

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

納莉颱風(2001)之位渦收支分析

研究生：林柏旭

指導教授：楊明仁 博士

中華民國一百年六月



國立中央大學圖書館

碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 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)

- ()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：_____
- ()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：_____ 林 柏 旭 _____ 學號：_____ 986201023 _____

論文名稱：_____ 納莉颱風(2001)之位渦收支分析 _____

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_100_年_7_月_21_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/paper.htm> 查閱下載。
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 林柏旭 研究生
所提之論文 納莉颱風(2001)之位渦收支分析
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 楊明仁 (簽章)

100 年 2 月 21 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 林柏旭 研究
生所提之論文 納莉颱風(2001)之位渦收支分析
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

吳俊傑

委

員

黃清勇

楊明仁

李永昌

中華民國 100 年 7 月 21 日

摘 要

熱帶氣旋是個具有強烈的旋轉氣流且伴隨著旺盛對流雲系的暖心低壓系統，而由於位渦這個物理量同時結合了動力以及熱力因子，且在絕熱無摩擦的條件下具有保守的特性，故用它來分析熱帶氣旋變化會是個相當好的物理量。近年來有不少與熱帶氣旋位渦相關的研究，但採用位渦收支(Potential Vorticity Budget)對實際颱風個案進行診斷分析的研究並不多。因此，分析位渦收支可以解析出颱風登陸過程中何種動力及熱力過程之演變，而臺灣的陡峭地形又會對位渦收支造成何種影響，是值得探究的課題。

本研究參考 Pedlosky(1987)及 Schubert et al.(2001)，得出一非靜力可壓縮之位渦收支方程式，針對 Yang et al.(2008)利用 PSU/NCAR MM5 數值模式模擬納莉(2001)颱風所輸出之高時間、空間解析度的模式輸出，進行位渦診斷分析，來探討納莉颱風從海上到登陸臺灣過程中的位渦收支之變化情形。隨後修改臺灣地形高度，分別透過(1)移除臺灣地形的敏感度實驗，以及(2)進一步將地面替換為純海洋的敏感度實驗，來討論臺灣地形及陸地對位渦收支的影響。

從控制組實驗的模擬結果來看，納莉颱風在尚未登陸前其位渦分佈呈現一典型成熟熱帶氣旋的分佈型態，颱風登陸瞬間由於地形的影響使其對流增強及眼牆收縮。在位渦收支分析的結果中，水平平流作用會將位渦順著颱風環流傳遞，並隨著徑向入流將位渦帶入颱風內核區域，垂直平流會將於低層經由潛熱作用所生成的位渦向上傳遞，平流作用僅扮演著於三度空間中使位渦重新分佈的角色。潛熱作用項在低層中是位渦的主要貢獻項，而在中高層則是位渦的主要消耗項。摩擦項之影響僅在低層較為顯著，但由於此項中包含了亂流混合以及邊界層摩擦力的作用，故並不一定是造

成位渦的負貢獻。

在地形敏感度的實驗結果中，若將臺灣地形移除，則颱風在登陸後摩擦作用項於近地面會產生明顯的負貢獻，顯示地表摩擦力的影響，同時在該處潛熱加熱項也會使位渦生成；與控制實驗相比，臺灣地形的存在會使摩擦項影響較大，且並不一定是對位渦造成負貢獻，而由潛熱加熱項所生成的位渦也較多，故可得知臺灣地形的存在對於摩擦作用項來說，可能會加強低層的亂流混合，從而導致位渦的增加。此外，臺灣地形及地表摩擦力的存在都能夠促使對流發展，進而使位渦增強。在此無臺灣地形的免感度實驗中，隨著颱風繼續進入陸地，低層的位渦環會逐漸消失，相較於純海洋實驗中則沒有此現象，由此我們可以發現海表面通量是維持颱風內核位渦環存在的重要要素之一。當颱風離開臺灣再次進入海洋時，不對稱的潛熱加熱作用會使颱風重新形成一多邊形的位渦環，並可能使颱風路徑出現小幅度的擺線震盪。

The Potential Vorticity Budget of Typhoon Nari (2001)

ABSTRACT

Potential Vorticity (PV) is a quantity that combines both dynamic and thermodynamic information, and it is conserved under the adiabatic and frictionless condition. Therefore it is suitable for analyzing tropical cyclones' (TC) dynamic. In recent years, there have been considerable studies between TCs and the PV. However, it appears that only a few studies using the potential vorticity budget to analyze a real TC case. Thus, what kind of dynamical / thermodynamical interaction processes could be obtained from the PV budget analysis, and what phenomena will be caused by the steep topography of Taiwan are worthy of study.

A compressible nonhydrostatic PV budget equation, derived base on Pedlosky (1987) and Schubert et al. (2001), is used here to gain insights into the PV budget evolution of a typhoon from its oceanic stage to landfall stage. The budget is conducted using high spatial resolution (2-km horizontal grid size) hourly outputs from Yang et al. (2008), in which the Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research Fifth Generation Mesoscale Model was used to simulate Typhoon Nari (2001) and reproduced reasonably-well results as verified against observations. Subsequently, a series of terrain-sensitivity tests were performed to examine the effect of Taiwan's topography on PV budget.

When Nari was located on the ocean, its PV distribution exhibited the typical feature in a mature oceanic TC. By the time of landfall, its eyewall was contracted and convection was intensified due to the topography. From the budget perspective, PV was redistributed via horizontal and vertical advectons.

Latent heating term accounted for major PV generation in lower levels during the oceanic and early landfall stage. And it also acts as a major PV sink term at mid-upper levels. The friction term included both effects of eddy mixing and surface friction; hence, it did not just act as a PV sink term.

In the terrain-sensitivity experiments, if the Taiwan topography was removed, the friction term began to reduce PV over the Taiwan area in lower levels, which was opposed to that for the full-terrain run. As a result, the existence of Taiwan topography could enhance vertical eddy mixing. When comparing latent heating term and friction term, it is evident that both the Taiwan topography and surface friction are prone to trigger convection, releasing more latent heat and leading to the increase of PV. And the cut-off of ocean fluxes such as sensible heat and latent heat flux will cause the dissipation of the PV ring. In the no-terrain experiment, after the typhoon moves into the ocean again, a larger new PV ring formed. The asymmetry latent heating effect occurred on the land-sea interface not only contributed to the formation of this new PV ring, but make this new PV ring became polygonal as well. This phenomenon may also be a reason that causes the typhoon move in a trochoidal manner afterward.

誌 謝

約莫十八年的求學生涯，在這蒼松鬱鬱的中央就佔了六年的光景，而現在最有挑戰性的研究所生涯差不多也要在闔上這份論文時告一段落了。

在此要特別感謝楊明仁老師於這段期間的耐心指導，讓我學到不少專業知識並培養了嚴謹的研究態度，也謝謝老師願意給我機會嘗試這個題目。還有要感謝李永安老師、黃清勇老師與吳俊傑老師在口試時所提出的寶貴意見，以及商文義老師於研究生研討會上替我指出的一些盲點，讓我的論文能更臻完備。也謝謝在中央這六個年頭裡曾經教過我的老師們。

同時也要謝謝我的家人，尤其是辛苦的老爸老媽，讓我可以專注於研究上而沒有後顧之憂。再來是要謝謝實驗室裡一起拼畢業、一起瞎扯的好夥伴 Q 毛，以及在模式、繪圖和系統管理上對我傾囊相授的登舜學長、炯瑞學長與小毛學姐，還有一手包辦大小行政工作的惠琪學姐，謝謝大家的協助，讓我的碩士生涯得以如此順遂。

另外我想對大物所 100 級的 22 位同學們說，謝謝你們讓我可以很自豪的跟別人炫耀我們即便是到了研究所仍然可以有著這麼強的向心力，我們的研究所生活是多麼的五彩繽紛，而非成天埋首於書堆之中。最後，也謝謝大氣系 98 級的好朋友們，雖然大家都已經畢業兩年了，但在像是畢業典禮這樣的重要活動上，仍舊是看得到這麼多人會回來真的很令人感動，中央的確是個充滿人情味的地方。

雖然這份論文可能不若兩年前想像中的那麼美好，但在這些日子裡，我所得到的的是對自己的肯定以及認識了很多很多的好朋友，還有滿滿的回憶，我想如此業已足夠。

目 錄

中文摘要	i
英文摘要	iii
誌謝	v
目錄	vi
圖目錄	vii
符號說明	xii
一、	緒論.....	1
1-1	前言.....	1
1-2	文獻回顧.....	1
1-3	研究動機.....	4
二、	模式設定與資料來源.....	5
2-1	模式簡介.....	5
2-2	模式設定.....	5
2-3	資料來源.....	6
2-4	對照組實驗設計.....	7
三、	研究方法.....	8
3-1	位渦收支方程式.....	8
四、	模擬結果.....	11
4-1	位渦分佈時序變化.....	11
4-2	位渦收支分析.....	13
4-2-1	平流作用項.....	13
4-2-2	潛熱作用項.....	14
4-2-3	摩擦作用項.....	15
4-3	地形敏感度實驗.....	16
4-3-1	位渦分佈時序變化.....	16
4-3-2	位渦收支時序變化：摩擦作用項.....	17
4-3-3	位渦收支時序變化：潛熱作用項.....	17
4-4	地形敏感度實驗：颱風出海後之變化情形.....	18
五、	結論與未來展望.....	19
5-1	結論.....	19
5-2	未來展望.....	21
參考文獻	23
附錄一	26
附錄二	29

圖 目 錄

- 圖 2.1 :** 納莉颱風 (2001) 路徑比較圖。黑線為中央氣象局 (Central Weather Bureau; CWB) 的最佳路徑, 每點的時間間距為 12 小時; 紅線為 MM5 模式模擬出的颱風路徑, 每點時間間距為 6 小時。摘自 Yang et al. (2008)。.....32
- 圖 2.2 :** 納莉颱風強度比較圖。(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, 紅線為模式模擬資料。模擬時間從 9 月 15 日 1200 UTC 到 9 月 19 日 0000 UTC。摘自 Yang et al. (2008)。.....32
- 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 納莉颱風之最佳路徑圖。摘自 Yang et al. (2008)。.....33
- 圖 4.1 :** 各實驗所模擬出來的颱風路徑, 紅線為 CTRL Run、綠線為 NT Run、藍線為 Ocean Run 之結果, 颱風中心在三個實驗中分別於 22hr/20hr/20hr 時登陸, CTRL Run 僅放上前 40 小時之結果。.....34
- 圖 4.2 :** (a) 各實驗所模擬出來的颱風中心最小海平面氣壓; (b) 為中心近地表最大風速, 紅線為 CTRL run, 綠線為 NT run, 藍線為 Ocean run, 藍色虛線處為第 20 小時(此時 NT Run 與 Ocean Run 颱風中心登陸臺灣), 紅色虛線處為第 22 小時 (此時 CTRL Run 颱風中心登陸臺灣)。.....34

- 圖 4.3： 為 CTRL Run 於模擬時間第 18 小時（登陸前四小時），分別於 (a)1.5、(b)5.4 公里高處的水平位渦分佈圖，以及其(c)沿颱風移動方向所切出之垂直剖面，色階為位渦值（單位為 PVU， $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ），等值線為虛位溫（單位為 K，等值線間距 1K，圖 c 中之等值線間距為 10K），粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之最大風速半徑(Radius of Maximum Wind; RMW)。垂直剖面中所出現之黑色區域是由於臺灣地形的存在而使得該處無資料所致。……………35
- 圖 4.4： 同圖 4.3，但為第 23 小時（登陸後一小時）的結果。……………36
- 圖 4.5： 同圖 4.3，但為第 25 小時（登陸後三小時）的結果。……………37
- 圖 4.6： CTRL Run 中位渦經過方位角平均後於 875hPa 等壓面上的結果，單位為 PVU（颱風中心於模擬 22 小時時登陸台灣東北角）。…38
- 圖 4.7： 同圖 4.6，但是為瑞伯颱風(1998)的結果（颱風中心於 24hr 時登陸呂宋島），摘自 Wu et al. (2009)。……………38
- 圖 4.8： 為 CTRL Run 在模擬(a)第 18、(b)第 23 小時，位渦收支方程式中的水平平流項及垂直平流項在高度為 1.5 公里之水平剖面，色階為平流作用所造成的位渦變化，單位為 PVU/hr，向量箭頭為水平風場，等值線為垂直速度，單位為 m/s（間距為 1m/s），實線表示上升運動，粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之 RMW。……………39

- 圖 4.9： 為 CTRL Run 於模擬時間第 18 小時，分別於(a)1.5、(b)5.4 公里高處，位渦收支方程式中潛熱加熱作用項的水平分佈圖，以及其(c)沿颱風移動方向所切出之垂直剖面，其單位為 PVU/hr，圖 c 中的等值線為垂直平流作用項，實線為正值。粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之 RMW。……………40
- 圖 4.10： 同圖 4.9，但為第 23 小時的結果。而圖(d)為第 22hr 時，徑向入流（粗黑虛線）出流（粗黑實線）、切線風（咖啡色實線）、垂直速度（色階）之分佈情形（修改自 Yang et al. 2010a）……………41
- 圖 4.11： 為 CTRL Run 於第 25 小時，位渦收支方程式中(a)水平與垂直平流作用項以及(b)潛熱作用項於 1.5 公里高的剖面上的結果，單位為 PVU/hr，圖(a)中的向量箭頭為水平風場，等值線為垂直速度，單位為 m/s（間距為 1m/s），實線表示上升運動。……………42
- 圖 4.12： 為 CTRL Run 在模擬第(a)18(b)23 小時位渦收支方程式中摩擦作用項沿颱風移動方向所切出的垂直分佈圖，單位為 PVU/hr，黑色虛線為 RMW。
註：由於此項與方程式中其他項相比較小，故採用較小的色階，同時垂直高度也僅畫到 7.5 公里高。……………43
- 圖 4.13： 為 NT Run 於(a)登陸前四小時、(b)登陸後一小時、(c)登陸後三小時，及(d)登陸後六小時，於 0.3 公里高處(左)及沿颱風行進方向所切出之垂直剖面（右）的位渦分佈圖（單位為 PVU），等值線為虛位溫（單位為 K）。……………44

- 圖 4.14: 同圖 4.13, 但為 Ocean Run 之結果。.....45
- 圖 4.15: (a)NT Run 及(b)Ocean Run 於登陸前 4 小時($t=16\text{hr}$)、登陸後 1 小時($t=21\text{hr}$)、登陸後 3 小時($t=23\text{hr}$)及登陸後 6 小時($t=26\text{hr}$)於 0.3 公里高處, 位渦收支方程中的摩擦作用項之水平分佈 (單位為 PVU/hr)。.....46
- 圖 4.16: 為(a)NT Run 以及(b)Ocean Run 於登陸後 3 小時後 ($T=23\text{hr}$)於 0.3 公里高處, 位渦收支方程中的潛熱加熱項之分佈 (左列小圖, 對應第一條 ColorBar, 單位為 PVU/hr) 以及沿颱風移動方向之摩擦作用項的垂直分佈 (右圖, 對應第二條 ColorBar, 單位為 PVU/hr)。.....47
- 圖 4.17: 為 NT Run 於 1.5 公里高處, 在第(a)43、(b)46、(c)49、(d)52、(e)55、(f)58、(g)61、(h)64 以及(i) 67 小時的位渦分佈時序變化圖, 色階為位渦值 (單位為 PVU), 等值線為虛位溫 (單位為 K, 等值線間隔 1K)。.....48
- 圖 4.18: 同圖 4.17, 但為 Ocean Run 之結果。.....49
- 圖 4.19: 為瑞伯颱風於第(a)18、(b)24、(c)30、(d)36、(e)42、(f)48、(g)54、(h)60 以及(i) 66 小時, 在 875hPa 等壓面上的位渦水平分佈圖, 單位為 PVU/hr。摘自 Wu et al. 2009。.....50
- 圖 4.20: 為 NT Run 中, 位渦收支方程裡潛熱加熱作用項於 0.3 公里高處, 在第(a)46、(b)55、(c)64 小時以及此項於 1.2 公里高度處, 在

