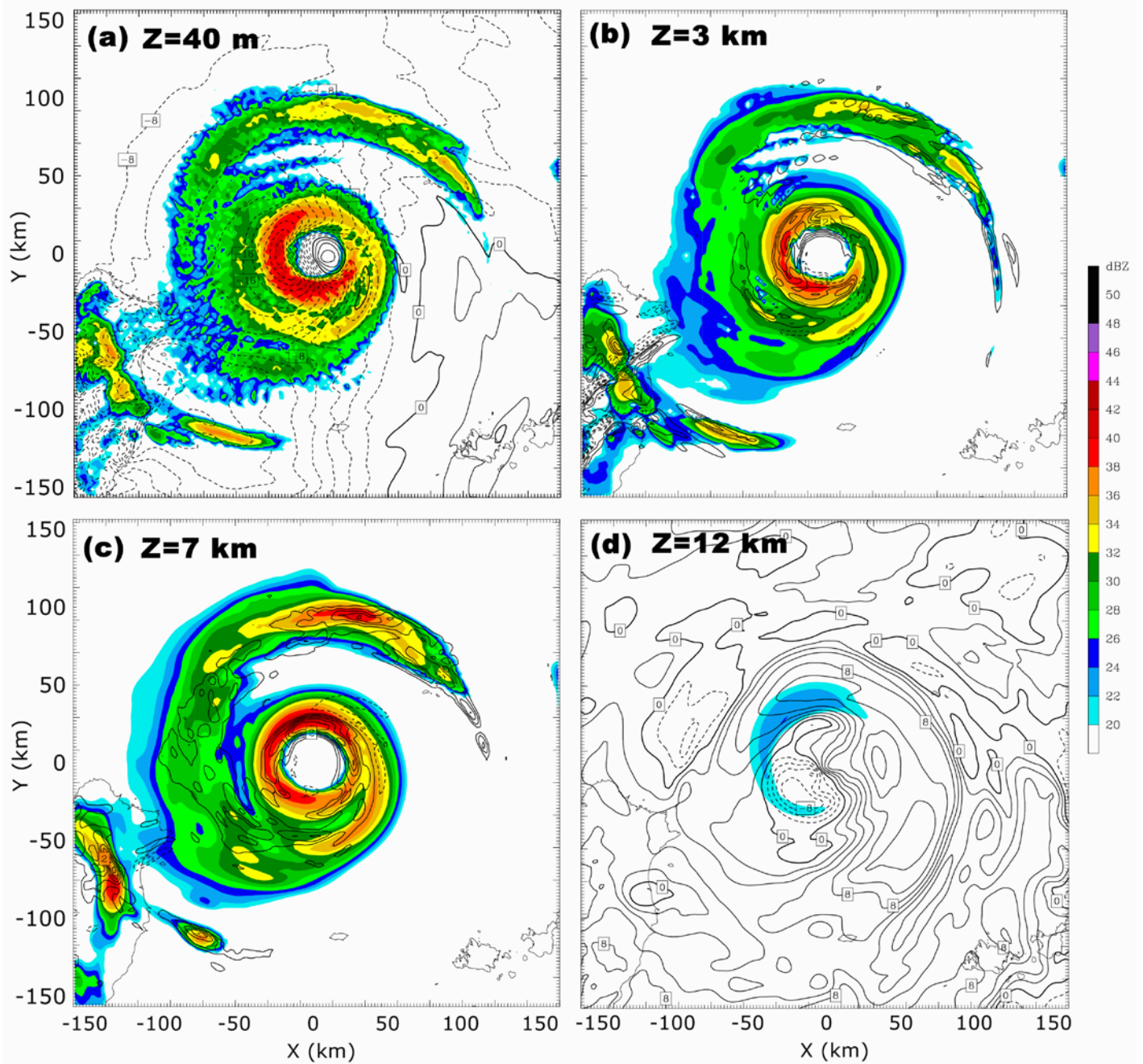


圖 2.8 一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬之納莉颱風，高度(a)40 公尺、(b)3 公里、(c)7 公里、(d)12 公里之水平剖面圖；陰影為雷達回波；等值線(a)和(d)為徑向風，負值為徑向入流，正值為外流，等值線間距為 2 m/s、(b)和(c)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ。

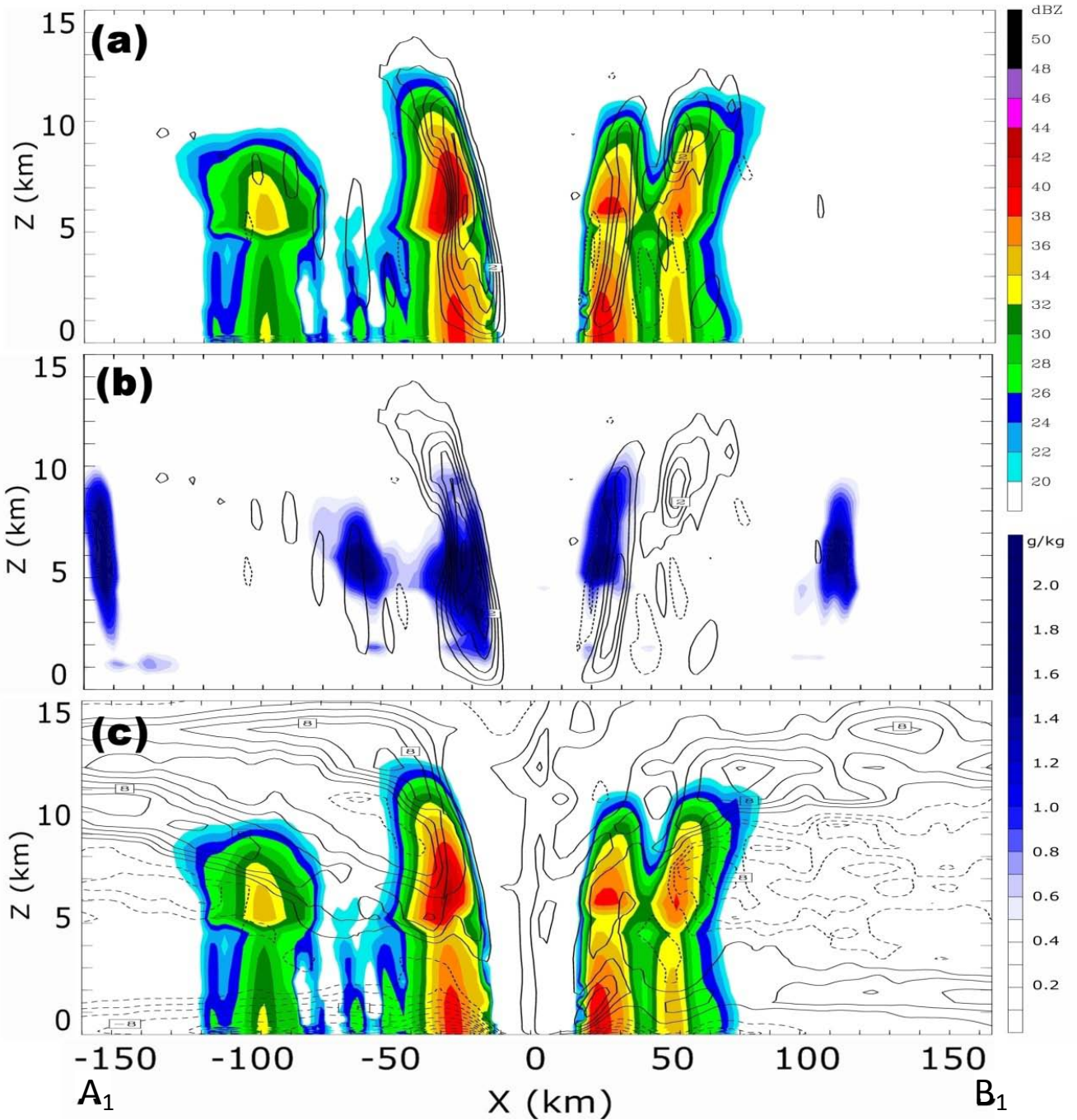


圖 2.9 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之 A_1B_1 剖線垂直分佈圖。陰影為(a)和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b) 為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速，等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ，雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。