第 (d)46 、 (e)55 、 (f)64 小時的水平分佈，單位為
PVU/hr 。51

符 號 說 明

- C_p 定壓下乾空氣之比熱(Specific heat of dry air at constant pressure)
- ε 乾空氣氣體常數與水汽氣體常數之比值
- $\bar{\eta}$ 三維絕對渦度(Absolute Vorticity)
- \vec{F}_r 摩擦力
- ∇ 三維梯度運算子
- ∇_h 二維梯度運算子
- $\vec{\Omega}$ 地球自轉角速度向量(Angular velocity of the Earth)
- P 位渦(Potential Vorticity)
- p 氣壓(Pressure)
- p_t 模式頂層氣壓值(Model-Top Pressure)
- p_s 地面氣壓(Surface Pressure)
- p_0 參考壓力，1000hPa (Reference Pressure)
- Φ 重力位高度(Geopotential height)
- Ψ 任意指定之純量
- q_v 水汽之混合比(Water vapor mixing ratio)
- q_c 雲滴之混合比(Cloud water mixing ratio)
- q_i 雲中冰晶之混合比(Cloud ice mixing ratio)
- q_r 雨滴之混合比(Rain water mixing ratio)
- q_s 雪片之混合比(Snow mixing ratio)
- q_g 軟雹之混合比(Graupel mixing ratio)
- R_d 乾空氣之理想氣體常數(Ideal gas constant for dry air)
- ρ 空氣密度(Density)
- σ 追隨地勢之垂直座標(Terrain-following vertical coordinate)
- t 時間(Time)

- T 氣溫(Temperature)
- T_v 虛溫(Virtual Temperature)
- θ_v 虛位溫(Virtual Potential Temperature)
- \vec{V} 三維風場
- \vec{V}_h 水平風場(Horizontal Wind Field)
- w 垂直速度(Vertical Velocity)
- z 垂直座標軸
- $\vec{\zeta}$ 三維相對渦度(Relative Vorticity)

緒論

1-1 前言

臺灣位處西北太平洋地區颱風行進路線上，平均每年會受約三到五個颱風的侵襲，其所挾帶之強風豪雨，時常對臺灣造成許多嚴重的災害，如洪水、土石流等，威脅著對臺灣人民的生命及財產。

其中，行進路徑特殊的納莉 (Nari, 2001) 颱風，在侵臺期間其結構受臺灣之複雜地形影響甚鉅，登陸時地形所激發之強對流帶來了豐沛的降水，重創了北臺灣，造成之損失難以估計；因此瞭解臺灣地形對颱風結構及其動力過程的影響顯得十分重要。

位渦此一物理量同時結合了動力以及熱力因子，且在絕熱無摩擦的條件下具有保守的特性，故適合用於分析熱帶氣旋的結構演變。近年來，氣旋動力中關於位渦的研究業已成為熱門課題之一，然而目前關於臺灣的陡峭地形對颱風位渦收支的影響並非十分清楚，因此藉由位渦收支平衡對納莉颱風進行診斷分析，以期對臺灣地形在颱風位渦的收支上所扮演的角色，能有更清楚的認知及瞭解。

1-2 文獻回顧

近年來對熱帶氣旋路徑的預報有著長足的進步，但在對其強度變化的預報進展仍嫌不足 (Elsberry et al. 1992)，有部份原因可能是因為熱帶氣旋中包含了各種尺度間的交互作用，而目前的數值模式無法直接解析一些較小尺度，如氣旋內核的動力過程，導致最大風速的預報失準。另一大部分可能是因為我們對影響颱風強度的動力過程尚未有足夠的瞭解 (Bister and Emanuel 1998)，故對氣旋動力的基礎研究是很重要的。隨著觀測技術的進步，我們對颱風內部動力的瞭解也逐漸增進，但是由於針對熱帶氣旋的局地觀測多半是位在海上，因此我們目前對於颱風登陸時其特

性變化之瞭解仍十分有限。

在針對熱帶氣旋的研究中，Brand and Blelloch(1973) 即指出地表的摩擦作用，以及水汽、熱通量的減少於登陸後是造成熱帶氣旋登陸後之路徑、強度、風眼大小變化及熱帶氣旋環流改變的主因。

Hoskins et al. (1985) 首次將位渦運用在對中緯度綜觀尺度天氣系統的診斷分析上，並提出了位渦保守等特性在診斷分析應用上的重要性。Thorpe(1985) 將其用於平衡渦旋結構的診斷上，Schubert and Alworth (1987) 則是進一步將位渦的概念應用在熱帶氣旋的研究上。

Wu and Kurihara (1996) 針對經由 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 颶風模式所模擬出的颶風 Bob(1991)，進行位渦收支分析，得出非保守項中潛熱加熱對於位渦之貢獻大於輻射加熱及摩擦力造成之影響一個級數以上。隨後在 Wu (2001) 採用 GFDL 模式模擬颶風葛拉絲 (Gladys, 1994) 的位渦收支分析中，也有同樣的結果，並指出摩擦作用項僅在颶風登陸後較為顯著。Wu and Wang (2000, 2001) 利用位渦收支分析一理想氣旋模式所模擬出來的熱帶氣旋，研究位渦與其移動方向之關係，結果顯示在某些高度處，氣旋的移動會受波數一的位渦趨勢分佈所主導，故當位渦的軸對稱分量夠大時，潛熱加熱作用所產生的位渦不對稱量會對其移動路徑造成影響，使其趨向不對稱量的最大順梯度 (downgradient) 之方向移動。

Lackmann and Yablonsky (2004) 利用位渦收支的分析來研究在熱帶氣旋中降水現象所造成的氣壓降低、切線風速增強現象對位渦的影響，結果發現雖然此作用與潛熱加熱對位渦造成的影響相比來得較小，但仍會對位渦造成一定程度的影響。Yau et al. (2004) 利用 MM5 數值模式進行位渦收支以分析颶風 Andrew (1992) 之研究，其顯示熱帶氣旋眼牆區的高位渦值主要都是來自於非絕熱加熱作用之貢獻。Franklin et al. (2006) 藉由渦度收支以及位渦收支來探討在熱帶氣旋中，造成渦度趨勢項變化的機

制。Wu et al. (2009) 針對瑞伯颱風 (Zeb, 1998) 之研究結果，顯示來自地表的可感熱及潛熱通量對登陸颱風的眼牆及強度發展影響甚鉅，並經一系列的敏感度測試發現在颱風登陸眼牆強對流消失後，地表摩擦力會藉由使邊界層入流增強而促使眼牆與風眼間的位渦混合，使位渦呈現單極分佈之形式，當有眼牆區的強對流存在時，摩擦力有著使位渦環集中之效果。

Yang et al. (2008) 利用 MM5 模式模擬納莉颱風以探討臺灣地形對於路徑、結構和降水分佈的影響，其模擬結果與實際觀測相當接近。在颱風登陸前，其結構較接近於軸對稱結構；登陸後，颱風環流受地形影響，致使眼牆結構於垂直上呈現向地形傾斜的狀態。經由一系列地形敏感度實驗 (100%、75%、50%、25%及 0%) 可以發現，其強度受地形破壞程度與臺灣地形高度與呈線性的關係，而其路徑與臺灣地形高度之間的關係則為非線性的。周等人(2008)利用雷達觀測資料研究納莉颱風登陸後內核中低層環流結構的變化，發現了登陸後其最大渦度環的收縮現象。Yang et al. (2011a) 對 Yang et al. (2008) 之研究中納莉颱風的模擬結果作進一步的分析，深入探討臺灣地形對其結構之影響。分析結果顯示，臺灣地形的存在會造成較強的降雨與更多的潛熱釋放，進而使徑向入流增強，產生較強的次環流；而此潛熱加熱效應得以使颱風渦旋於登陸後持續向內收縮一段時間，同時切線風會因地表摩擦及地形阻擋效應而減弱，地形上之向外傾斜的徑向出流會將降水粒子由內核帶往外圍雨帶，使得降水區域更為寬廣。Yang et al. (2011b) 針對納莉颱風登陸後，由於臺灣地形作用造成於地形迎風面低層切線風速呈現超梯度風、而於背風面呈現次梯度風的現象，進行絕對角動量及徑向動量收支計算，同時討論於地形上向外傾斜的徑向出流的生成原因。Yang et al. (2011c) 則探討納莉颱風的水汽及降水粒子收支平衡，並進一步討論颱風登陸後，臺灣地形增強其低層徑向入流，增加水汽輻合及凝結，導致降水效率有增加的現象。

1-3 研究動機

目前已有許多針對熱帶氣旋的觀測、模擬及理論研究，其中在氣旋動力這個領域上關於位渦的探討儼然已是熱門課題之一，但針對一真實個案採用高時空解析度資料配合位渦收支來進行分析的研究並不多，故本研究希望能夠利用中尺度 MM5 模式模擬納莉(2001)颱風的結果，透過位渦收支方程式的診斷分析來研究納莉颱風於登陸過程中其位渦之演變伴隨著何種熱力及動力過程的變化？這些作用之間有著怎樣的交互作用？而臺灣地形又會對位渦的收支造成什麼影響？期望透過位渦收支的分析對於熱帶氣旋能夠有更深入的瞭解。

一、 模式設定與資料來源

本研究接續使用 Yang et al. (2008) 的模擬結果，針對納莉(2001)颱風所模擬出的颱風中心位置(圖 2.1)、強度變化(圖 2.2)，颱風眼牆和雨帶的雷達回波分佈等皆與觀測有著很好的一致性。

2-1 模式簡介

本研究中所使用的數值模式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)所共同研發出來之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)。其為一可考慮非靜力平衡的三維有限區域數值模式，具有多重巢狀網域，所使用之垂直座標為追隨地勢的 σ 座標，其定義為：

$$\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$$

其中 p_t 為模式頂層的氣壓值， p_s 為地面氣壓。此 σ 座標可將地形變化對於氣壓的影響考慮進去，所以在模擬不同尺度天氣現象間的交互作用有較好的解析能力。藉由 MM5 的模擬也可以彌補因觀測資料不足而無法充分掌握系統在時間與空間上演變的缺憾，更可以提供一般傳統觀測上所得不到的物理量，如各種水相粒子於三維空間中的混合比分佈等等。

2-2 模式設定

由於納莉颱風登陸時間為 2001 年 9 月 16 日 1300 UTC 至 9 月 18 日 1500 UTC，故將 MM5 模式的模擬時間設定為 2001 年 9 月 15 日 1200 UTC 至 9 月 19 日 0000UTC (共 84 小時)，以涵蓋整個颱風侵台時間。MM5 模式模擬採用四層水平巢狀網格之設定，如圖 2. 3 所示，其分別為 D1 (網格間距 54 公里；網格點數為 71×81)、D2 (網格間距 18 公里；網格點數為 100×100)、

D3 (網格間距 6 公里；網格點數為 166 × 166) 以及 D4 (網格間距 2 公里；網格點數為 229 × 154)，所有網域的垂直座標皆使用 31 層追隨地勢的 σ 座標，模式頂層氣壓設定為 50 hPa。

模式網域 D1 至 D3 所使用的初始場及邊界資料來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，其資料解析度較 MM5 模式模擬解析度為粗，使得其解析的颱風強度偏弱；故本研究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，用以改善模式的初始颱風渦旋結構。D4 則是採用來自 D3 所模擬出來的資料作為初始場以及邊界資料。模式模擬所使用的次網格積雲參數化法為 Grell 積雲參數化法(Grell 1993)，因為網域 D3 及 D4 的網格間距較小(分別為 6 公里及 2 公里)，具有直接解析中、小尺度的天氣系統的能力，故此積雲參數化法僅使用於 D1 及 D2 兩個網域中。雲微物理過程則使用 Reisner Graupel 雲微物理過程(Reisner et al. 1998)，其包含了水氣、雲水、雨水、冰晶、雪花、及軟雹等六種水相粒子，在四個網域中皆使用。輻射方法採用 Dudhia(1989)大氣輻射方法，行星邊界層參數化法採用 MRF (Hong and Pan 1996)參數化法。

2-3 資料來源

本研究主要使用之資料為 D4(兩公里網格間距)之瞬時輸出資料，而為了取得進行位渦收支分析所需的摩擦力以及潛熱加熱趨勢這兩個非模式標準輸出項，故對 MM5 之主程式進行修改，隨後重新進行模擬以輸出上述資料(詳細流程請參考附錄二)。模擬時除了模擬時間步長為 6 秒外，其餘設定皆與前述之 D4 設定相同。最後所輸出之摩擦力為水平風場之趨勢項，此項以及潛熱加熱趨勢項在模式中皆與 p^* (模式地面和頂層之氣壓差值)耦合(Coupled)在一起，需除掉 p^* 後方可使用。

在位渦收支計算前，先將 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，以利於輸出結果時看出地形之存在。而為了將結果與前人研究做比較，部份研究會進一步將其座標系統由 MM5 直角座標 (x, y, σ) 系統轉換成在等壓座標下的圓柱座標 (r, θ, p) 系統（正北為 0° 、正東為 90° 、正南為 180° 、正西為 270° ）。

2-4 對照組實驗設計

為了進一步瞭解臺灣地形對位渦收支的影響，除了原本不做任何更動的控制實驗(Control Run; CTRL)之外，另外進行兩組地形敏感度實驗以利比較。一組是將臺灣之地形移除，但是保留原有的地表分類以及地表溫度的 No-Terrain Run (NT)；而另一組則是進一步將臺灣地形移除將地表分類以及地表溫度替換為海洋資料的 Ocean Run(Ocean)。

二、研究方法

3-1 位渦收支方程式

位渦在絕熱、無摩擦的狀況下為一保守量(Pedlosky 1987)，故可推知這些作用項即位渦收支中的貢獻、消耗項。本研究所使用之位渦收支方程式參考 Pedlosky(1987)以及 Schubert et al. (2001)對 Ertel's PV 特性的研究推導而來，其形式為：(詳細推導過程請參考附錄一)

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\bar{V}_h \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times \bar{F}_r) \quad (3.1)$$

(3.1)式與前人研究(Wu and Wang 2001; Wu et al. 2009)不同的是，本研究中所使用的收支方程式為一可壓縮非靜力的形式。其中 P 為考慮水汽效應的 Ertel's PV (Schubert et al. 2001)其定義為：

$$P = \frac{1}{\rho} \bar{\eta} \cdot \nabla \theta_v \quad (3.2)$$

於(3.1)式及(3.2)式中， \bar{V}_h 為水平風場， ∇_h 為二維梯度運算子(X, Y)， w 為垂直速度， $\bar{\eta}$ 為三維絕對渦度(Absolute Vorticity)， ρ 為空氣密度， θ_v 為將冰相粒子以及液相粒子皆列入考慮的虛位溫(Virtual Potential Temperature)， \bar{F}_r 為摩擦力。(3.1)式中等號左側為位渦趨勢項，等號右側第一項為位渦的水平平流項，由該項之定義(水平風場與位渦梯度的內積)中，可知此項也與位渦梯度有關，位渦梯度的存在也表示著有渦旋羅士比波(Vortex Rossby Waves; VRWs)的存在(Guinn and Schubert 1993)，不過這個部份已經超出本研究能討論的範圍了；第二項為位渦的垂直平流項，為垂直速度與垂直位渦梯度的內積，顯示是將位渦經由垂直運動往上或往下傳遞；第三項為非絕熱作用項，但由於在本實驗中主要分析了雲微物理過程中之潛熱釋放，並未對輻射加熱、冷卻進行分析，故此項在此稱之為潛熱作用項較合理；第四項為摩擦作用項，在本研究中此項包含了亂流混合、及行星邊界層效應中的摩擦力作用。本研究中所使用的資料為來自D04的瞬時輸出資料，所以經由位渦收支所計算出來的值，單位皆為PVU/s

(PVU: Potential Vorticity Unit, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$), 為方便分析, 我們將其乘上 3600 以換算成 PVU/hr。

由位渦收支方程中可以看出位渦的水平平流及垂直平流作用項, 僅會使位渦於三度空間重新分佈, 但不會產生或是消耗掉位渦; 位渦的源與匯是來自於 (3.1) 式中的潛熱作用項、摩擦作用項這兩項非保守項。值得注意的是, 這兩項非保守項的形式其實都是 Ertel 位渦的形式, 只是前者是熱力作用 (潛熱變化之趨勢) 所引起的位渦變化趨勢, 而後者則是動力作用 (受行星邊界層效應所引起的風場變化) 造成的位渦變化趨勢。