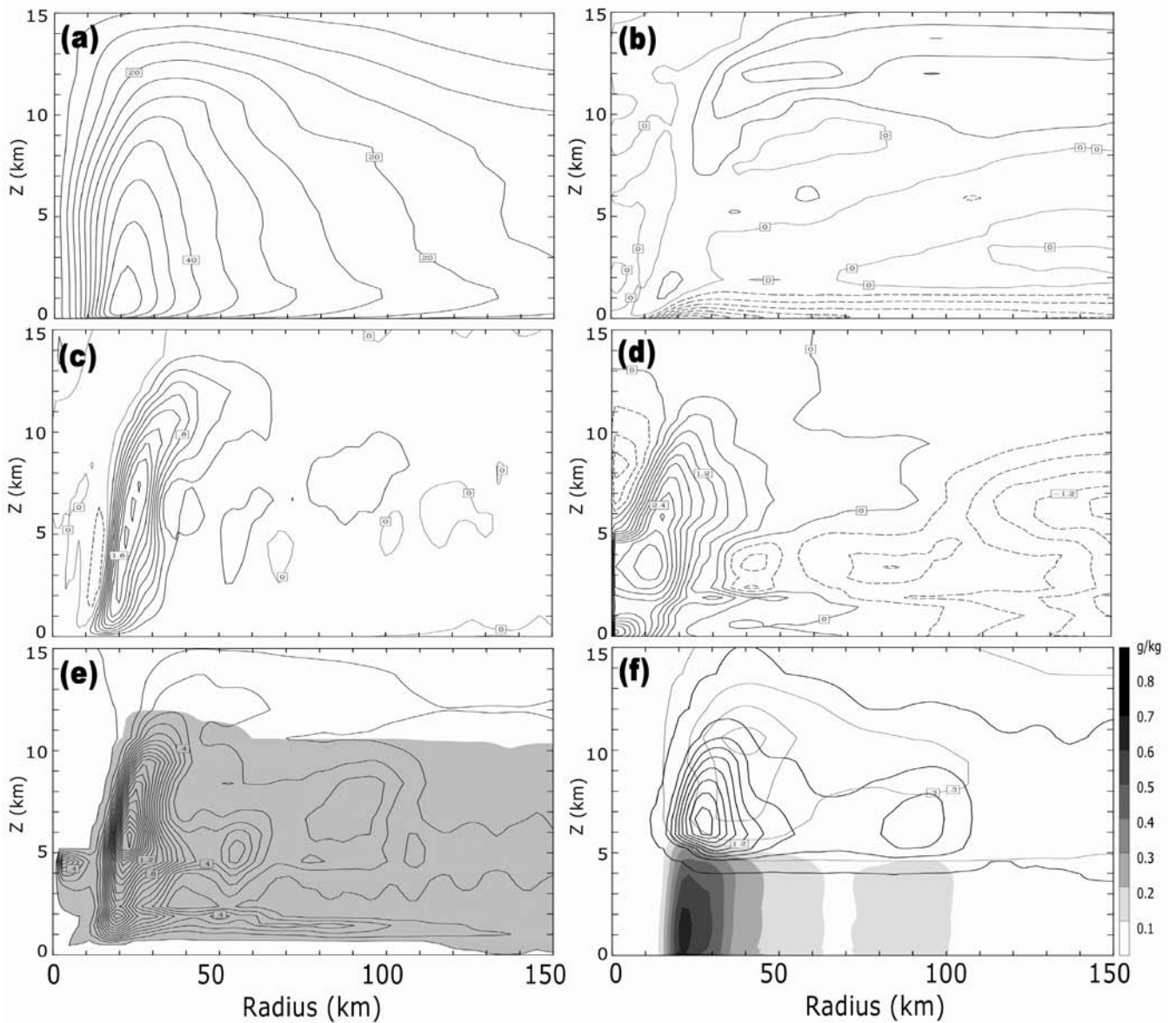


圖 2.10 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之(a)切線風，等值線間距 5 m/s、(b)徑向風，等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度，等值線間距 0.2 m/s、(d)水氣混合比減去網域平均，等值線間距 0.3 g/kg、(e)冰晶加雲水混合比，等值線間距 0.1 g/kg (額外加畫出 0.01 g/kg)、(f)雨水混合比 (陰影)、軟雹混合比 (黑實線)、雪混合比 (細黑線)，等值線間距 0.3 g/kg (額外加畫出 0.01 g/kg) 之方位角平均。

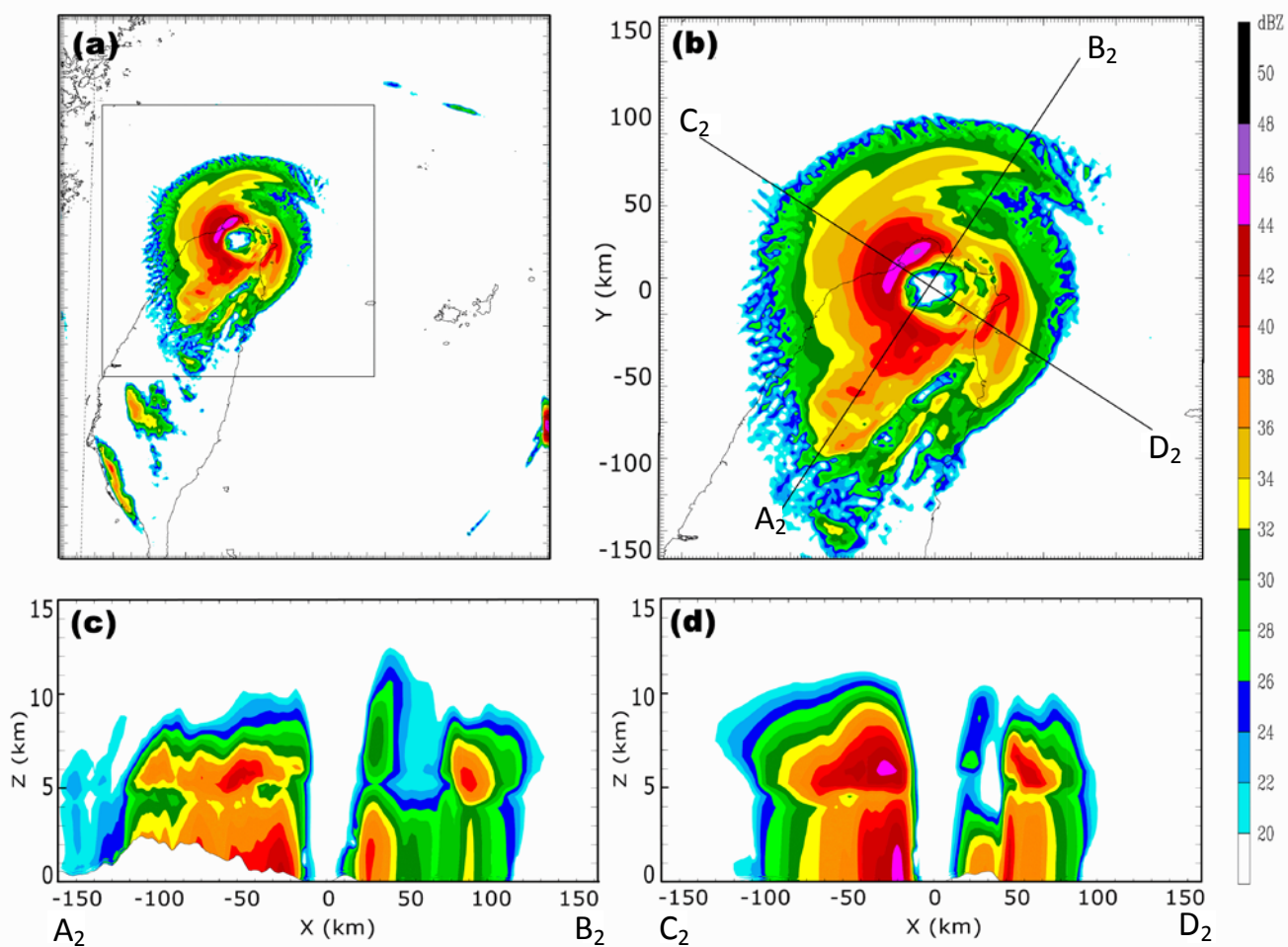


圖 2.11 一小時平均 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 模擬計算出之納莉颱風雷達回波圖。(a) 為雷回波 CV 圖、(b) 以颱風中心半徑 150 公里範圍之雷達回波 CV 圖、(c) 為沿著 (b) 之 A₂B₂ 剖線雷達回波垂直頗面圖、(d) 為沿著 (b) 之 C₂D₂ 剖線雷達回波垂直頗面圖。

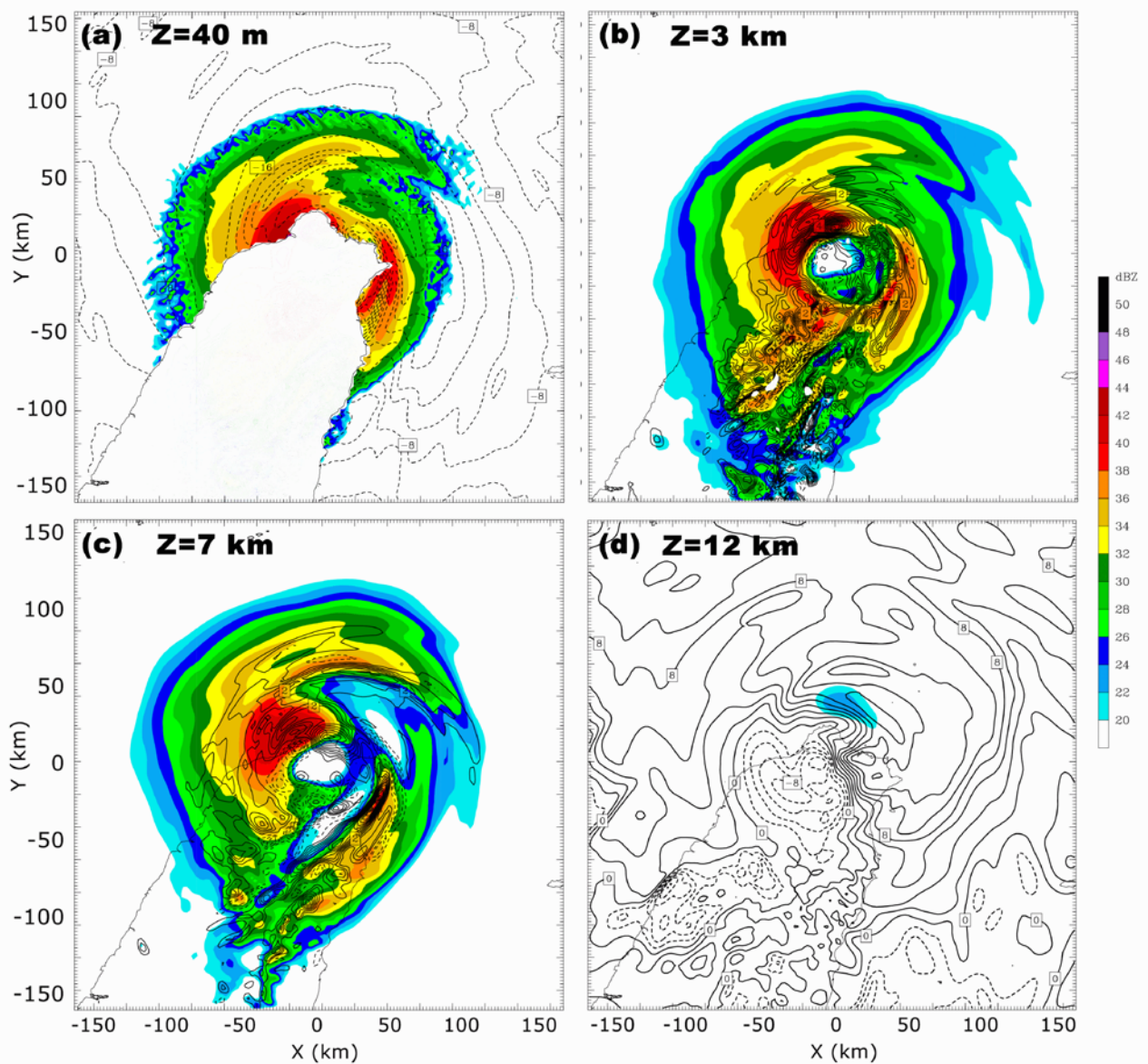


圖 2.12 一小時平均(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)模擬之納莉颱風，高度(a)40 公尺、(b)3 公里、(c)7 公里、(d)12 公里之水平剖面圖；陰影為雷達回波；等值線(a)和(d)為徑向風，負值為徑向入流，正值為外流，等值線間距為 2 m/s、(b)和(c)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ。