此外 Haynes and McIntyre (1987) 指出了將位渦視為一示蹤劑 (Tracer) 應用時, 有著兩個很重要的特性: (1) 不會有跨越等熵面的位渦傳送現象存在, 位渦僅會沿著該等熵面傳遞、(2) 即使有著非絕熱作用以及摩擦作用等非保守作用項的存在, 在兩個等熵面內之間的位渦仍舊是不會被生成或是消耗掉的, 只有在等熵面的邊界上才能有前述之位渦生成、消耗現象出現, 而位渦局地的增減是肇因於空氣受非絕熱作用等影響被帶入或帶出等熵面, 使得位渦如同其他化學示蹤劑 (Chemical Tracer) 一般被「稀釋」或「濃縮」。是故本研究中所指之位渦的生成 (正貢獻)、消耗 (負貢獻) 等, 皆指於該處之局地現象, 如此在描述上較為直觀。

由於 MM5 模式可以提供各類項水相粒子輸出, 如: 雲水 (Cloud Liquid Water)、冰晶 (Cloud Ice)、雨水 (Rain Water)、軟雹 (Graupel) 和雪花 (Snow) 混和比 (Mixing Ratio) 的資料, 所以我們將 Schubert et al. (2001) 中用於位渦收支方程中僅額外考慮水汽影響之虛位溫延伸為再將液相、冰相粒子列入考量的虛位溫, 其定義如下 (王寶貫 1996):

$$\theta_v = T_v \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p} \quad (3.3)$$

其中 p_0 為定義成 1000hPa 的參考壓力, p 為氣壓, R_d 為乾空氣之理想氣體常數, C_p 為定壓下乾空氣之比熱, T_v 為虛溫, 其形式為:

$$T_v = T \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \quad (3.4)$$

ε 為乾空氣氣體常數與水汽氣體常數之比值， q_v 、 q_c 、 q_i 、 q_r 、 q_s 、 q_g 分別為水汽、雲水、冰晶、雨水、雪花和軟雹的混合比。

三、 模擬結果：

圖 4.1 為本研究的三組數值實驗 (CTRL/NT/Ocean) 中颱風路徑的模擬結果，紅線為 CTRL Run 之結果，僅繪出模擬至第 42 小時之結果，其路徑 (圖 4.1)、強度 (圖 4.2) 皆與 Yang et al. (2008) 的結果 (圖 2.1) 相近。綠線為 NT Run，藍線為 Ocean Run 的結果，NT Run 與 Ocean Run 在 72 小時之後颱風逐漸移出此網域，故僅繪出模擬至 72 小時之結果。

這三組實驗的颱風中心分別於模擬第 22 小時、第 20 小時、及第 20 小時登陸臺灣。在模擬前 30 小時內三組實驗所模擬出來的颱風路徑都很接近，30 小時後開始出現分歧，在 CTRL Run 中颱風會繼續往南移動，而在 NT Run 以及 Ocean Run 中颱風會在臺灣北部打轉一陣子後向西移動離開臺灣，其中，NT Run 在進入海洋並重新增強後，於模擬 60 小時之後以此逐時輸出資料中的渦旋中心所訂出來的颱風路徑有較為不連續的跳躍現象，由於此時颱風位於海上，若沒有地形的影響較不可能造成此情況，經由檢驗更高時間解析度的輸出資料 (6 分鐘一筆)，可以發現此現象是小幅度的擺線震盪 (Trochoidal oscillation) 所造成的 (圖 4.1)，在模式輸出資料的時間解析度不夠高的狀況下來進行中心定位就可能產生混疊誤差 (Aliasing Error)，而造成此颱風中心不連續之狀況。

故本研究將著重於(1)模擬前 30 小時這段時間內，三組實驗裡颱風的變化，以及(2)在 NT Run 與 Ocean Run 裡，颱風離開臺灣重新進入海洋後的變化情形，來進行位渦收支的診斷分析。

4-1 位渦分佈時序變化

圖 4.3、4.4、4.5 分別為 CTRL Run 於模擬時間第 18、23、及 25 小時，於(a)1.5 公里、(b)5.4 公里高度的位渦的水平分佈圖，以及(c)沿颱風行進方向所切出之位渦的垂直分佈圖。由這些三組圖可看出納莉颱風由海上移入臺灣陸地時，水平以及垂直位渦分佈的時序變化情形。

在 T=18 hr 時，此時所模擬出來的納莉颱風已發展成一成熟颱風，可以在 1.5 公里高的水平剖面上(圖 4.3a)看到由於最大風速半徑(Radius of Maximum Wind; RMW，約為眼牆之處)之處有著強切線風，以及旺盛的對流造成潛熱釋放，使虛位溫梯度增大，讓位渦環出現在 RMW 之內緣。而在中層 5.4 公里高的水平剖面上(圖 4.3b)可以看到，該處有著呈現單極(monopole)分佈之高位渦值，這是因為雖然氣旋中心的切線風風速較小，但是由於氣旋為一暖心系統，致使位於中層大氣的氣旋中心有著較強的熱力梯度所致。由此時的垂直剖面中(圖 4.3c)可以清楚地看出上述這些高位渦值的分佈特性使其位渦的垂直分佈呈現一 H 型之分佈型態(Yau et al. 1999)此時眼牆也較為接近一垂直分佈的型態(Yang et al. 2008)。

在 T=23 hr 時，颱風中心已登陸臺灣東北角，可預期此時颱風環流會受臺灣地形抬升影響，在迎風面激發強對流進而釋放更多的潛熱使得位渦迅速增強；事實上在 1.5 公里高之水平剖面中(圖 4.4a)位渦環的確有明顯增強以及向內收縮的現象，隨後也可由位渦收支分析中看到潛熱作用使位渦增強之現象。到了 T=25hr 時，此時位渦在 1.5 公里(圖 4.5a)以及 5.4 公里(圖 4.5b)高度處向內收縮的現象更為顯著，其分佈皆已成為一單極分佈。

由這三個時間的垂直剖面中(圖 4.3c、圖 4.4c、圖 4.5c)更能夠明顯的發現隨著納莉颱風移入臺灣陸地，位渦在登陸時有瞬間增強但隨後逐漸減弱之現象，以及在低層大氣中位於眼牆附近的高位渦值有逐漸向內收縮之趨勢。雖然於中高層大氣中這些較高的位渦值也有相同的收縮現象，但收縮程度較不顯著，進而使得位渦的垂直分佈更為向外傾斜。但是在隨後去除臺灣的地形敏感度測試中位渦環沒有明顯的內縮現象，可知臺灣地形的存在對此位渦環內縮現象有著一定的影響，此結果也與周等人(2008)以及 Yang et al.(2011a)的結果一致。

圖 4.6 為進一步將位渦由原本追隨地勢座標的 σ 座標轉換到等壓座標

後，並於 875hPa 等壓面上做方位角平均的結果。從這張圖中我們可以看出納莉颱風在接近臺灣到登陸後三小時的位渦增強與收縮現象，此與 Wu et al. (2009) 針對瑞伯颱風的分析結果（圖 4.7）相比，可以發現雖然納莉颱風於登陸臺灣前在中央氣象局的強度分類中僅為一中度颱風，但其經過方位角平均以及時間平均後所得出的位渦極值，與登陸呂宋島前屬於強烈颱風的瑞伯颱風之位渦極值相比卻是差不多的（皆為 45PVU 左右）。由此結果可推知，雖然納莉颱風的動力條件（即其水平風速）可能較弱，但由於其生命期仍處夏季（九月；而瑞伯颱風形成於十月），此時的熱力條件讓納莉颱風成為一挾帶豐沛水汽之渦旋系統，強烈豪雨造成之劇烈潛熱釋放產生夠大的熱力梯度，使其位渦極值足以與瑞伯颱風之位渦極值相匹敵。因故我們可以推論，由於颱風所造成的破壞來自於其所挾帶之強風豪雨，若僅由動力上的強度分類來判斷一個颱風可能造成的損失，可能會低估其潛在的破壞力，不過這仍需要對其他颱風個案進行更進一步的統計分析。

4-2 位渦收支分析

4-2-1 平流作用項

圖 4.8 分別為(a)第 18 小時及(b)第 23 小時，水平平流項以及垂直平流項在高度為 1.5 公里之水平剖面，由圖中可以看出水平平流作用因為是將位渦由一個區域移到另一個區域，故其分佈主要是呈現偶極(dipole)分佈成對出現，此水平平流作用項除了將位渦順著氣旋式流場傳遞之外，眼牆與颱風中心之間所存在的弱徑向入流與出流現象也使此處有著平流作用的存在，造成位渦的混合。

在納莉颱風登陸前(圖 4.8a)，垂直平流作用的分佈在低層與上升運動一致，都出現於眼牆 (RMW 之處) 附近，顯示垂直平流作用於此處扮演著向上傳送位渦，造成局地位渦減少的角色。當颱風登陸臺灣一小時後(圖 4.8b)，渦旋環流受臺灣地形抬升影響，進而激發對流造成強烈上升運動，在臺灣

東北方生成一主雨帶，讓垂直平流作用將更多位渦向上傳遞而移出此區域，此時在眼牆附近以及眼牆東北方的主雨帶中都可以看到該處有著對位渦造成負貢獻的帶狀區域，此區域皆與上升運動區一致。

4-2-2 潛熱作用項

圖 4.9 為潛熱作用項在第 18 小時的水平(a、b)與垂直(c)分佈情形，在低層（圖 4.9a）大氣中，此作用於颱風行進方向之前側對位渦產生很明顯的正貢獻，而在中層（圖 4.9b）大氣中此作用對位渦所造成的正貢獻已不如於低層中那麼顯著，同時也有出現對位渦造成的負貢獻。由垂直剖面（圖 4.9c）中可以更清楚的看出此項之分佈特性，也可以看出潛熱作用造成的影響如同其眼牆一般，分佈較為垂直。

當納莉颱風登陸臺灣東北角時（圖 4.10），由於地形激發的對流造成大量潛熱釋放，此潛熱作用項於低層對位渦產生的正貢獻明顯有增強的現象（圖 4.10a）。而值得注意的是，此處經由潛熱作用產生的位渦極值位在行進方向之後側（第一象限）而非移動方向之前側的迎風面（第三象限），這是因為在移動方向的前側有地形的存在，所切之 1.5 公里高的剖面可能仍低於其舉升凝結高度，進而造成此分佈現象。由垂直剖面圖 4.10c 中可以看到，潛熱作用的分佈情形在颱風登陸後與 Yang et al. (2008) 指出的眼牆傾斜現象一致於其移動方向之前側同樣有著向外傾斜的現象。此外也可以看到潛熱作用所造成的正貢獻區域在中層大氣中變得較先前寬廣，該處位渦的生成應該是由層狀降水所造成的現象 (Franklin et al. 2006)，而這是肇因於地表摩擦及地形阻擋效應，使得切線風減弱，地形上之向外傾斜的徑向出流會將降水粒子由內核帶往外圍雨帶，進而使得降水區域更為寬廣 (Yang et al. 2011a)，如圖 4.10d 所示，雖然該圖 4.10d 為第 22hr 之結果（而其他圖為 23hr 之結果），不過仍可以明顯看到在颱風行進方向之前側有著前述之明顯的徑向出流向外傾斜之現象。

在這兩張垂直剖面圖中（圖 4.9c、4.10c），在低層經由潛熱作用所生成的位渦與垂直平流所造成的負貢獻相位相同，顯示經由對流釋放潛熱所產生的位渦，同時也會被對流造成的垂直平流作用帶往中層大氣。在低層大氣中這些對流使位渦生成之處，於其上方都會伴隨著一個消耗位渦的匯，使其成為一正一負的分佈，這是因為該處已高於凝結潛熱釋放所造成的加熱極值處，進而造成負的熱力梯度，產生對位渦的負貢獻區（Haynes and McIntyre 1987）。

風眼中心都有著相對較弱的位渦生成及消耗現象，這是由於 MM5 模式所模擬出來的颱風中心有著少量的水汽、冰晶、雲水的存在（Yang et al. 2011c），這些水相粒子的相位轉換時就會造成此現象。此項除了是位渦的主要貢獻項外，也是位渦的主要消耗項。

綜合潛熱加熱作用以及平流作用的結果，可以發現納莉颱風在登陸後所出現的位渦環收縮現象，應該是由於地形影響這兩個作用項所造成的。其主要是因為納莉颱風在登陸後切線風減弱而徑向入流增強（Yang et al. 2011a），水平平流作用對位渦造成的影響已不再呈現明顯的偶極分佈（圖 4.8b、4.11a），表示此作用使位渦順著氣旋式流場傳遞的量減少，徑向流入中心的位渦增加，再加上對流受到徑向入流向內聚集，使位渦的生成不再呈環狀分佈（圖 4.10a、4.11b），進而使位渦呈現單極之分佈。

4-2-3 摩擦作用項

由於 MRF 邊界層參數化法中所輸出的摩擦項包含了邊界層中的地表摩擦以及亂流混合作用，故此項在位渦的收支上不一定是造成負貢獻。

在圖 4.12a 中，此時納莉颱風仍位於海上，海面摩擦力的影響相對於亂流混合作用來說應該較小，故可推知此分佈應為亂流混合作用所主導。在颱風登陸臺灣後，由圖 4.12b 中可以明顯看到在颱風移動方向之前側，摩擦項之影響的分佈與其在海上時相比向上延伸了許多，而且造成之影響

也更為顯著，可以推測這應該是臺灣地形造成亂流垂直混合增加 (Yang et al. 2011b) 之結果，而此時由於颱風登陸後地表摩擦的作用開始出現，故對於位渦所造成之負貢獻更為明顯。隨後將由地形敏感度實驗中更能進一步看出臺灣地表以及地形會對此作用項造成何種影響。

4-3 地形敏感度實驗

為了進一步瞭解臺灣地形對納莉颱風位渦收支的影響，所以我們進行地形敏感度測試以檢驗臺灣地形的存在與否 (CTRL vs. NT) 以及臺灣地表的存與否 (NT vs. Ocean) 會對位渦收支造成何種影響。

4-3-1 位渦分佈時序變化

圖 4.13 分別為 NT Run 於(a)登陸前四小時、(b)登陸後一小時以及(c)登陸後三小時的模擬結果。將其垂直結構與 CTRL Run (圖 4.3、4.4、4.5) 相比，可以看出當移除臺灣地形之後，颱風登陸時就不會有位渦環收縮的現象出現，顯示地形對此現象之重要性，而且於登陸時 NT Run 在眼牆側並沒有像 CTRL Run 那樣出現明顯的高位渦值，僅於其行進方向之前側的眼牆處有較高的位渦值出現。

進一步將 NT Run 的結果 (圖 4.13) 與 Ocean Run 的結果 (圖 4.14) 做比較，我們可以看到在 NT Run 中，颱風登陸臺灣期間 (圖 4.13b-d) 於 0.3 公里高度處的水平剖面上有較高的位渦值出現，相對地於 Ocean Run 中則沒有此現象。從垂直剖面的比較中也可看出，雖然 NT Run 所模擬出來的颱風於其行進方向前側之眼牆處有著較高的位渦值，但是在登陸之後，其來自洋面的水汽通量及可感熱通量就被臺灣陸地給截斷了，使該處的高位渦值無法繼續存在而逐漸消散；而在 Ocean Run 裡也沒有此現象，反倒是可以看到低層眼牆中的位渦稍稍減弱後重新增強。

由此可以看出，臺灣地表的存與否會增加近地表摩擦，對低層位渦於海

陸交界面的生成有著一定的幫助，以及海面水汽通量及可感熱通量對颱風低層大氣中位渦分佈的影響，隨後可由位渦收支分析中做進一步的探討。

4-3-2 位渦收支時序變化：摩擦項

藉由分析 NT Run 以及 Ocean Run 在登陸前四小時 (T=16hr)、登陸後一小時(T=21hr)、登陸後三小時(T=23hr)以及登陸後六小時 (T=26hr) 0.3 公里高度處之摩擦作用項的水平分佈情形(圖 4.15)，我們可以清楚地看到在移除地形而臺灣地表尚未被替換為海洋前，納莉颱風移入臺灣後摩擦作用項於低層對位渦造成之負貢獻旋即出現，而將地表資料替換為海洋後此現象則不復存在 (圖 4.15b)。