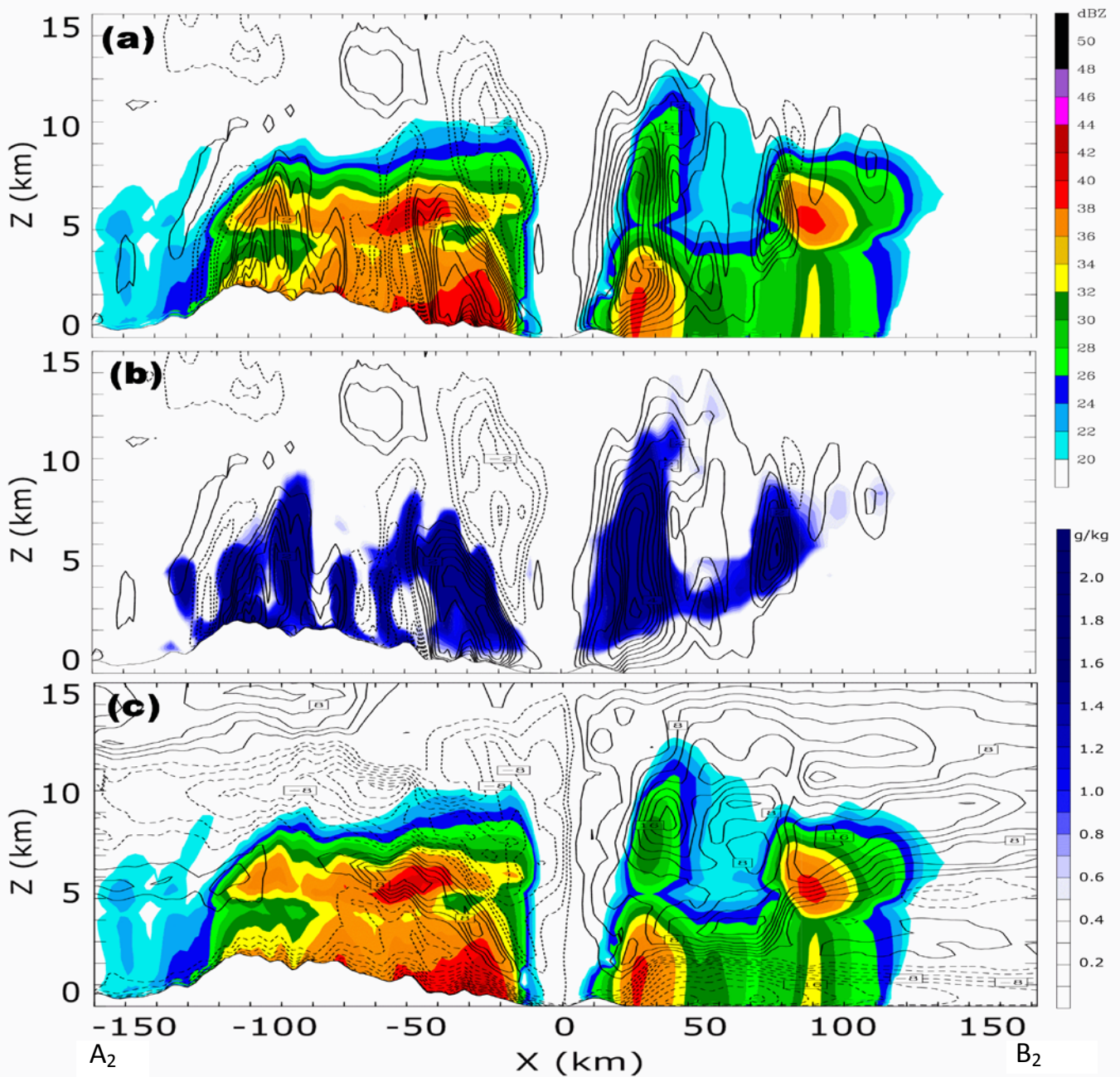


圖 2.13 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 之 A_2B_2 剖線垂直分佈圖。陰影為(a)和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b)為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速，等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ，雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。

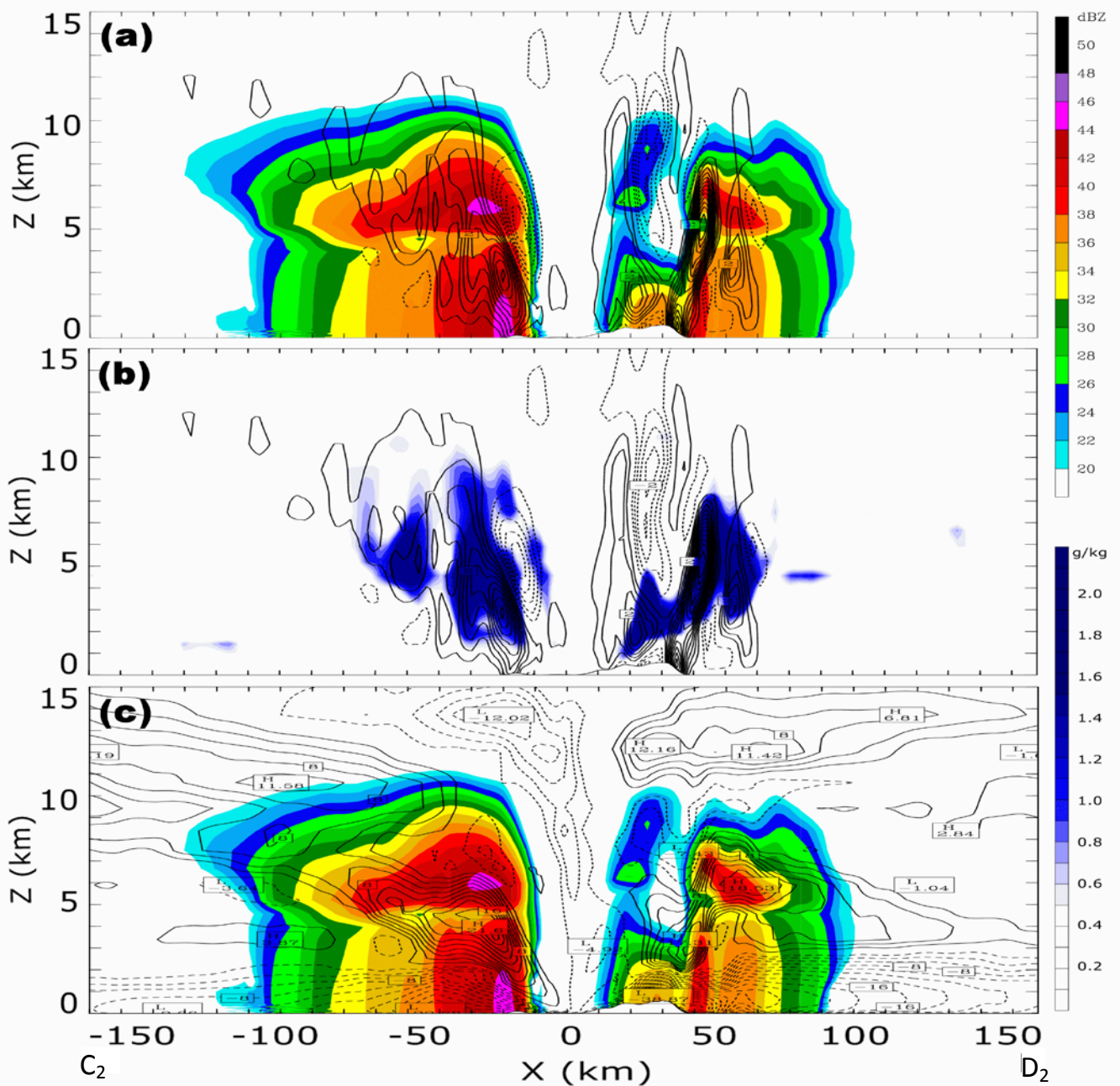


圖 2.14 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 之 C_2D_2 剖線垂直分佈圖。陰影為(a)和(c)為模式計算出之雷達回波 (dBZ)、(b)為雲水加冰晶之混合比。等值線(a)和(b)為垂直風速，等值線間距為 0.5 m/s、(c)為徑向風速，等值線間距為 2 m/s。橫軸 0 公里為颱風中心位置，回波強度的色階間距為 2 dBZ，雲水加冰晶混合比色階間距為 0.2 g/kg。