4-3-3 位渦收支時序變化：潛熱作用項

經由位渦收支中潛熱作用項的分析，可以看出當有地表摩擦存在時，會有增強低層輻合而激發對流之效果，此結果與 Wu et al. (2009)的結果相符。由圖 4.16 中可以看出在納莉颱風進入臺灣本島後，於低層 0.3 公里高的水平剖面上此潛熱作用項對位渦造成明顯的正貢獻，並呈現一環狀分佈，而此分佈情形與摩擦項造成之位渦負貢獻的水平分佈 (圖 4.15a) 雷同，從摩擦作用項的垂直剖面來看 (圖 4.16)，也可以看到在颱風登陸後有很明顯的位渦負貢獻出現在底層，同時在此處的位渦也有增加之趨勢 (圖 4.13)。同樣在 0.3 公里高度處的剖面上，Ocean Run 中其潛熱作用項的對位渦造成的正貢獻都出現在颱風行進方向之前側，而於颱風行進方向之後側則出現位渦的負貢獻。

結合摩擦作用項以及潛熱作用項的結果，我們得知地表摩擦力之作用於颱風登陸初期，將會增強低層徑向入流，促進對流發展進而使得位渦增加，但在 Ocean Run 中則沒有此現象。

4-4 地形敏感度實驗：颱風出海後之變化情形

在三組實驗中，由 NT Run 以及 Ocean Run 所模擬出來的颱風會在台灣打轉後出海，故我們也可由此探討颱風出海後位渦的可能變化情形。

在 NT Run 中，當颱風離開臺灣時，可以看到位渦環的重新形成(圖 4.17) 隨後這個位渦環增強，其形狀呈現一多邊形之型態，而且此重新形成的位渦環之半徑也大於颱風登陸前原有的位渦環的半徑，此結果與 Wu et al. (2009) 對瑞伯颱風所進行的數值模擬中，當瑞伯颱風離開呂宋島，重新回到洋面上時所出現位渦環的再形成現象是相同的(圖 4.19)。相對於 Ocean Run 則沒有這種現象的出現(圖 4.18)。

由位渦收支分析中可得知，颱風重新移入洋面後產生的位渦環之所以會產生多邊形的形狀，主要是由於不對稱的潛熱加熱作用而造成的，颱風渦旋先重新進入海洋之部份，會先受到來自海洋的水汽通量以及可感熱通量影響，故潛熱加熱作用於該側會產生相對較高的位渦值(圖 4.20)。隨後，這些於海上生成的位渦會被颱風環流帶往陸地，並於該處被潛熱加熱作用消耗掉，此過程不斷重複的發生。當颱風完全移至洋面上時，由於此時颱風的強度較弱，致使其次環流也較弱，無法產生較強的對流形成較高的位渦值，須等到颱風移至洋面上重新增強一段時間後，此潛熱加熱項才開始生成較強的位渦(圖 4.20f)。此不對稱的加熱現象會使重新生成的位渦呈多邊形之分佈；此外，根據 Wu and Wang (2000, 2001) 的研究，此不對稱的加熱作用有可能也是造成 NT Run 中，所模擬出的颱風路徑出現擺線震盪的原因之一。

四、 結論與未來展望

5-1 結論

本論文研究採用 Yang et al. (2008) 利用 PSU-NCAR MM5 模式模擬納莉 (2001) 颱風之高時空解析度的模擬輸出結果，再進一步利用位渦收支方程式來對納莉颱風位渦演變進行診斷分析，並經由去除臺灣地形以及純海洋之敏感度實驗結果比較，希望能更進一步瞭解臺灣地形對納莉颱風位渦收支的影響。

本研究與前人研究相比，有個較為明顯不同的地方是這裡採用的是一個可壓縮非靜力的位渦收支方程，如此在在分析高時空解析度的颱風模擬資料時較為合理，因為其中可能包含著不符合靜力平衡的小尺度運動。不過值得注意的是，由於在推導位渦收支方程時所用的動量方程，與包含了次網格尺度(Sub-Grid Scale)的 MM5 動量方程是不同的，所以即便是完整的考慮了各種非絕熱作用，這些次網格的影響仍是會使得計算出來的位渦不守恆，此外，在數值運算上所造成的誤差也會對此造成影響。

雖然本研究所採用之非絕熱項僅考慮雲物理過程所造成之潛熱釋放及吸收，與前人研究 (Wu and Kurihara 1996; Wu 2001; Wu et al. 2009) 相比少了輻射作用項，但由於在颱風登陸期間，潛熱的變化在非絕熱過程上為主導項，故仍足以表現出此項之特性；Wu and Kurihara (1996)、Wu (2001) 以及 Wu et al. (2009) 的研究中同樣也指出潛熱釋放對位渦之貢獻遠大於輻射加熱一個級數以上。但由於潛熱變化趨勢項中包含了所有水相粒子相位轉換時造成的潛熱變化，故於分析時除了靠一般認知上潛熱中的的主導項 (如凝結潛熱加熱及蒸發冷卻等；見 Yang et al. 2011c) 來判斷之外，不容易看出到底是何種雲物理過程造成此影響。若想要進一步檢查雲物理作用中各項過程對於位渦所造成的變化，則需將各於微物理過程造成的潛熱加熱分開計算方能得知。而本研究中所取得的潛熱作用項以及摩擦作用項分別來自於雲微物理以及邊界層參數化法，是故選擇不同的雲微

物理法或是不同的邊界層參數化法，可以預期將會造成不同的結果。

納莉颱風在登陸臺灣後其位渦環有明顯收縮的現象，經由地形敏感度測試中可看出此現象僅在有地形存在時才會發生，故可推測是臺灣的地形阻擋造成此現象。進一步由位渦收支分析來看，我們可以發現這應該是水平平流作用項及潛熱作用項合併作用造成之結果，後者（潛熱作用項）使位渦環分佈不再呈環狀分佈，而前者（水平平流作用項）將高位渦值順著渦旋環流方向旋轉，最後就造成了位渦的單極分佈(monopole)。而根據 Yang et al. (2011b)的結果指出，納莉颱風在登陸後其切線風逐漸減弱，徑向入流增強，此一現象也會有利於眼牆內對流系統的集中，進而導致位渦的向內集中。

在位渦收支的分析中，潛熱作用項與摩擦作用項為位渦收支中的非保守項，而潛熱作用項造成之影響遠大於摩擦項所造成的影響，可得知此項不僅是位渦的主要貢獻，也是消耗位渦的主要作用項，此結果與 Wu et al. (2009)的結果相符。而在低層大氣所生成的位渦會經由垂直平流項作用向上被帶往中層大氣。

摩擦項中包含了亂流混合及近地表摩擦力之作用，當納莉颱風處於海上時，摩擦項在低層對於位渦造成正貢獻，由於此時洋面摩擦力較小，故可推知應該是亂流混合作用造成此現象；納莉颱風登陸後地表摩擦力增加，但因為臺灣複雜地形的影響，此項作用不一定都對位渦產生負貢獻，有時透過亂流混合的增加亦有可能產生對位渦的正貢獻。進一步進行地形敏感度實驗測試得知，移除臺灣地形後摩擦項於近地表主要受摩擦力影響造成位渦的負貢獻，表示臺灣地形的阻擋可能會使亂流混合作用增強，進而造成位渦增加之現象。而在將臺灣地表替換為海洋的敏感度實驗中，前述地表摩擦力對於位渦造成負貢獻的現象即消失，由此可以看出地表摩擦力對於颱風動力之作用。

此外由海洋敏感度實驗測試得知，海表面通量是維持颱風內核位渦環

存在的重要要素之一，而且當有地形存在時會因為地形之阻擋以及地表摩擦力的影響而較容易激發對流，有助於低層位渦的生成。

本研究中由位渦收支所得出來的潛熱作用項之影響比同樣是採用雲解析模式的前人研究 (Wu et al. 2009) 中所得出來的值還要大，部份原因可能是因為納莉颱風所處的環境水汽較多 (夏季)，其本身也挾帶著大量水汽，以致於能夠釋放大量的潛熱；而另一個原因可能是因為由於臺灣地形相當複雜，山脈高聳陡峭 (於 D4 中最高處超過 3500 公尺)，因此相對於 Wu et al. (2009) 中的呂宋島 (於其實驗中之 D4 裡最高處為 2125 公尺)，可能可以激發更為強烈的對流，生成更大的位渦值。

5-2 未來展望

藉由位渦值的比較可知，雖然納莉颱風的切線風速相對於 1998 年的瑞伯颱風來說較弱，但納莉颱風伴隨著豪大雨現象，而使其有著劇烈潛熱釋放，因故仍使其成為一有著高位渦的熱帶氣旋系統；未來應進一步對其他登陸颱風個案進行位渦的收支計算，期待能增進吾人對於登陸颱風之動力以及熱力現象的瞭解，我們並可對其他登陸颱風個案進行位渦值的統計分析，研究該系統所擁有的位渦大小，與其所造成之損失是否有著一定的關聯性，希望有助於颱風防災及減災之應用。

目前本研究所使用的位渦非絕熱加熱項僅包含潛熱作用，未來可進一步考慮如輻射之影響。Bister and Emanuel(1997)的研究中也指出了耗散加熱(Dissipative heating)作用對熱帶氣旋之強度也有著不可忽視的影響，未來可以針對此耗散加熱項做進一步探討。此外我們可以繼續對其他颱風個案進行分析，以檢驗此渦度收支分析方法之適用性。此外也應該經由進行傅立葉級數分解來研究 NT Run 中颱風出海時潛熱作用項的非對稱分佈與颱風行徑路線呈現擺線震盪之間的關係，並與 Wu and Wang (2000, 2001) 的研究結果進行比較。

本研究所得出之位渦分佈皆為一單位為 PVU/s 的瞬時輸出，再經由乘上 3600 轉換為 PVU/hr，如此可能隱含了將該物理場放大的效果，未來應進行時間積分，將各個瞬時輸出資料積分起來以得出更為合理的小時資料，並由此看出各作用在一段時間內對位渦的影響。

位渦梯度的存在，同時也顯示著可能會有渦旋羅士比波 (VRWs) 的存在 (Montgomery and Kallenbach 1997, Wang 2002)，未來也可以進一步分析渦旋羅士比波會對納莉颱風位渦的傳送會有何種影響。

參考文獻

- 王寶貫，1996：雲物理學。渤海堂，台北市，382 頁。
- 周仲島，高聿正，李文兆，2008：納莉颱風登陸後內核中低層環流結構變化特徵。 *大氣科學*，第三十六期第三號，163-177
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor. Atmos. Phys.*, **65**, 233–240.
- Brand, S., and J. W. Blesloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 104–109.
- Elsberry, R. L., K. A. Emanuel, G. Holland, H. Gerrish, M. DeMaria, and C. Guard, 1992: Is there any hope for tropical cyclone intensity prediction? A panel discussion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 264-275.
- Franklin, C.N., G.J. Holland, and P.T. May, 2006: Mechanisms for the generation of mesoscale vorticity features in tropical cyclone rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2649-2669.
- Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1987: On the Evolution of Vorticity and Potential Vorticity in the Presence of Diabatic Heating and Frictional or Other Forces. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 828–841.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877–946.
- Lackmann, G. M., and R. M. Yablonsky, 2004: The Importance of the Precipitation Mass Sink in Tropical Cyclones and Other Heavily Precipitating Systems. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1674–1692.
- Montgomery, M. T., and R. J. Kallenbach, 1997: A theory for vortex Rossby-waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 435–465.

- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics* (2nd Ed.). Springer-Verlag, New York, 38-42.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 147–162.
- _____, S. A. Hausman, M. Garcia, K. V. Ooyama, H.-C. Kuo, 2001: Potential Vorticity in a Moist Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3148–3157.
- Thorpe, A. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 42, 397–406.
- Wang Y., 2002a: Vortex Rossby Waves in a Numerically Simulated Tropical Cyclone. Part I: Overall Structure, Potential Vorticity, and Kinetic Energy Budgets. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1213-1238.
- Wu, C.-C., and Y. Kurihara, 1996: A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2264-2282.
- _____, 2001: Numerical Simulation of Typhoon Gladys (1994) and Its Interaction with Taiwan Terrain Using the GFDL Hurricane Model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1533-1549.
- _____, H.-J. Cheng, Y. Wang, and K.-H. Chou, 2009: A numerical investigation of the eyewall evolution in a landfalling typhoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 21–40.
- Wu, L., and B. Wang, 2000: A Potential Vorticity Tendency Diagnostic Approach for Tropical Cyclone Motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899–1911.
- _____, and _____, 2001: Effects of Convective Heating on Movement and Vertical Coupling of Tropical Cyclones: A Numerical Study*. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3639–3649.
- Yang, B., Y. Wang, and 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, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari(2001) at landfall. Part I: The topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095-3115.
- _____, _____, X.-D. Tang, and Y. Zhang, 2011a: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part II: Structural changes and terrain-induced asymmetries. *J. Geophys. Res.*, **116**, D09112, doi:10.1029/2010JD015445
- _____, T.-C. Chen Wang, Y. Zhang, and C.-Y. Weng, 2011b: Momentum budget evolution of Typhoon Nari (2001) during the landfall process. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, in press.
- _____, S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011c: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Yau, M. K., Y. Liu, and D-L. Zhang, 1999: Numerical simulation of the inner-core structures of Hurricane Andrew (1992). Preprints, *23d Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 668–671.
- _____, _____, _____, and Y. Chen, 2004: A Multiscale Numerical Study of Hurricane Andrew (1992). Part VI: Small-Scale Inner-Core Structures and Wind Streaks. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1410-1433.

附 錄 一

本附錄為本研究中所使用的位渦收支方程式之詳細推導過程，係參考 Pedlosky(1987)及 Schubert et al.(2001)推導而成。

此位渦收支方程的推導是基於以下的三維運動方程：

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + 2\vec{\Omega} \times \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \Phi + \vec{F}_r \quad (\text{A1})$$

\vec{V} 為三維風場， $\vec{\Omega}$ 為地球角速度， ρ 為空氣密度， p 為氣壓， Φ 為重力位高度， \vec{F}_r 為摩擦力。經由此運動方程可以求出渦度方程：

$$\frac{d\bar{\eta}}{dt} + \bar{\eta}(\nabla \cdot \vec{V}) = \frac{\nabla \rho \times \nabla p}{\rho^2} + \nabla \times \vec{F}_r \quad (\text{A2})$$

再配合以下的可壓縮連續方程：

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (\text{A3})$$

改寫渦度方程，得：

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \Psi \right) = \nabla \Psi \cdot \frac{\nabla \rho \times \nabla p}{\rho^2} + \nabla \Psi \cdot \nabla \times \vec{F}_r + \bar{\eta} \cdot \frac{d}{dt} \nabla \Psi \quad (\text{A4})$$

Ψ 為一純量，針對大氣的運動此物理量可以選用位溫來帶入，在不同的條件下也可以選用不同的變數，在此暫時先不做任何設定。

由(A4)可看出當等號右側各項為零時，括號中的 $\frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \Psi$ 即成為一保守量。

其中(A4)的等號右側有著力管項 $\nabla \rho \times \nabla p$ 的存在，當此流體滿足下列條件之一時，即可消去該力管項：

- (1) 此流體處於正壓之條件下，或
- (2) 所選之物理量 Ψ 為 ρ 和 p 之函數

在這裡我們選用 $\Psi = \theta_v$ 來帶入，用意是消去力管項，並使(A4)式滿足當大氣處於絕熱、無摩擦之狀況時，等號左側之物理量將會成為一保守量之條件，此時該物理量也就成為位渦的形式。

由於在本研究中，於 MM5 數值模式中所採用的 Resiner2 雲微物理法可以提供傳統觀測上所沒有的雲水(Cloud Liquid Water)、冰晶(Cloud Ice)、雨水(Rain Water)、軟雹(Graupel)和雪(Snow)混和比(Mixing Ratio)的資料，故將用於 Schubert et al. (2001)中，僅額外考慮水汽影響之虛位溫延伸為將液相、冰相粒子同時也列入考量的虛位溫（王寶貫 1996），其定義由虛溫 T_v 開始：

$$T_v = T \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \quad (\text{A5})$$

ε 為乾空氣氣體常數與水汽氣體常數之比值， T 為溫度， q_v 、 q_c 、 q_i 、 q_r 、 q_s 、 q_g 分別為水汽、雲水、冰晶、雨水、雪和軟雹的混合比。此式可以改寫為較易理解的近似式： $T_v \approx T(1.0 + 0.608q_v - q_c - q_i - q_r - q_s - q_g)$ 但實際運算時為避免太多不必要的近似導致數值誤差的累積，仍是採用(A5)的形式來做運算。

如此虛位溫之定義成為：

$$\theta_v = T_v \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p} \quad (\text{A6})$$

p_0 為定義成 1000hPa 的參考壓力， R_d 為乾空氣之理想氣體常數， C_p 為定壓下乾空氣之比熱，此時氣體狀態方程可以寫為 $p = \rho R_d T_v$ ，利用(A6)式將氣體狀態方程裡的 T_v 代換掉，得：

$$\theta_v = \frac{P}{\rho R_d} \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_d/C_p}$$

可看出此處所選取之虛位溫為壓力以及密度之函數，這樣一來即可消去(A4)

中的力管項。使其成為：

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \theta_v \right) = \nabla \theta_v \cdot \nabla \times F + \bar{\eta} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt}$$

定義 Ertel's 位渦為 $P \equiv \frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \theta_v$ 接著將全微分展開並整理：

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} &= -\bar{V}_h \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \left(\nabla \theta_v \cdot \nabla \times F + \bar{\eta} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} \right) \\ \frac{\partial P}{\partial t} &= -\bar{V}_h \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\bar{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times F) \end{aligned} \quad (A7)$$

此(A7)式即為本研究所使用之可壓縮非靜力位渦收支方程式，其形式與 Schubert et al. (2001) 中的方程式(20a)相似，除了採用的熱力變數不同之外，剩下的差別僅在於本研究中不額外考慮降水物質之運動速度。

附 錄 二

本附錄說明計算位渦收支分析時，如何由 MM5 模式中輸出運算所需資料之方法。位渦收支項分為三部份：平流項、潛熱加熱項、摩擦項，故於計算收支時會需要非 MM5 模式標準輸出的潛熱加熱作用項以及摩擦作用項，這兩項可由下述方式輸出：

潛熱加熱項

此項經由模式中的雲微物理法計算得來，在運算過程中會以溫度趨勢項的形式呈現，可經由修改 MM5 模式中負責主要計算的程式 (MM5/dynamics/nonhydro/solve.F) 來輸出。

在本研究中的模式裡使用了 Resiner2 (Resiner et al. 1998) 雲微物理法 (MM5/ physics/explicit/resiner2/exmoisg.F)，先將溫度趨勢項存入一暫存矩陣，於 MM5 程式呼叫此參數化法的副程式後再把所得的溫度趨勢項減去先前暫存的部份，如此即可得到完全由 Resiner2 雲微物理法所造成的結果。作法如下程式碼所示：

!---將溫度趨勢項 T3DTEN 放入暫存矩陣中---

!===呼叫 Resiner2 副程式===

DO J=JBNES, JENES-1

```
CALL EXMOISG (T3DTEN, QV3DTEN, QC3DTEN, QR3DTEN, QI3DTEN,  
+           QNI3DTEN, QG3DTEN, QNC3DTEN, T3D, QV3D, QC3D, QR3D,  
+           QI3D, QNI3D, QG3D, QNC3D, PP3D, PSB, RAINNC,  
+           SNOWNCT, INEST, J, IBNES, IENES-1)
```

ENDDO

!===運算結束，可將 T3DTEN 輸出===

!=將輸出之溫度趨勢項 T3DTEN 減去暫存矩陣中的資料，並輸出所需變數=

而由於在本研究中所使用的熱力變數為 θ_v ，其定義為：

$$\begin{aligned}\theta_v &= T \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p} \\ &= \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \theta\end{aligned}$$

故其趨勢項之形式為：

$$\frac{d\theta_v}{dt} = \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \frac{d\theta}{dt} + \theta \frac{d}{dt} \left[\frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \right]$$

在短時間內，上式中等號右側第一項為主導項，故寫為：

$$\frac{d\theta_v}{dt} \approx \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \frac{d\theta}{dt}$$

但是在MM5模式中所輸出的潛熱加熱項為溫度的趨勢項，故需進一步換算，

利用溫度與位溫之關係式 $\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p}$ 改寫上式：

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt} \left[T = \theta \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/C_p} \right] \\ \frac{dT}{dt} = \frac{d\theta}{dt} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/C_p} + \theta \frac{d}{dt} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/C_p}\end{aligned}$$

同樣的，短時間內壓力的變化很小，除上 p_0 之後將會更小，故省略後寫為：

$$\frac{dT}{dt} \approx \frac{d\theta}{dt} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/C_p}$$

如此即可得出溫度趨勢項以及位溫趨勢項之近似關係式：

$$\begin{aligned}\frac{d\theta}{dt} \approx \frac{dT}{dt} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p} \\ \frac{d\theta_v}{dt} \approx \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \frac{dT}{dt} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/C_p}\end{aligned}$$

摩擦項

此作用項是經由模式中的邊界層參數化法計算得來，在運算過程中會以水平速度趨勢的形式呈現，可經由修改 MM5 模式中負責主要計算的程式 (MM5/dynamics/nonhydro/solve.F) 來輸出。

在本研究中的模式裡使用了 MRF (Hong and Pan 1996) 邊界層參數化法 (MM5/physics/pbl_sfc/mrfpbl/mrfpbl.F)，而用以存放速度趨勢項的矩陣 UCD 及 VCD，在 MM5 程式呼叫此參數化法的副程式之前將會被清空，故於呼叫完此副程式後，趨勢項矩陣裡的所計算出的結果即為完全由 MRF 邊界層參數化法所造成的影響，毋需如同潛熱加熱項那樣處理。作法如下程式碼所示：

```
!===呼叫 MRFPBL 副程式===
```

```
DO J=1,JLX
```

```
PARJSUM(ITQEVA_SUM,J)=0.0
```

```
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, RAINC, RAINNC, PRW, ALB, SHC, THC, SATBRT,  
+           XMOIST, INTERIOR_MASK, 1, ILX)
```

```
ENDDO
```

```
!===運算結束，可將 UCD、VCD 輸出===
```

註：以上所得之溫度趨勢項以及速度趨勢項皆與 p^* (模式地面和頂層之氣壓差值) 耦合 (Coupled) 在一起，需除掉 p^* 後方可進行運算。

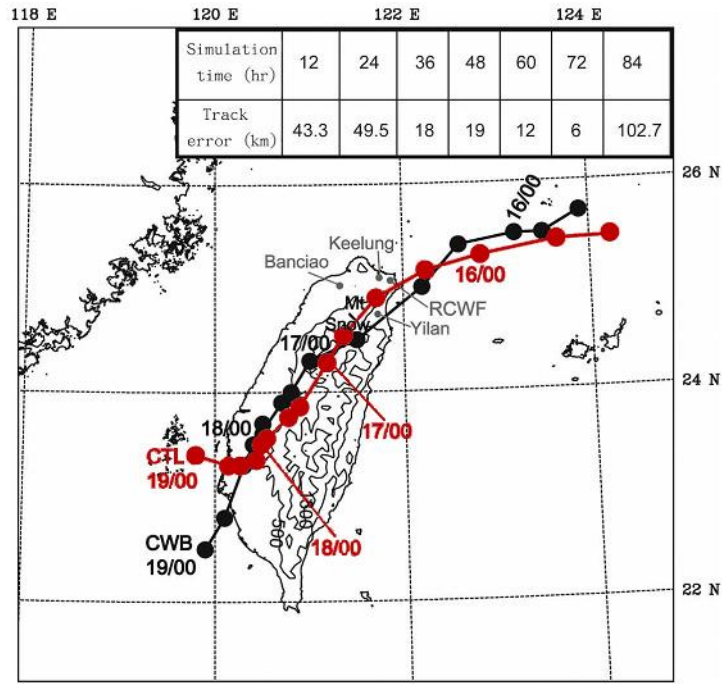


圖 2.1 納莉颱風(2001)路徑比較圖。黑線為中央氣象局(Central Weather Bureau; CWB)的最佳路徑，每點的時間間距為 12 小時；紅線為 MM5 模式模擬出的颱風路徑，每點時間間距為 6 小時。摘自 Yang et al. (2008)。

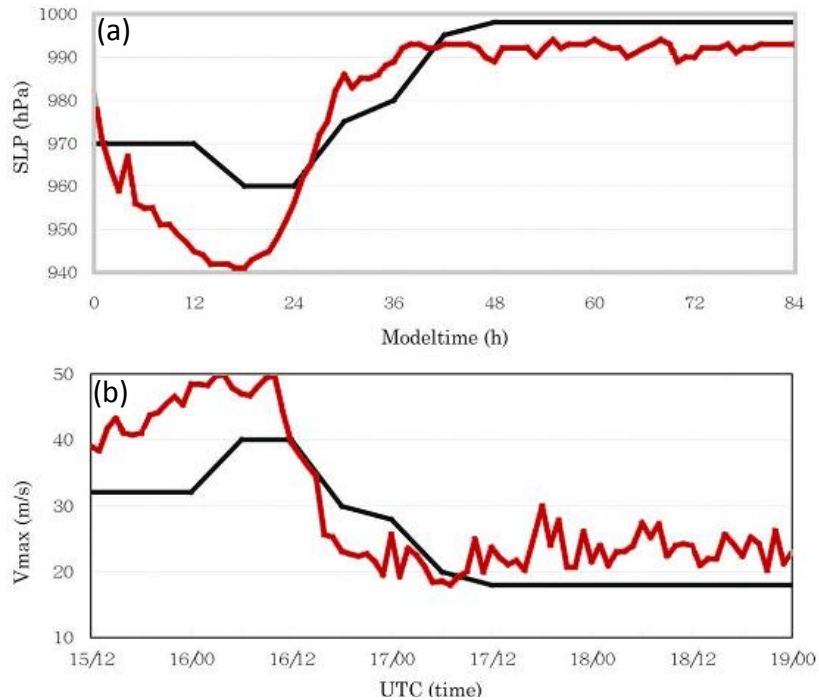


圖 2.2 納莉颱風強度比較圖。(a) 為最小海平面氣壓，(b) 為地表最大風速；黑線為 CWB 最佳路徑資料，紅線為模式模擬資料。模擬時間從 9 月 15 日 1200 UTC 到 9 月 19 日 0000 UTC。摘自 Yang et al. (2008)

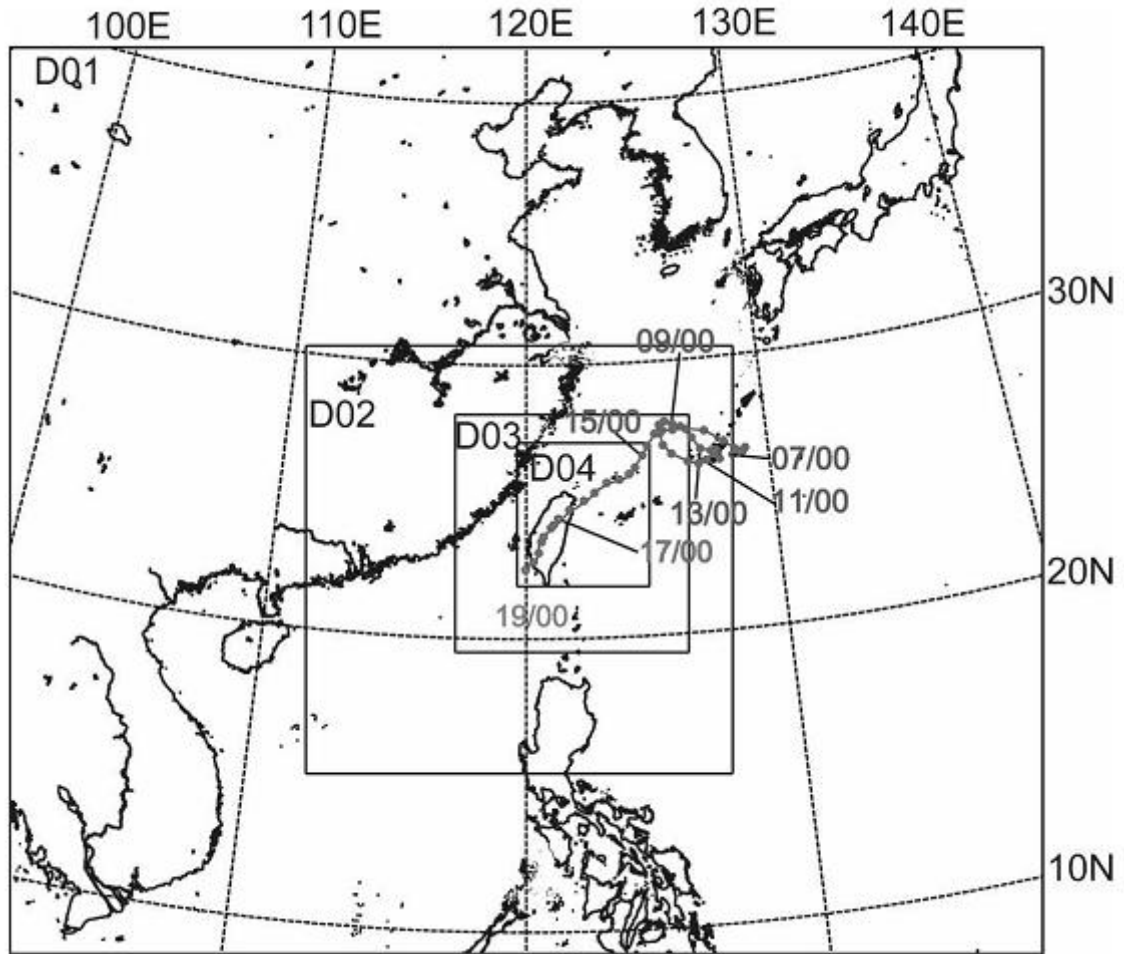


圖 2.3 MM5 巢狀網格分佈[D01(網格間距 54 公里；71×81)、D02 (網格間距 18 公里；100×100)、D03(網格間距 6 公里；166×166)以及 D04 (2 公里；229×154)]和 CWB 納莉颱風之最佳路徑圖。摘自 Yang et al. (2008)。

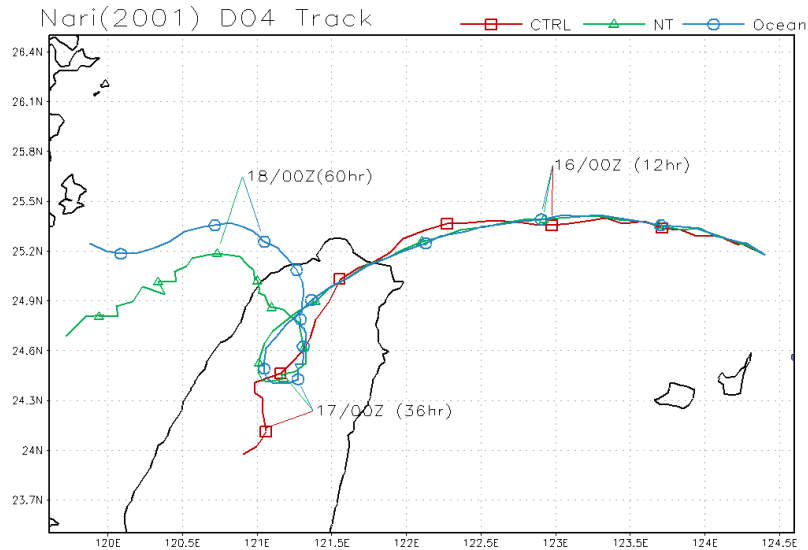


圖 4.1 各實驗所模擬出來的颱風路徑，紅線為 CTRL Run、綠線為 NT Run、藍線為 Ocean Run 之結果，颱風中心在三個實驗中分別於 22hr/20hr/20hr 時登陸，CTRL Run 僅放上前 40 小時之結果。