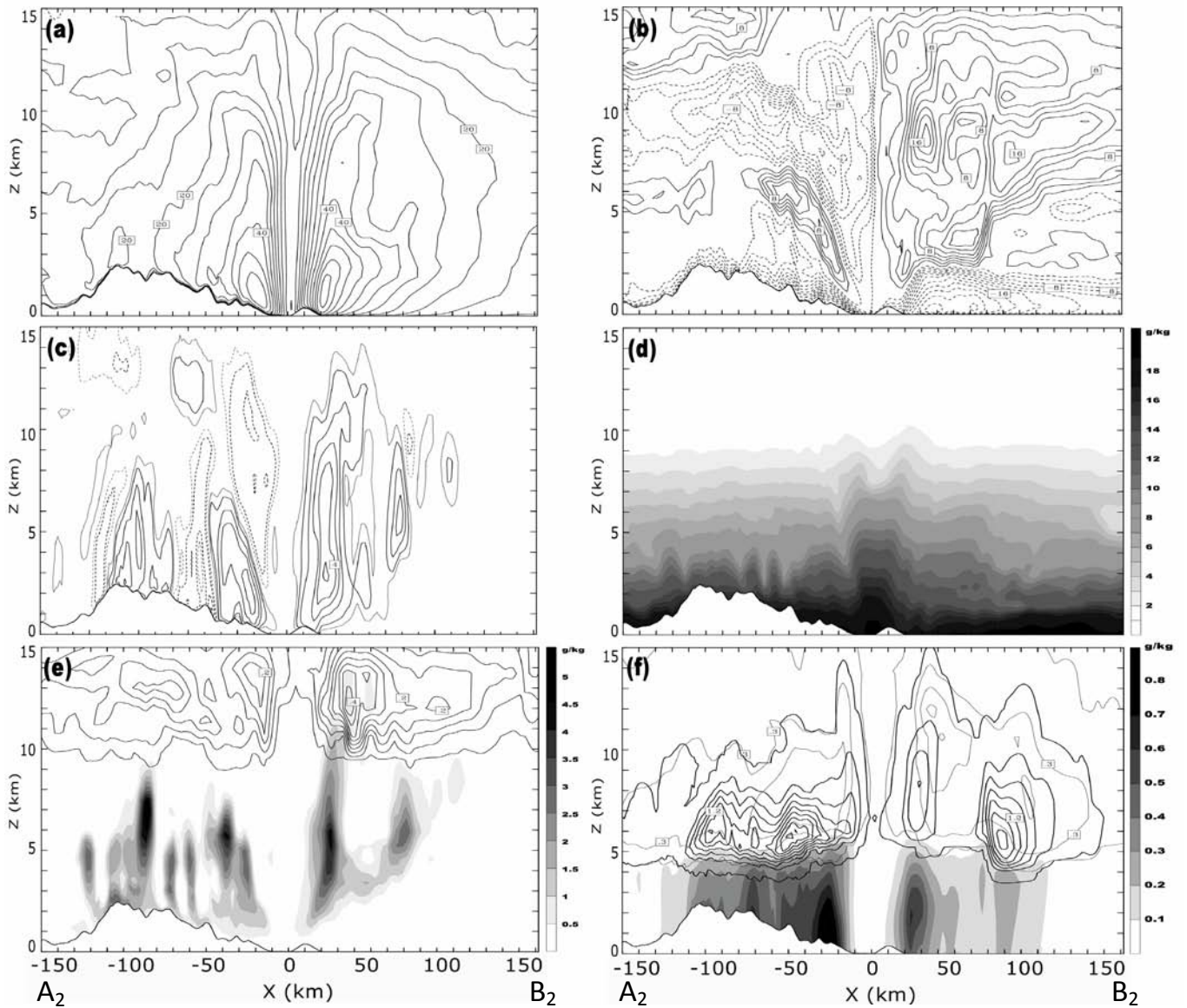


圖 2.15 模擬之納莉颱風一小時平均 (16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC) 沿 A_2B_2 剖線之(a)切線風, 等值線間距 5 m/s、(b)徑向風, 等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度, 等值線間距 0.5 m/s (額外畫出 0.25 m/s)、(d)水氣混合比, 陰影間隔 1 g/kg、(e)陰影為冰晶加雲水混合比, 陰影間距 0.5 g/kg; 等值線為冰晶混和比, 等直線間距 0.05 g/kg、(f)雨水混合比 (陰影)、軟電混合比 (黑實線)、雪混合比 (細黑線), 等值線間距 0.3 g/kg (額外畫出 0.01 g/kg) 垂直剖面圖。

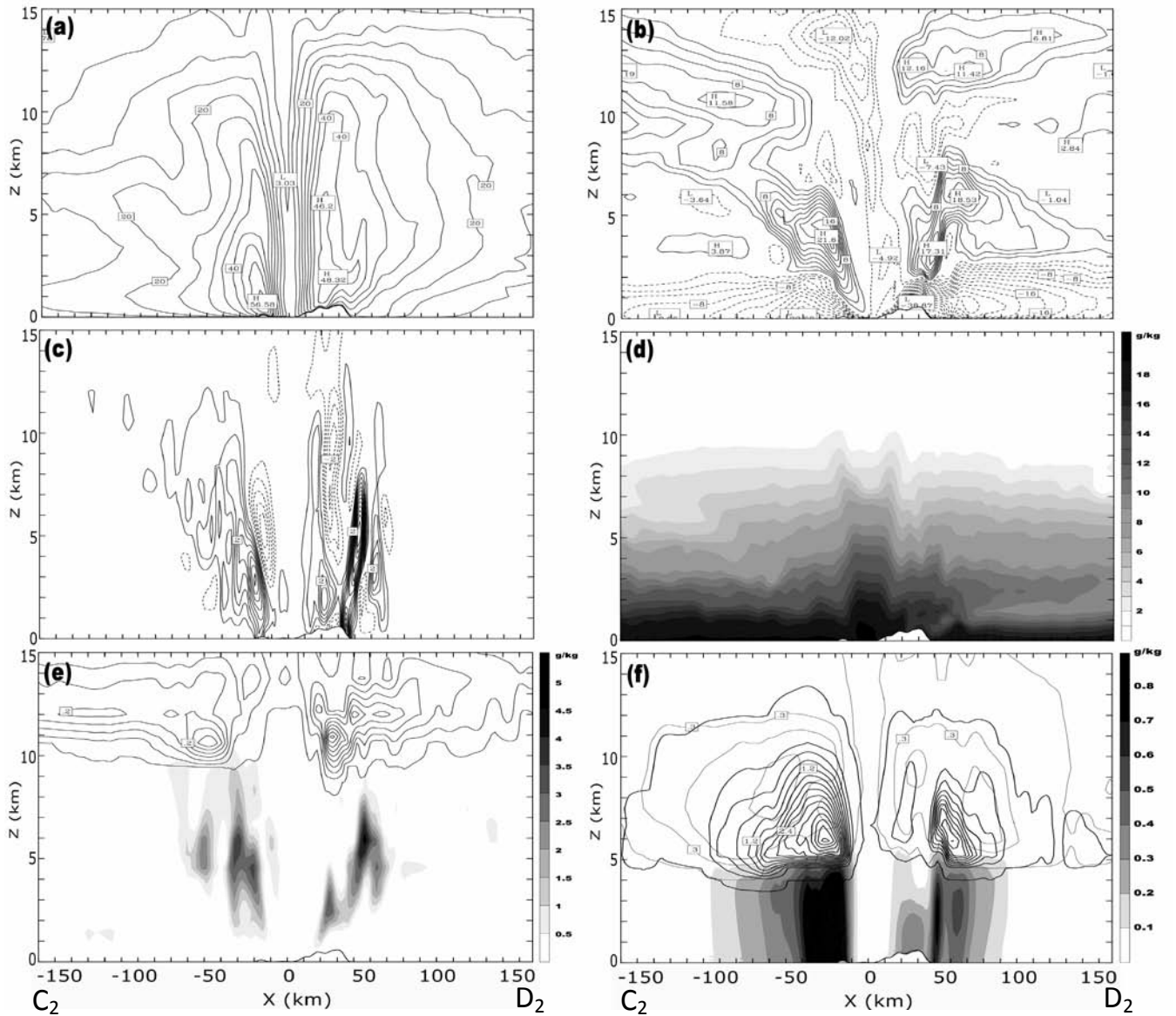


圖 2.16 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 沿 C_2D_2 剖線之(a)切線風, 等值線間距 5 m/s、(b)徑向風, 等值線間距 2 m/s、(c)垂直速度, 等值線間距 0.5 m/s (額外畫出 0.25 m/s)、(d)水氣混合比, 陰影間隔 1 g/kg、(e)陰影為冰晶加雲水混合比, 陰影間距 0.5 g/kg; 等值線為冰晶混和比, 等直線間距 0.05 g/kg、(f)雨水混合比 (陰影)、軟電混合比 (黑實線)、雪混合比 (細黑線), 等值線間距 0.3 g/kg (額外畫出 0.01 g/kg) 垂直剖面圖。