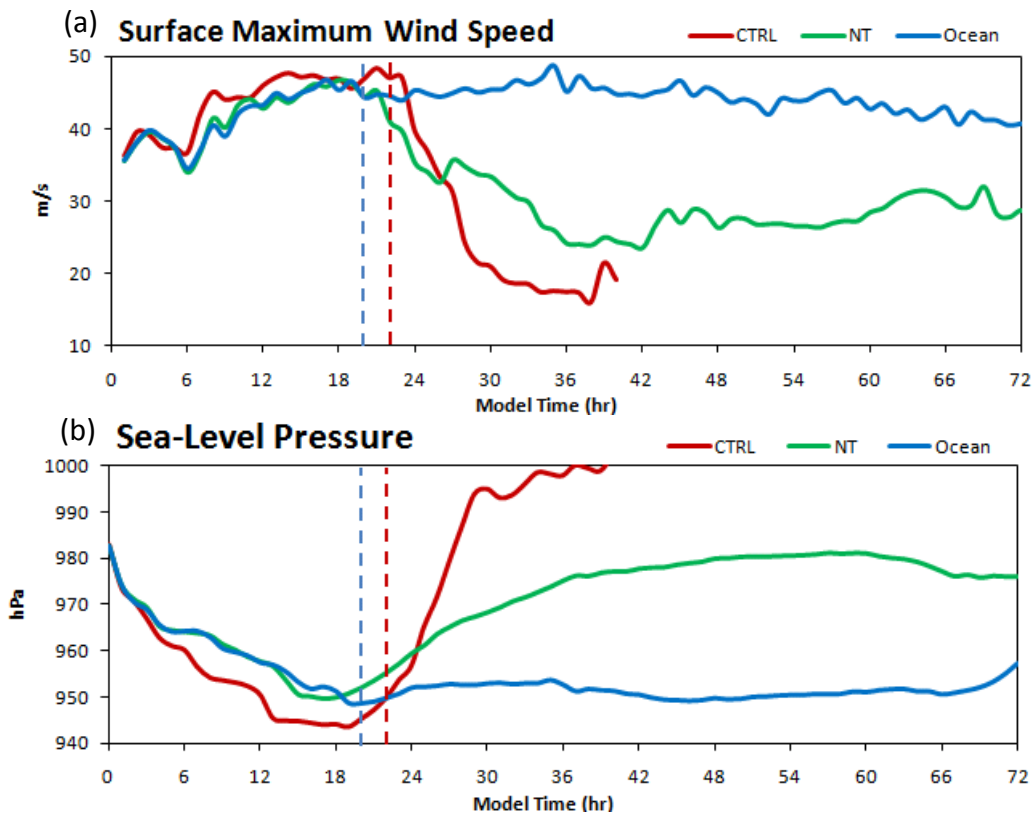


圖 4.2 (a)各實驗所模擬出來的中心近地表最大風速；(b)為颱風中心最小海平面氣壓，紅線為 CTRL run，綠線為 NT run，藍線為 Ocean run，藍色虛線處為第 20 小時(此時 NT Run 與 Ocean Run 颱風中心登陸臺灣)，紅色虛線處為第 22 小時(此時 CTRL Run 颱風中心登陸臺灣)。

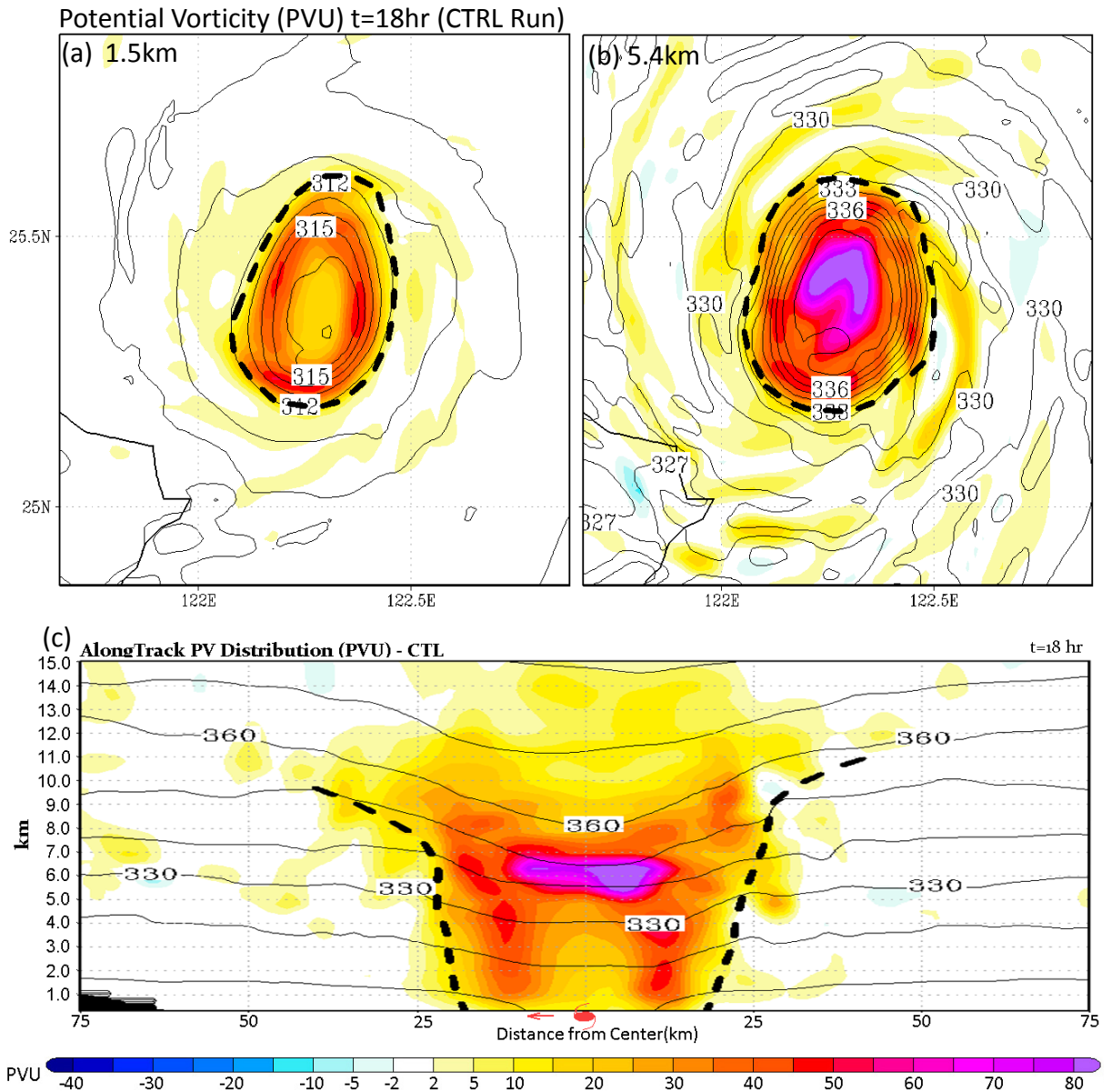


圖 4.3 為 CTRL Run 於模擬時間第 18 小時(登陸前四小時),分別於(a)1.5、(b)5.4 公里高處的水平位渦分佈圖,以及其(c)沿颱風移動方向所切出之垂直剖面,色階為位渦值(單位為 PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$),等值線為虛位溫(單位為 K,等值線間距 1K,圖 c 中之等值線間距為 10K),粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之最大風速半徑(Radius of Maximum Wind; RMW)。垂直剖面中所出現之黑色區域是由於臺灣地形的存在而使得該處無資料所致。