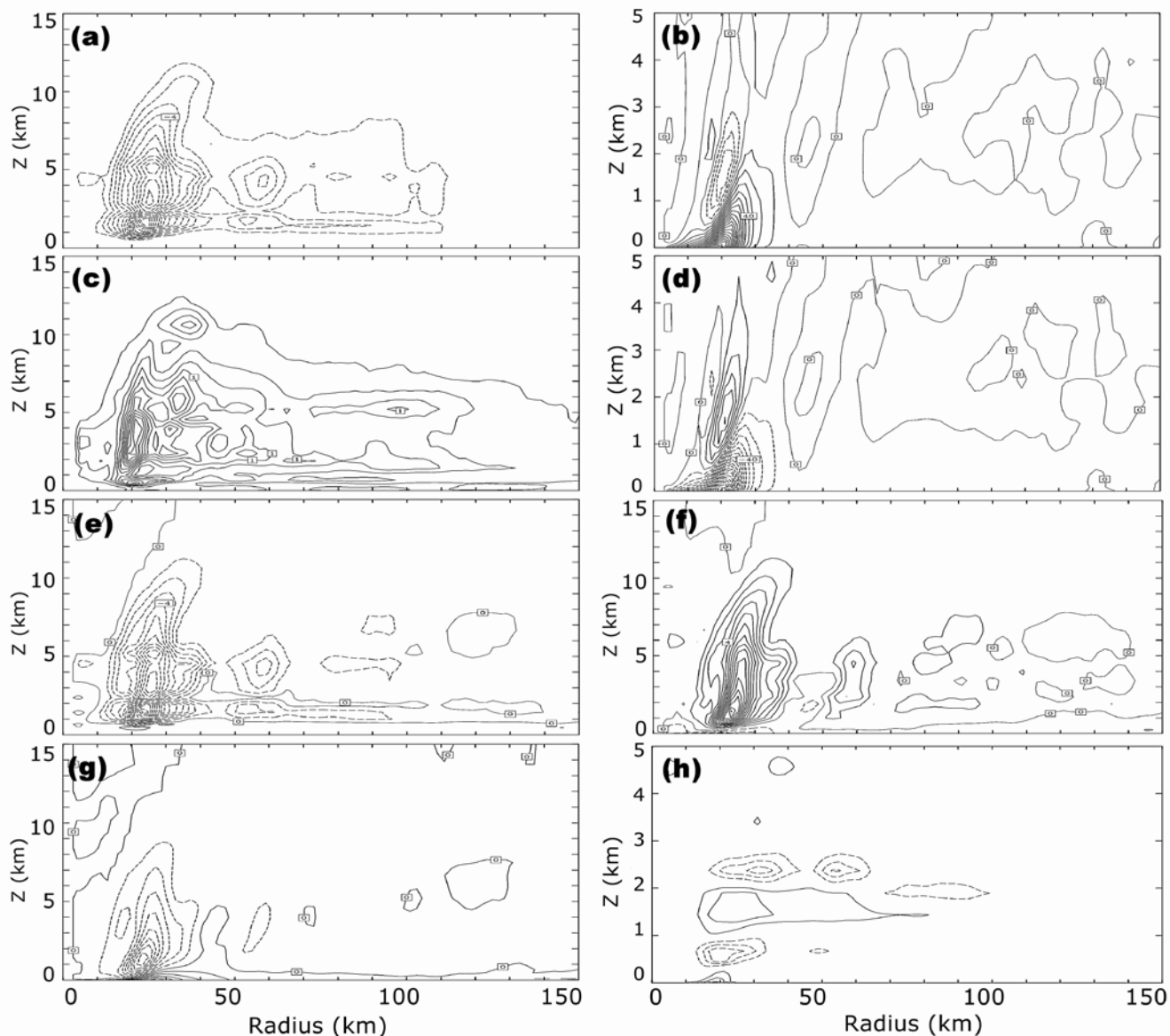


圖 4.1 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之水氣收支。(a)凝結率, 等值線間距 $1\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(c)蒸發率, 等值線間距 $0.25\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(b)水平通量輻合, 等值線間距 $10\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(d)垂直通量輻合, 等值線間距 $10\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(e)總凝結率[(a)+(c)], 等值線間距 $1\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(f)總通量輻合[(b)+(d)], 等值線間距 $1\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(g)輻散項, 等值線間距 $0.25\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 、(h)邊界層貢獻項, 等值線間距 $1\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ 之方位角平均。

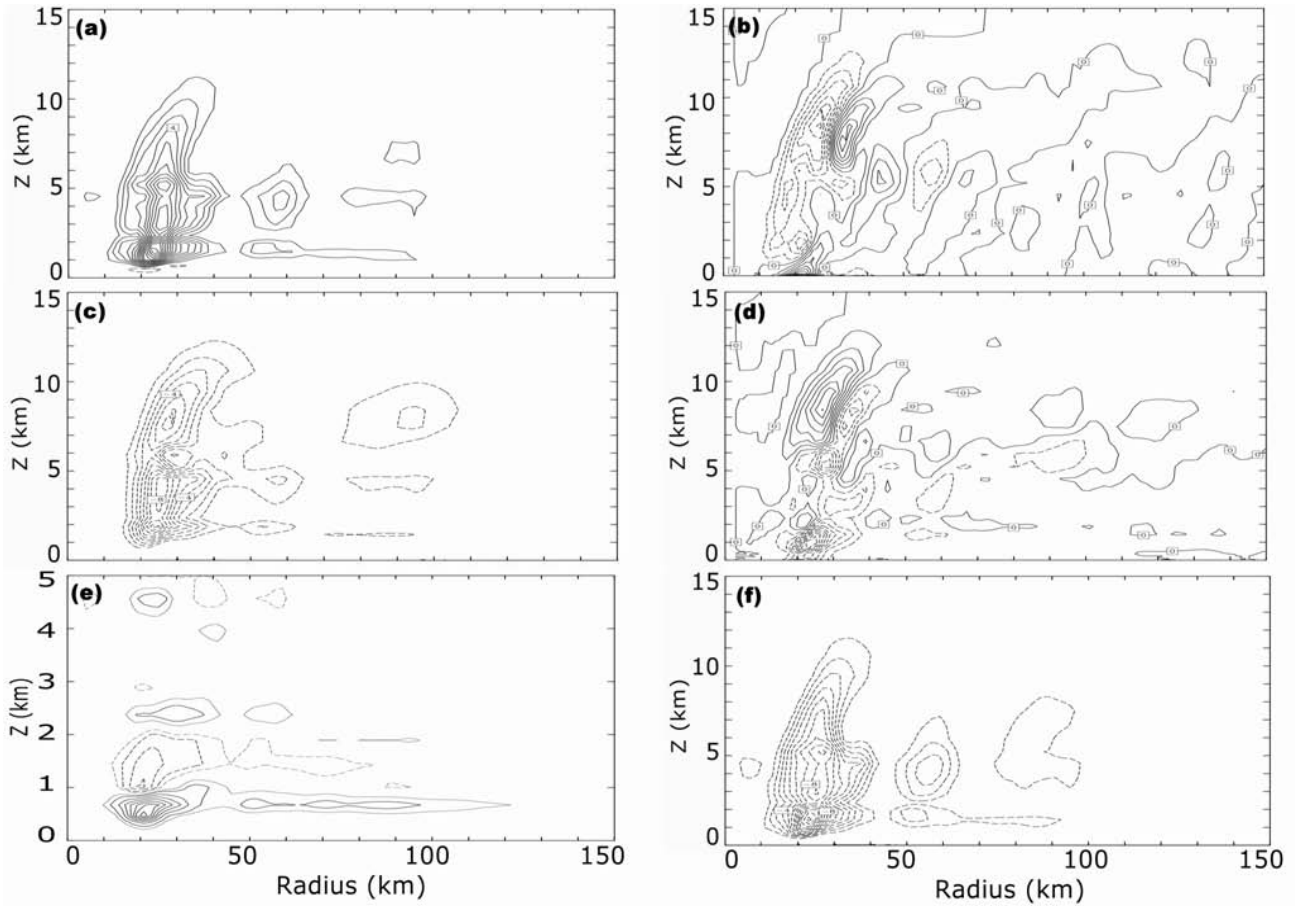


圖 4.2 模擬之納莉颱風一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 之雲水和降水收支。(a)淨凝結率 (凝結和凝華加蒸發和昇華), 等值線間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(c)掉落項, 等值線間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(b)水平通量輻合, 等值線間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(d)垂直通量輻合, 等值線間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(f)掉落項[(c)]加總通量輻合[(b)+(d)], 等值線間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(e)邊界層貢獻項, 等值線間距 $0.5 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$, 額外間距 $0.25 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 在正負 0.25 之間之方位角平均。

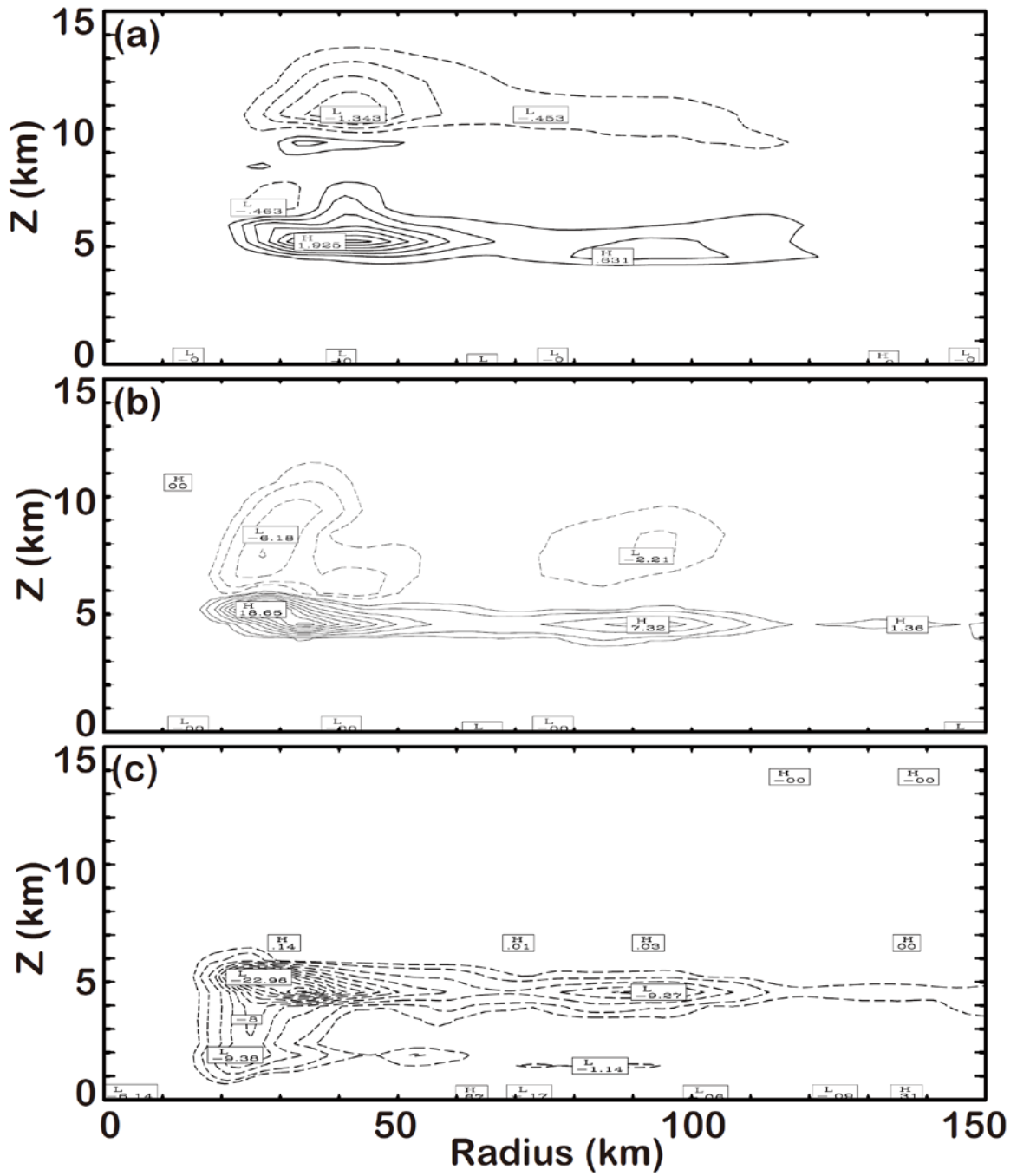


圖4.3 模式13-14小時時間平均且軸向平均之掉落項。(a)雪，等值線間距 $0.2 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 、(b)軟雹，等值線間距 $2 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ (額外間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$)、(c)雨，等值線間距 $2 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$ (額外間距 $1 \text{ g h}^{-1} \text{ m}^{-2}$)。