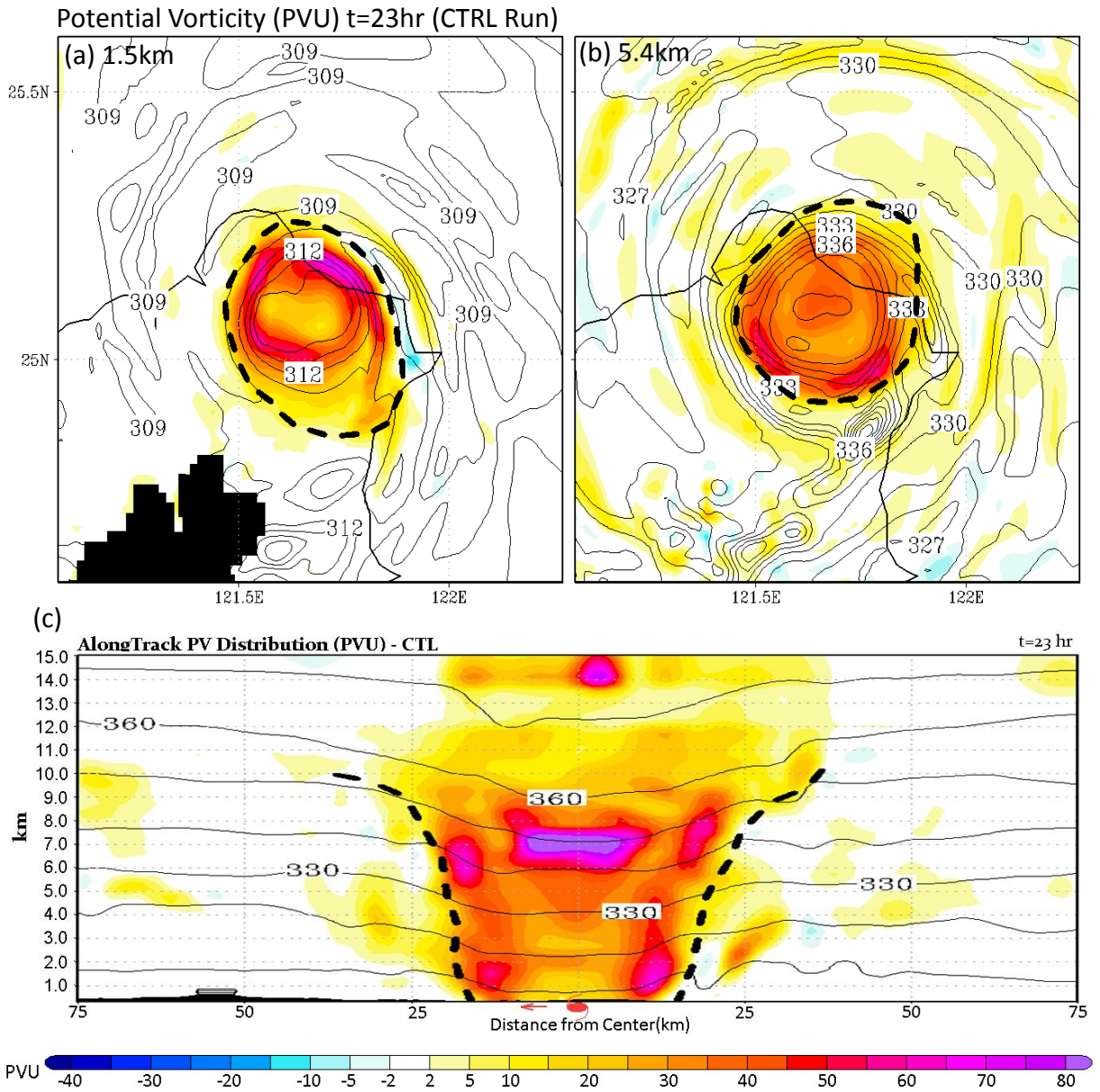


圖 4.4 同圖 4.3，但為第 23 小時（登陸後一小時）的結果。

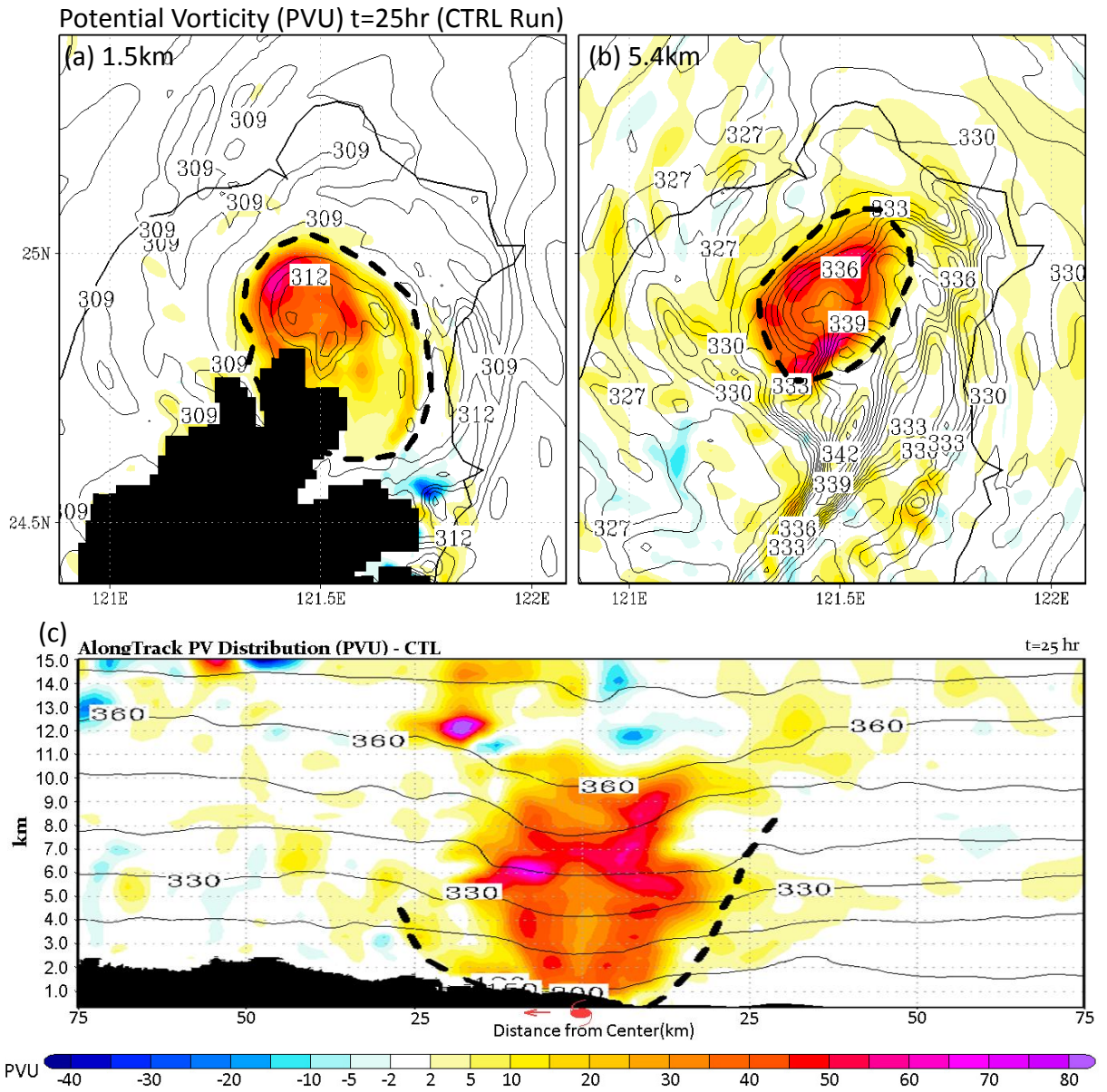


圖 4.5 同圖 4.3，但為第 25 小時（登陸後三小時）的結果。

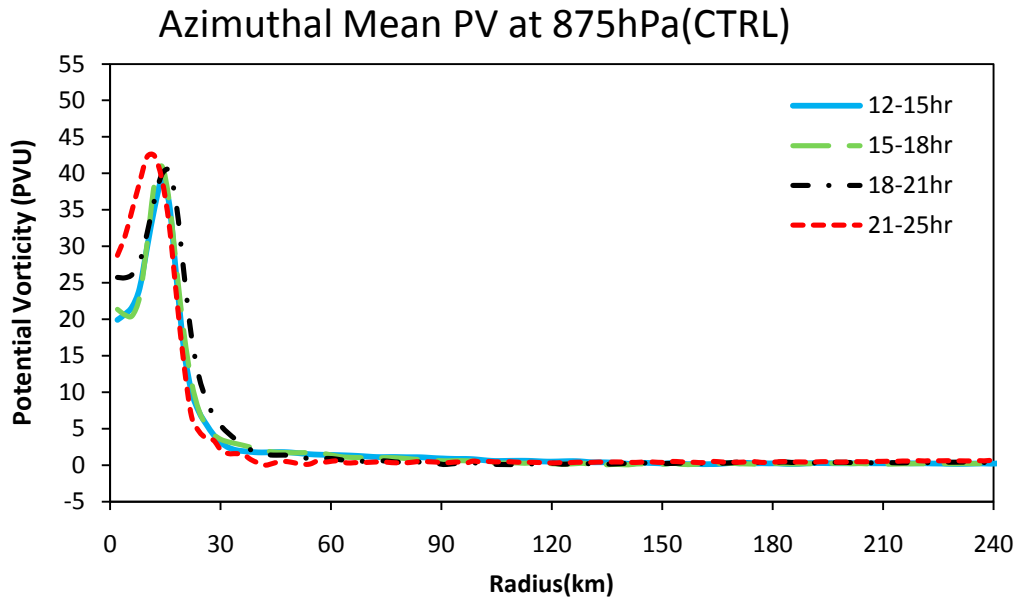


圖 4.6 CTRL Run 中位渦經過方位角平均後於 875hPa 等壓面上的結果，單位為 PVU（颱風中心於模擬 22 小時時登陸台灣東北角）。

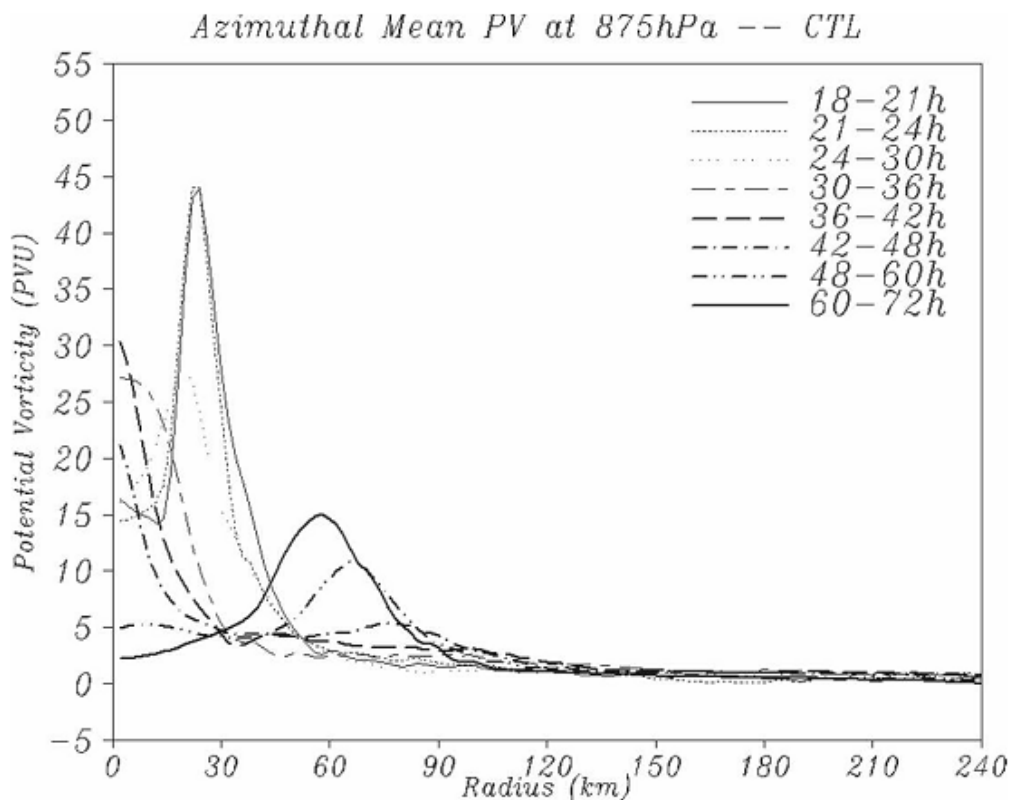
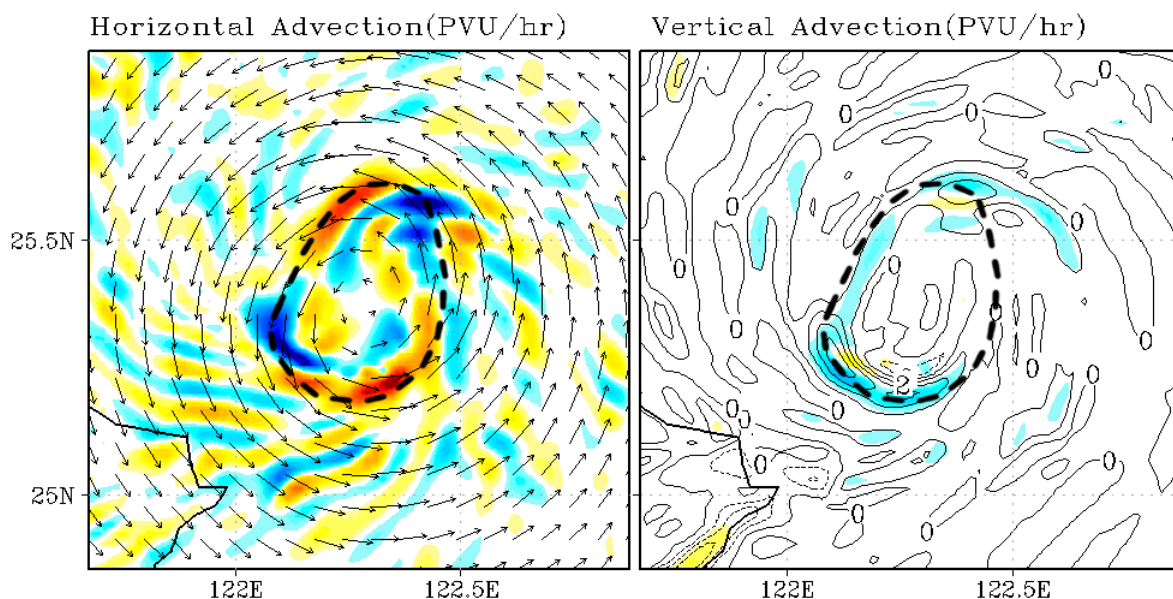


圖 4.7 同圖 4.6，但是為瑞伯颱風(1998)的結果（颱風中心於 25hr 時登陸呂宋島），摘自 Wu et al. (2009)。

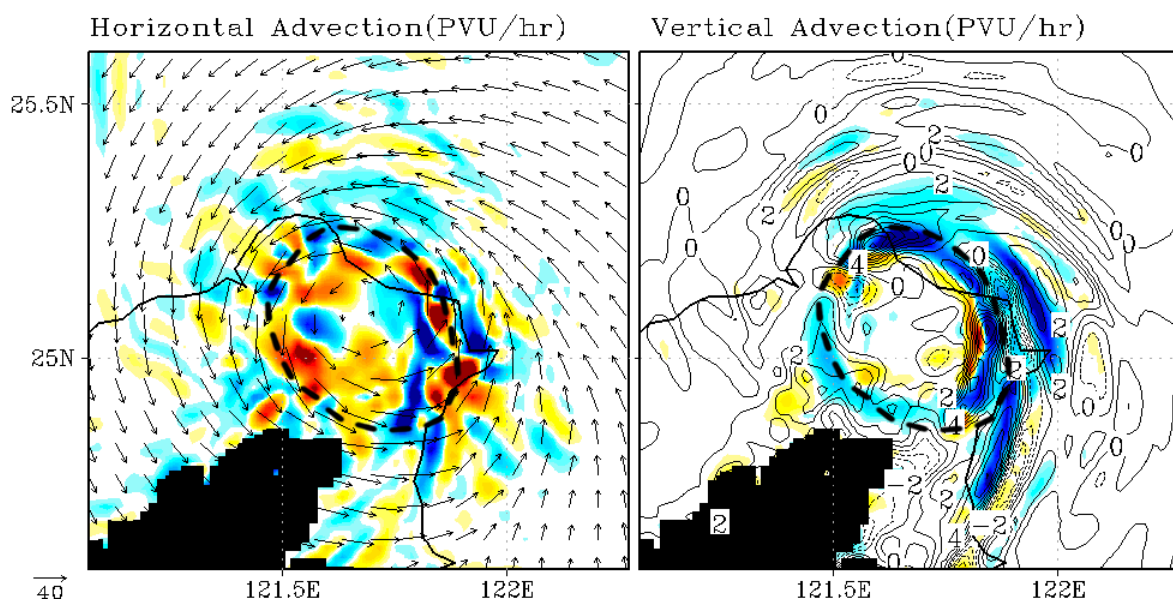
(a) CTL Run @ 1500m

06Z16SEP2001
t = 18 hr



(b) CTL Run @ 1500m

11Z16SEP2001
T = 23 hr



PVU/hr -475 -425 -375 -325 -275 -225 -175 -125 -75 -25 25 75 125 175 225 275 325 375 425 475

圖 4.8 為 CTRL Run 在模擬(a)第 18、(b)第 23 小時，位渦收支方程式中的水平平流項及垂直平流項在高度為 1.5 公里之水平剖面，色階為平流作用所造成的位渦變化，單位為 PVU/hr，向量箭頭為水平風場，等值線為垂直速度，單位為 m/s (間距為 1m/s)，實線表示上升運動，粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之 RMW。

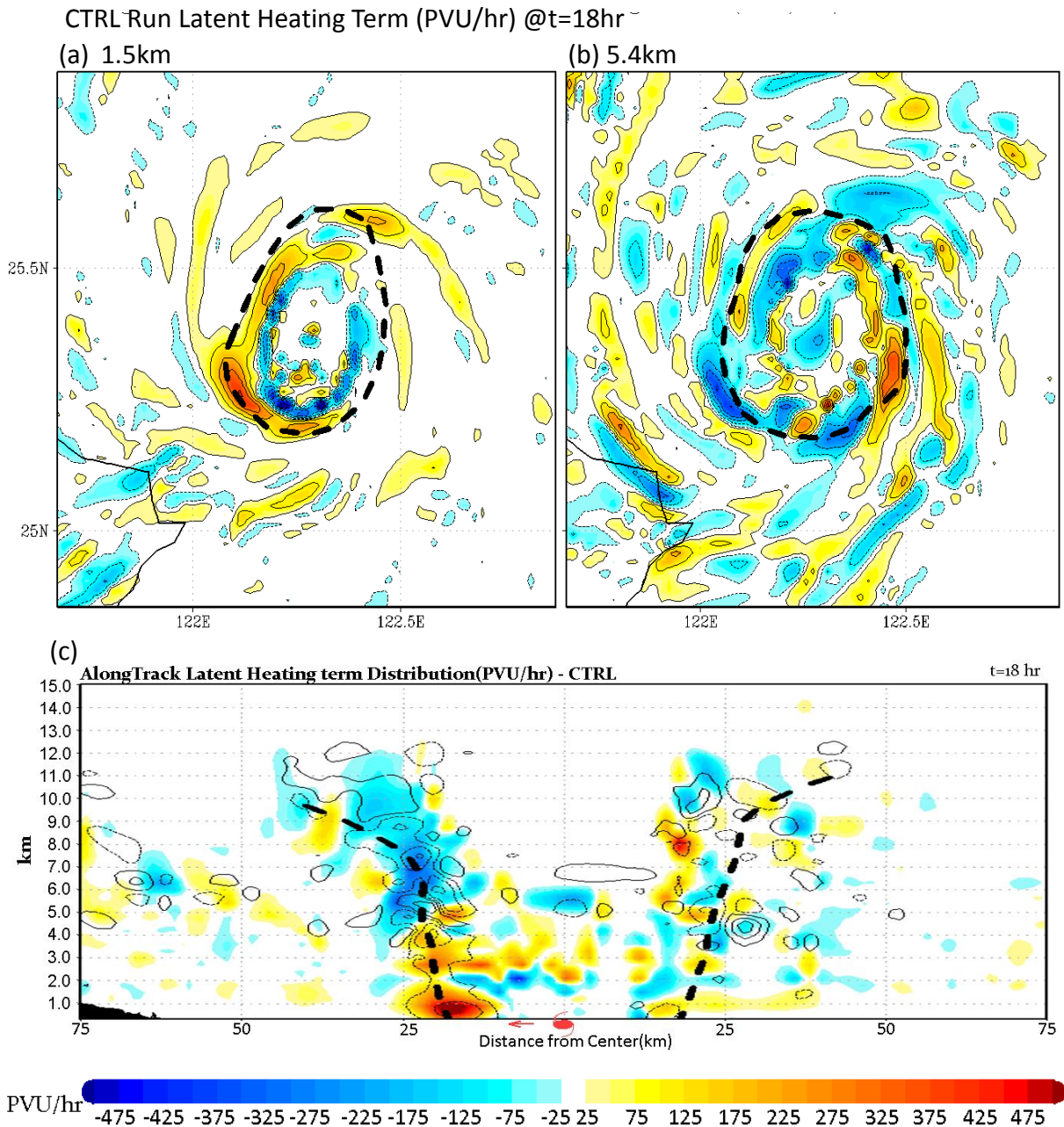


圖 4.9 為 CTRL Run 於模擬時間第 18 小時，分別於(a)1.5、(b)5.4 公里高處，位渦收支方程式中潛熱加熱作用項的水平分佈圖，以及其(c)沿颱風移動方向所切出之垂直剖面，其單位為 PVU/hr，圖 c 中的等值線為垂直平流作用項，實線為正值。粗黑色虛線為以該高度處的切線風所繪出之 RMW。

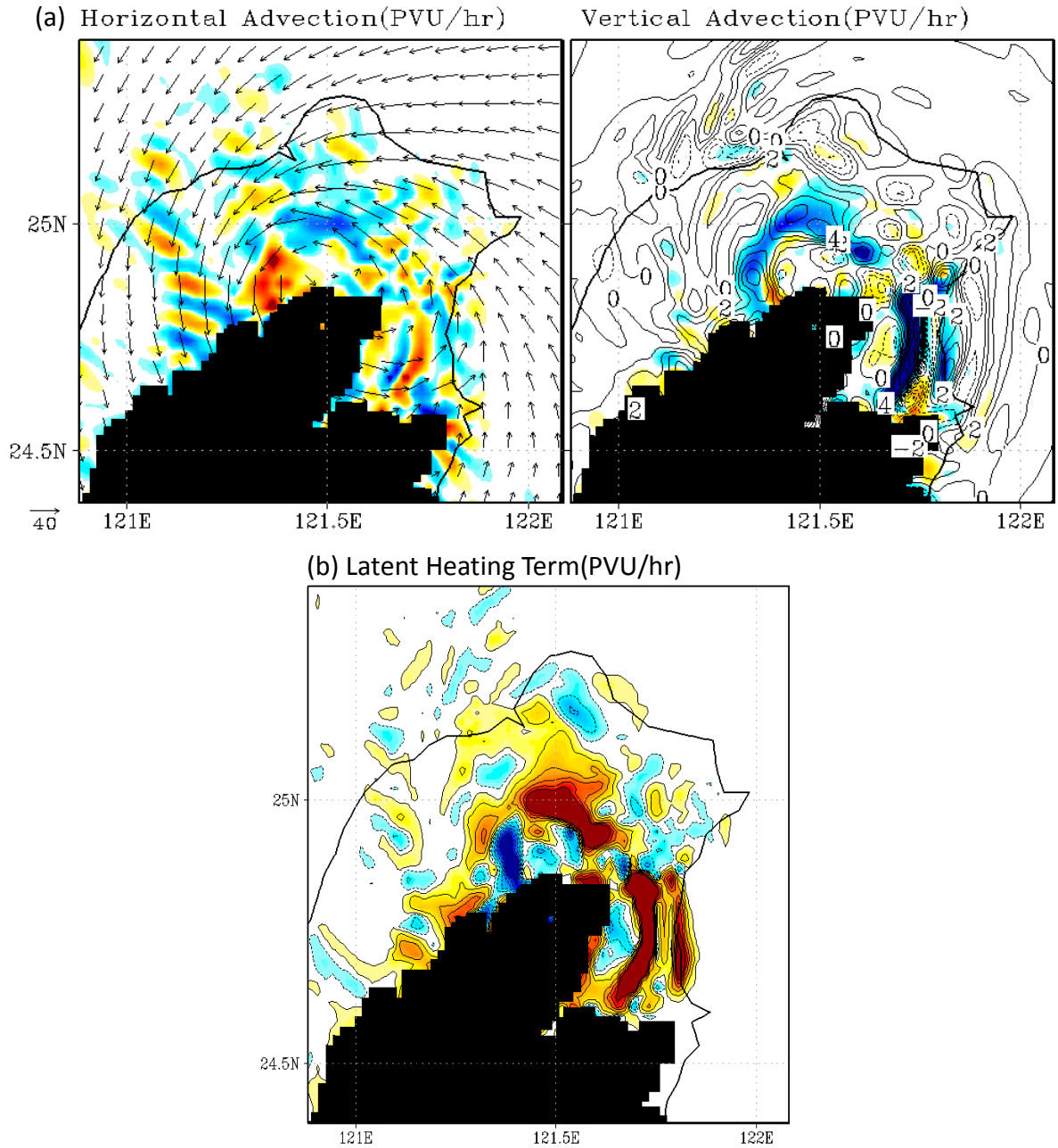


圖 4.11 為 CTRL Run 於第 25 小時，位渦收支方程式中(a)水平與垂直平流作用項以及(b)潛熱作用項於 1.5 公里高的剖面上的結果，單位為 PVU/hr，圖(a)中的向量箭頭為水平風場，等值線為垂直速度，單位為 m/s（間距為 1m/s），實線表示上升運動。