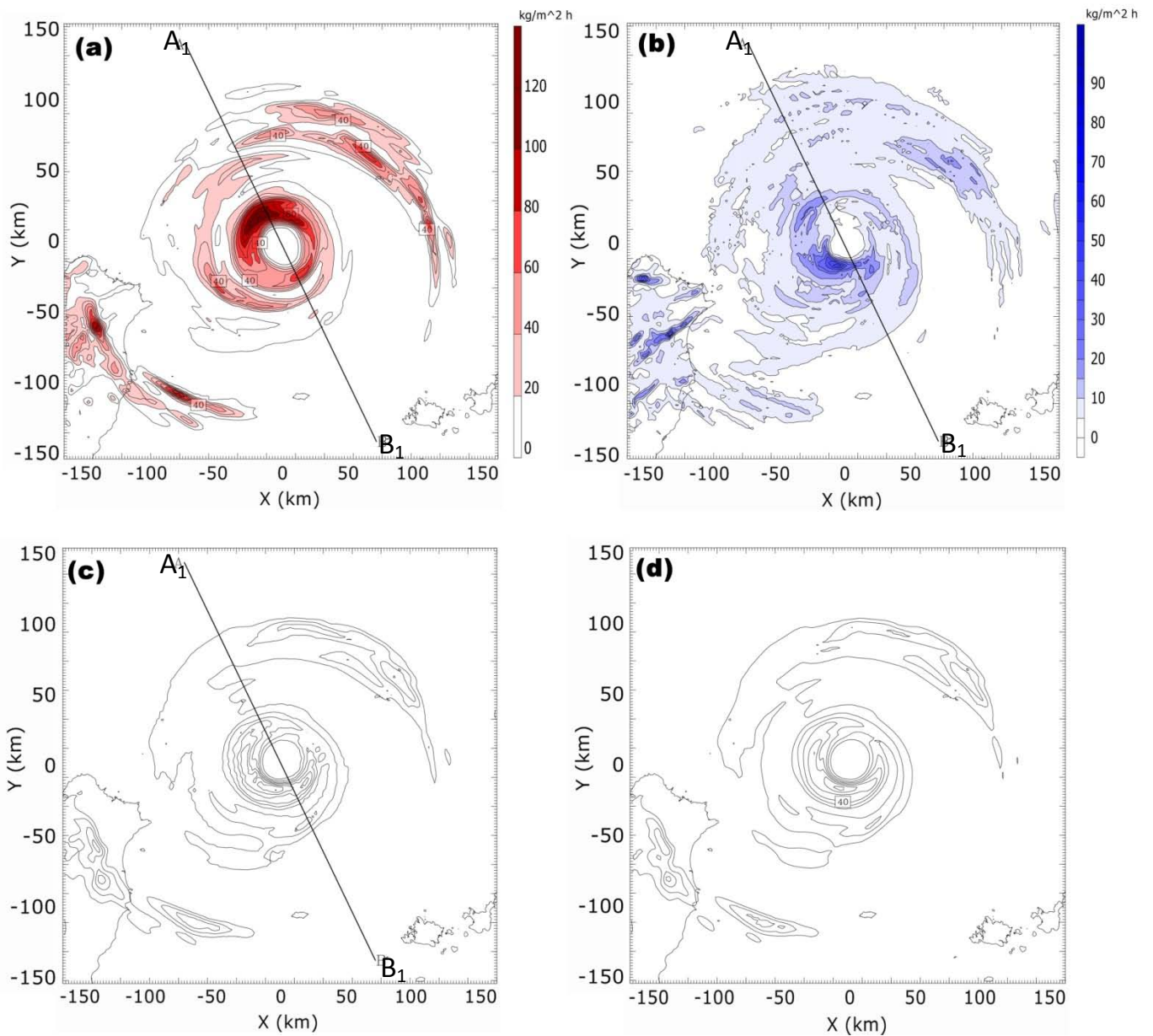


圖 4.4 一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬納莉颱風(a)凝結率、(b)蒸發率、(c)地表降水通量之垂直積分分佈圖、(d)一小時累積 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 雨量圖。

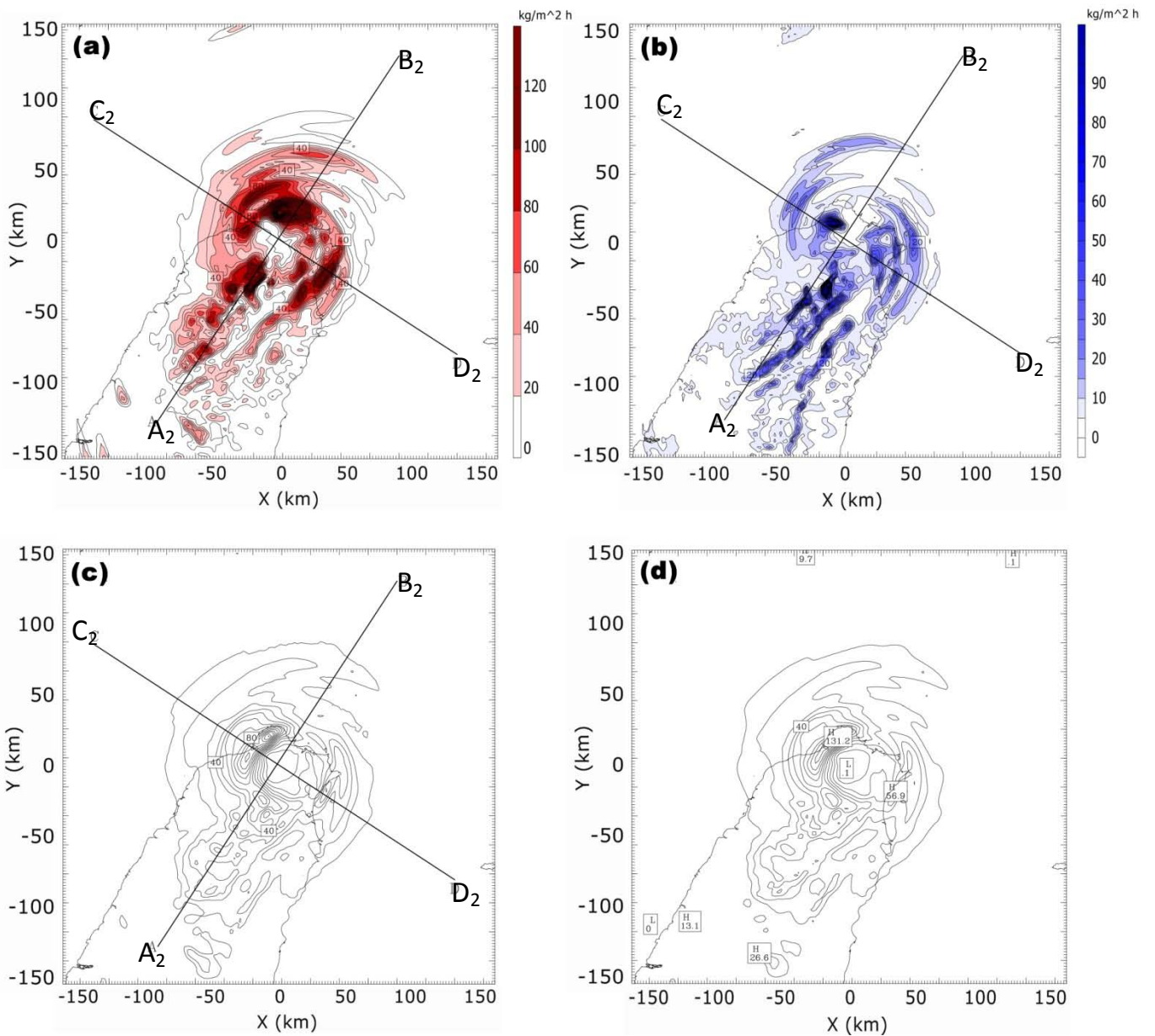


圖 4.5 一小時平均 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 模擬納莉颱風(a)凝結率、(b)蒸發率、(c)地表降水通量之垂直積分分佈圖、(d)一小時累積 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 雨量圖。

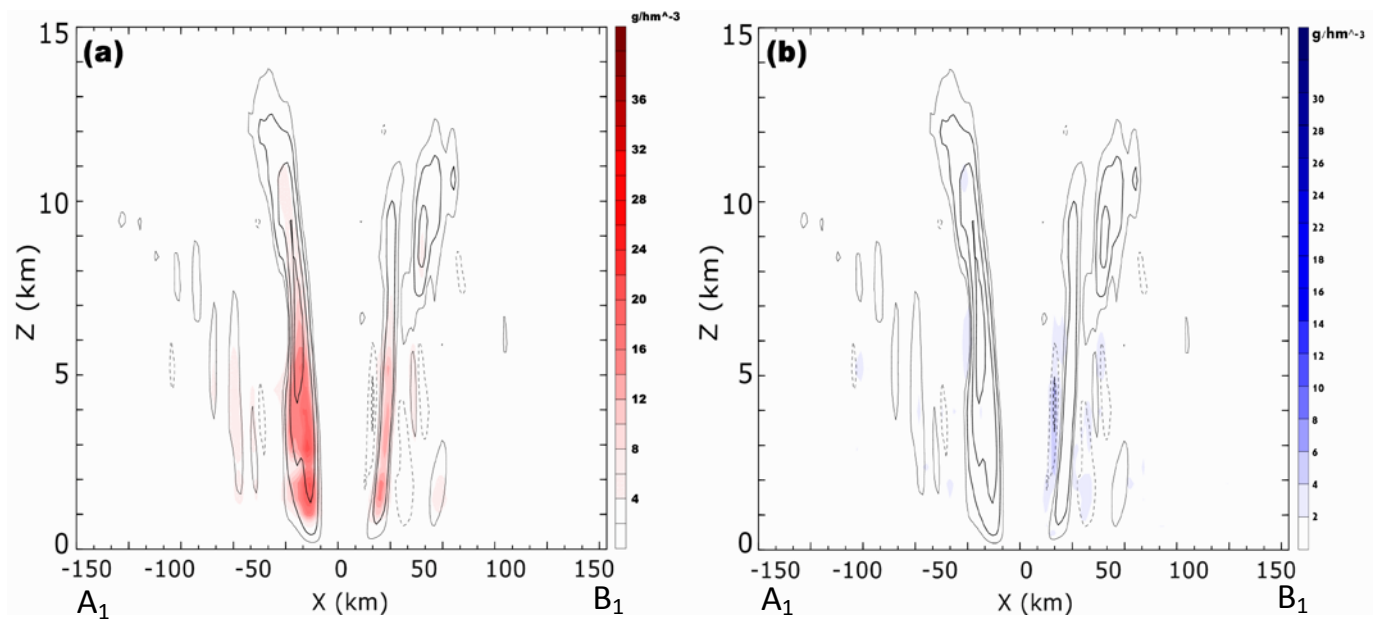


圖 4.6 一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬納莉颱風 (a) 凝結率、(b)蒸發率沿 A_1B_1 剖線之剖面圖。等值線為垂直速度，等值線間距為 0.5 m/s。

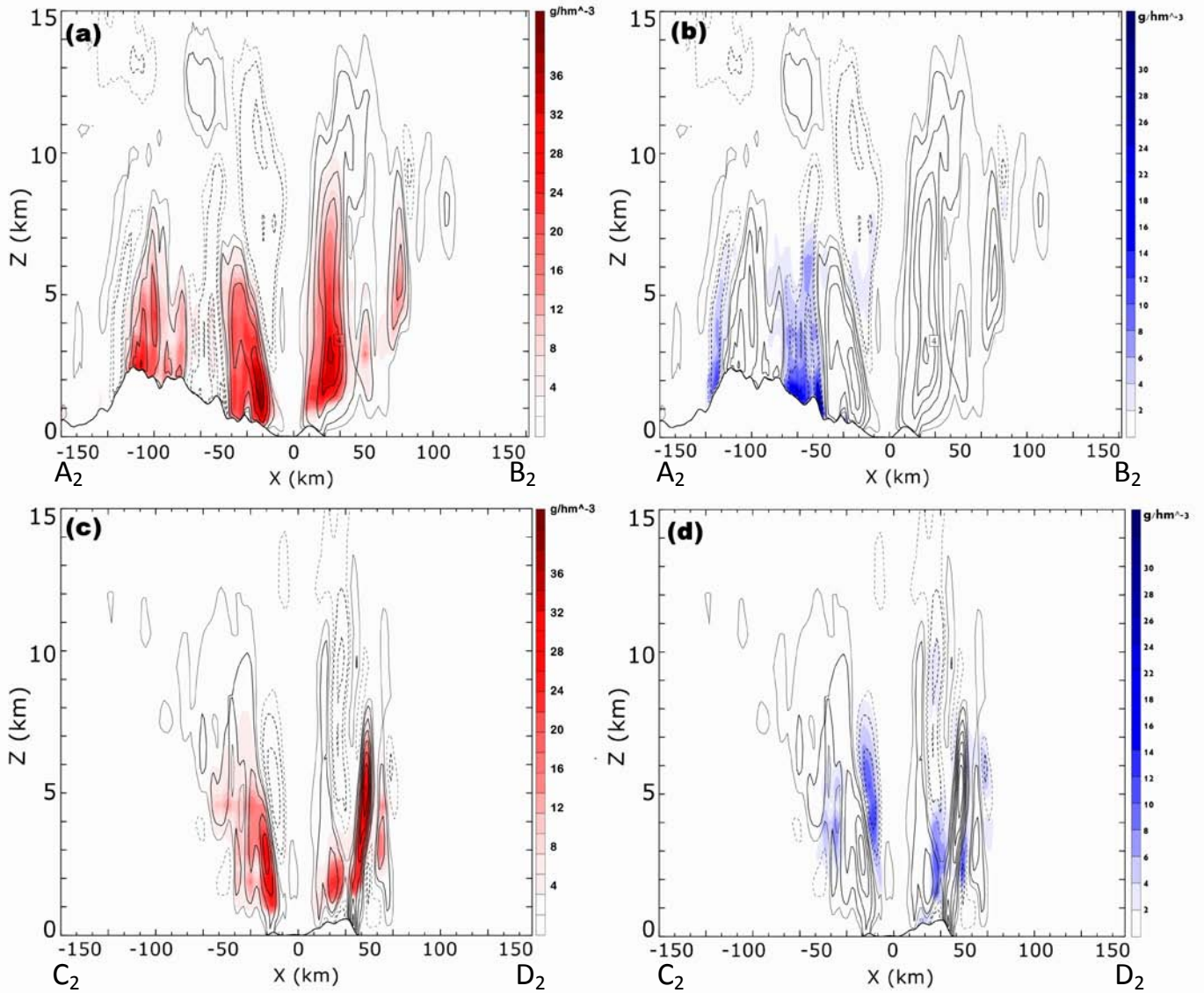
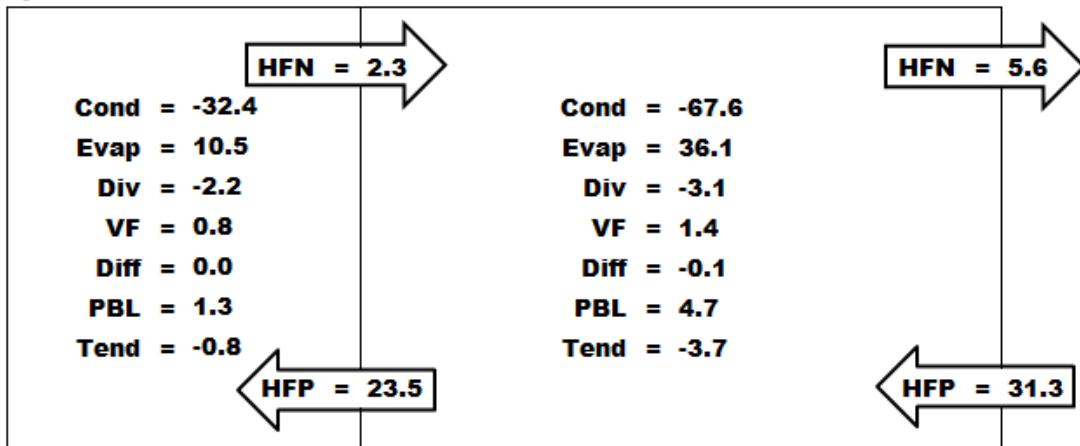


圖 4.7 一小時平均 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC) 模擬納莉颱風 (a) 凝結率、(b)蒸發率沿 A_1B_1 剖線之剖面圖。等值線為垂直速度，等值線間距為 0.5 m/s。

Water Vapor Budget

(a) Ocean



(b) Land

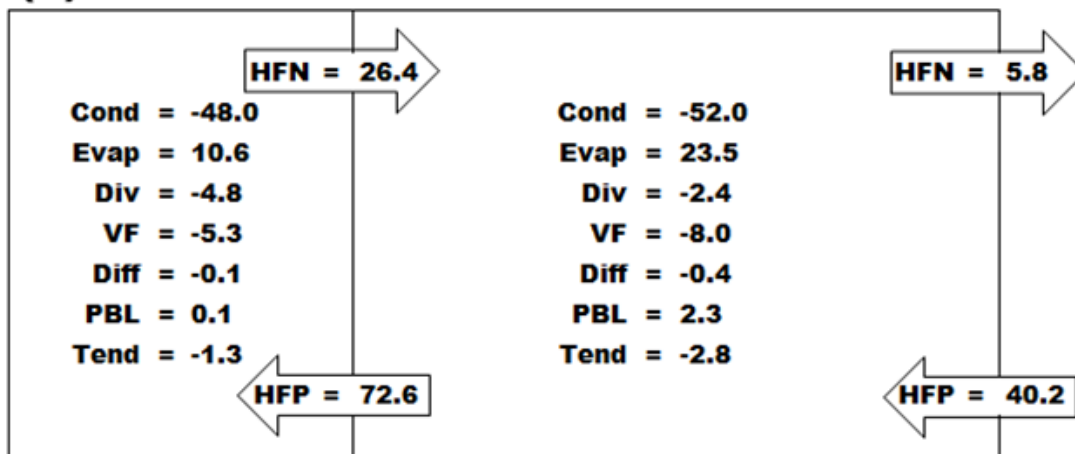
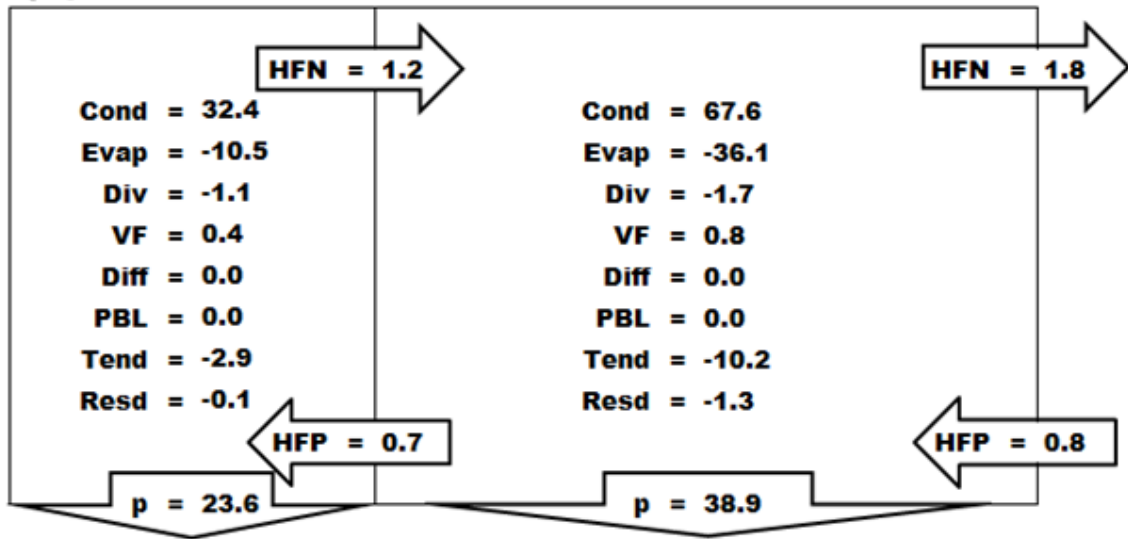


圖 4.8 納莉颱風(a)海上 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC)、(b)登陸 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 期間之水氣收支圖。左邊的區域代表內核區域(眼和眼牆, $R < 50$ 公里), 右邊的區域代表外部區域($50 \text{ 公里} < R < 150$ 公里)。各水收支項名稱及定義如表一所示。所有的水收支項皆除以其一小時時間平均之總凝結率 (海上: $7.41 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$; 登陸: $9.06 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$) 再乘上 100。

Liquid/Ice Water Budget

(a) Ocean



(b) Land

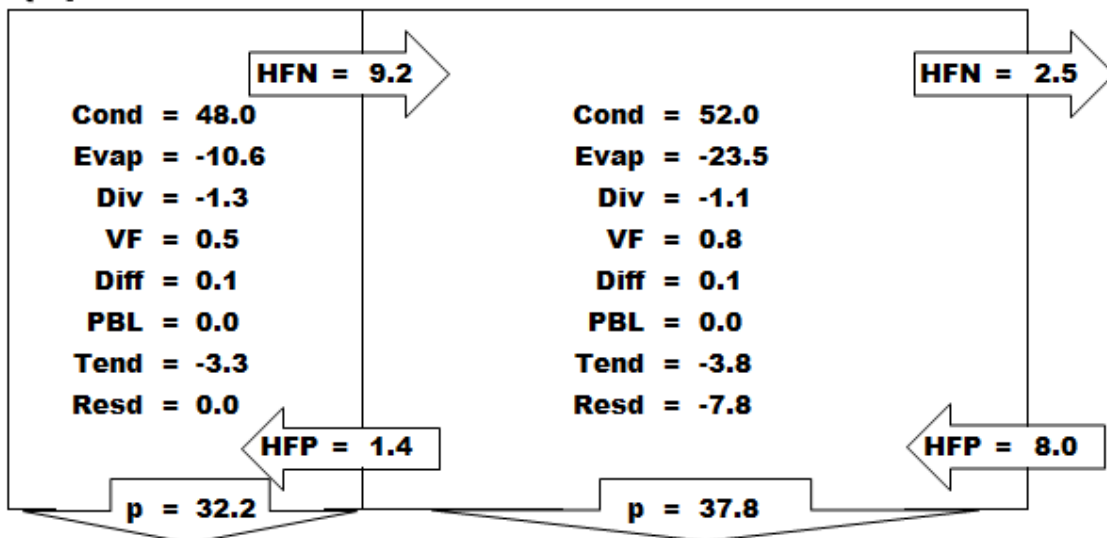


圖 4.9 納莉颱風(a)海上 (16 日 0100 UTC 至 16 日 0200 UTC)、(b)登陸 (16 日 1130 UTC 至 16 日 1230 UTC) 期間之雲水及降水收支圖。左邊的區域代表內核區域(眼和眼牆, $R < 50$ 公里), 右邊的區域代表外部區域($50 \text{ 公里} < R < 150$ 公里)。各水收支項名稱及定義如表一所示。所有的水收支項皆除以其一小時時間平均之總凝結率(海上: $7.41 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$; 登陸: $9.06 \times 10^{11} \text{ kg h}^{-1}$)再乘上 100。

CMPE

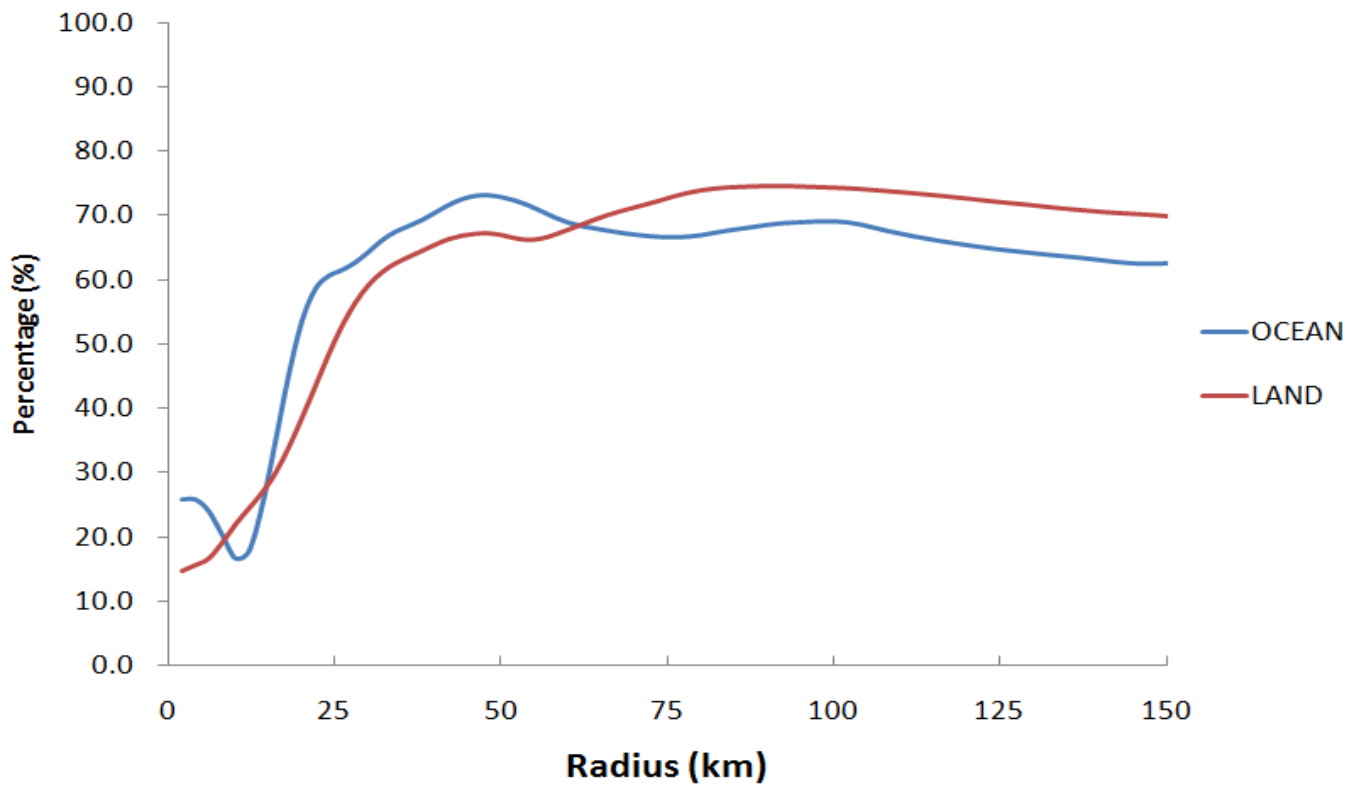


圖 4.10 納莉颱風體積隨半徑增加之雲微物理降水效率。藍色實線為颱風在海上期間(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC)，紅色實線為登陸時期 (16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)。橫軸為半徑，縱軸為百分比。

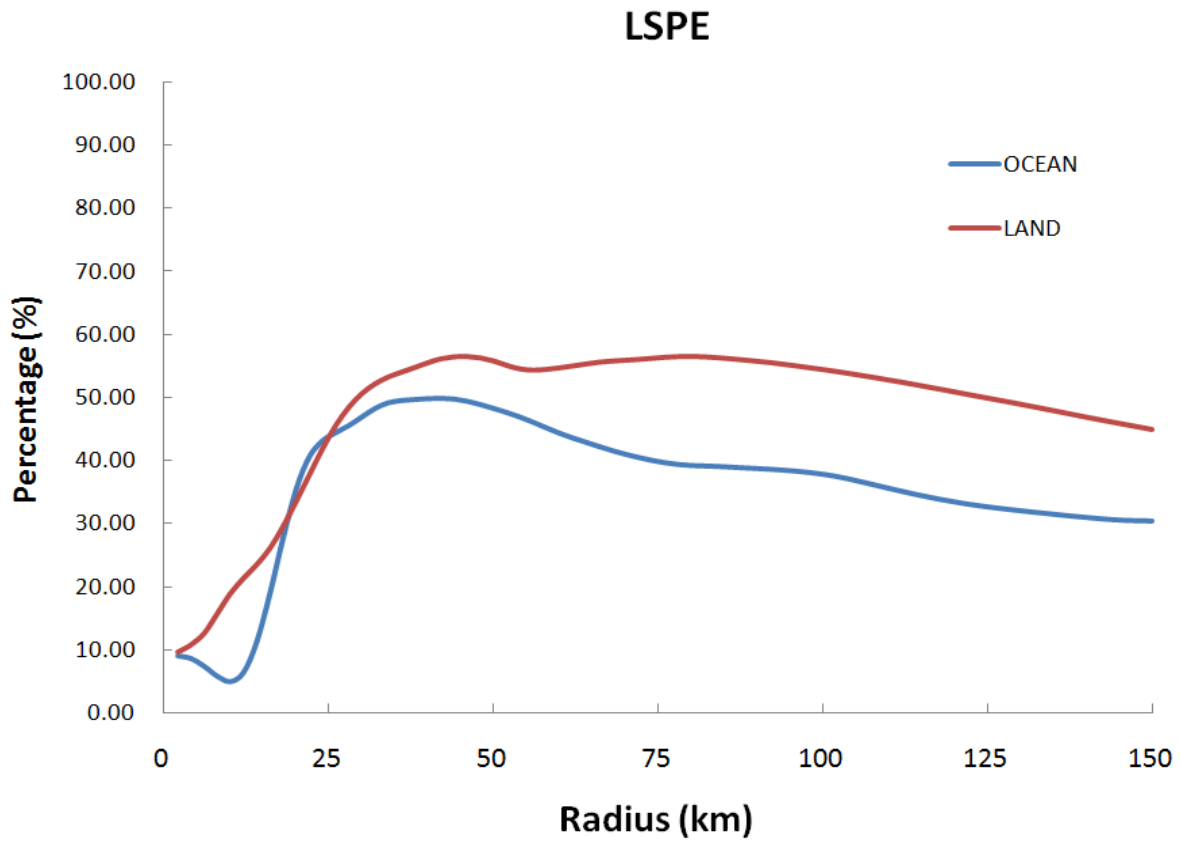


圖 4.11 納莉颱風體積隨半徑增加之大尺度降水效率。藍色實線為颱風在海上期間(16日 0100 UTC 至 16日 0200 UTC),紅色實線為登陸時期(16日 1130 UTC 至 16日 1230 UTC)。橫軸為半徑,縱軸為百分比。