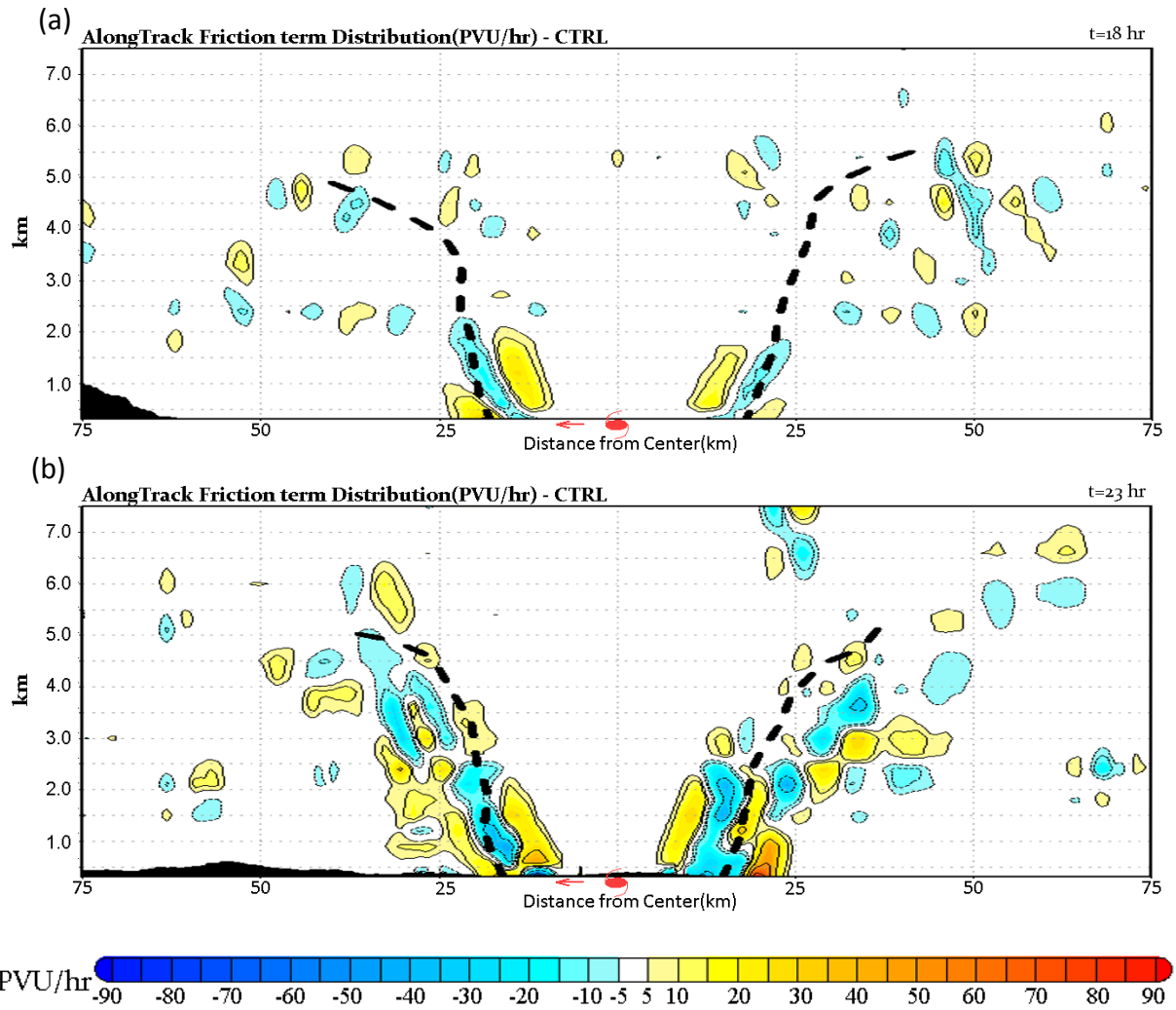
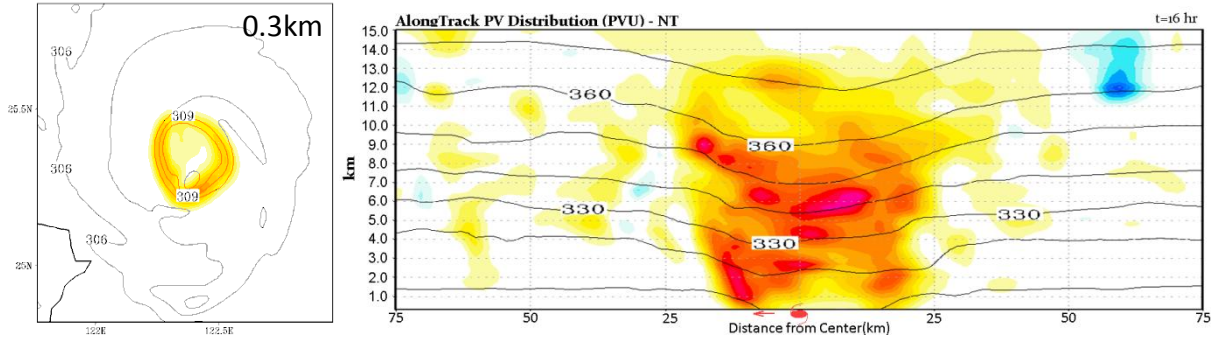
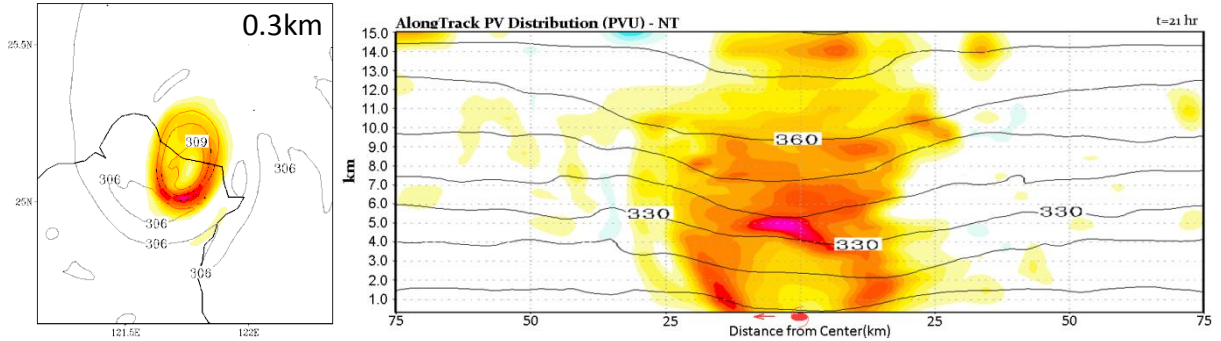


圖 4.12 為 CTRL Run 在模擬第(a)18(b)23 小時位渦收支方程中摩擦作用項沿颱風移動方向所切出的垂直分佈圖，單位為 PVU/hr，黑色虛線為 RMW。註：由於此項與方程式中其他項相比較小，故採用較小的色階，同時垂直高度也僅畫到 7.5 公里高。

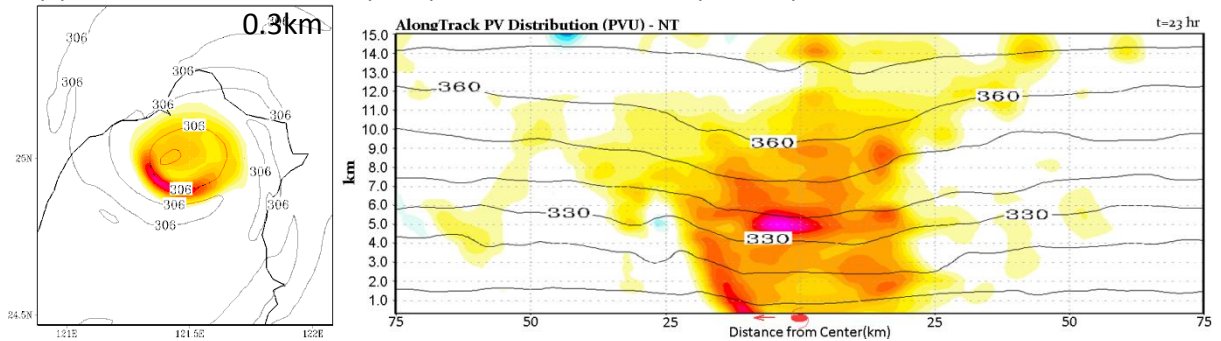
(a) NT Run PV distribution(PVU) - 4 hr before landfall (t=16hr)



(b) NT Run PV distribution(PVU) - 1 hr after landfall (t=21hr)



(c) NT Run PV distribution(PVU) - 3 hr after landfall (t=23hr)



(d) NT Run PV distribution(PVU) - 6 hr after landfall (t=26hr)

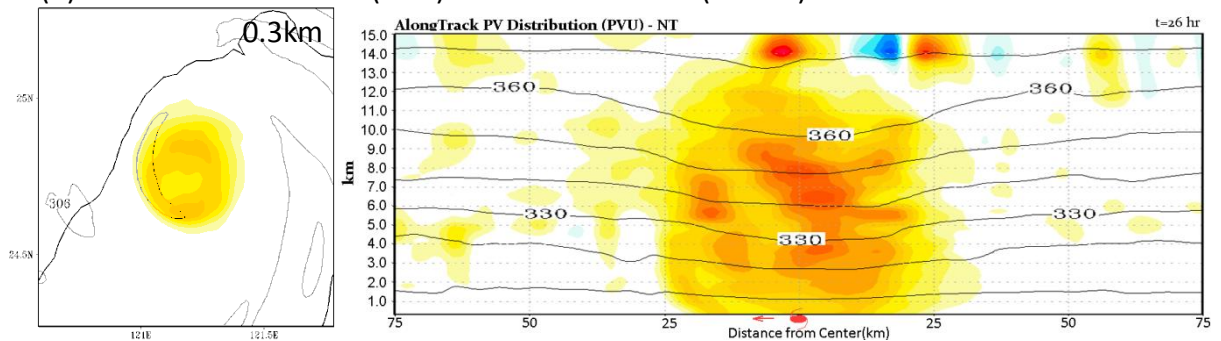
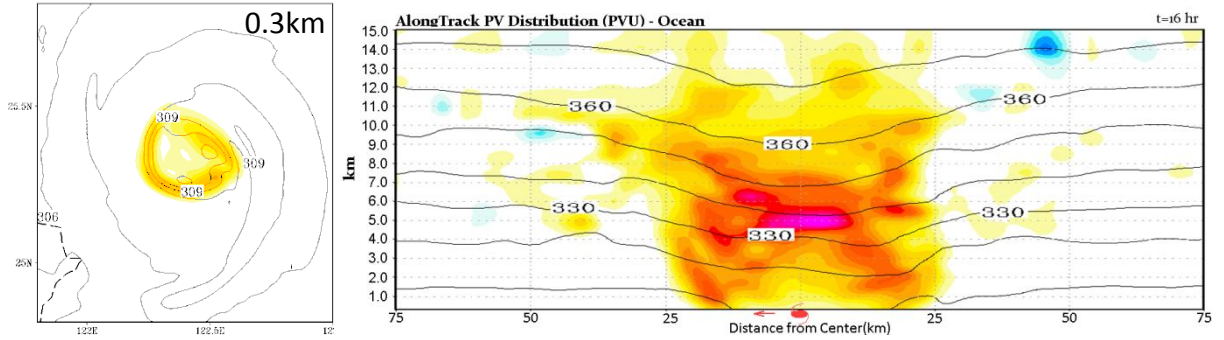
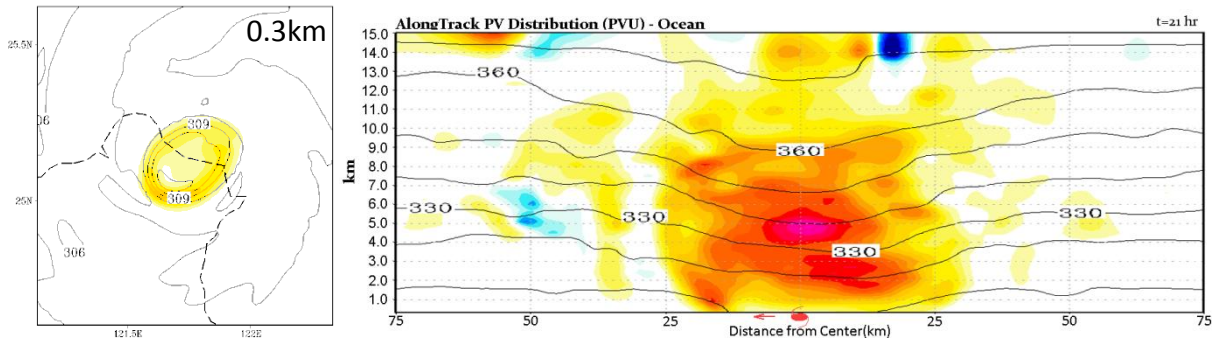


圖 4.13 為 NT Run 於(a)登陸前四小時、(b)登陸後一小時、(c)登陸後三小時，及(d)登陸後六小時，於 0.3 公里高處(左)及沿颱風行進方向所切出之垂直剖面(右)的位渦分佈圖(單位為 PVU)，等值線為虛位溫(單位為 K)。

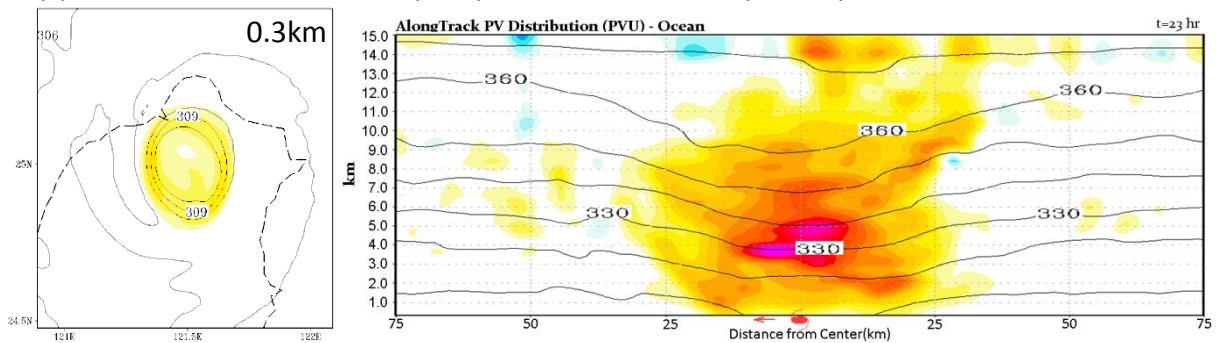
(a) Ocean Run PV distribution(PVU) - 4 hr before landfall (t=16hr)



(b) Ocean Run PV distribution(PVU) - 1 hr after landfall (t=21hr)



(c) Ocean Run PV distribution(PVU) - 3 hr after landfall (t=23hr)



(d) Ocean Run PV distribution(PVU) - 6 hr after landfall (t=26hr)

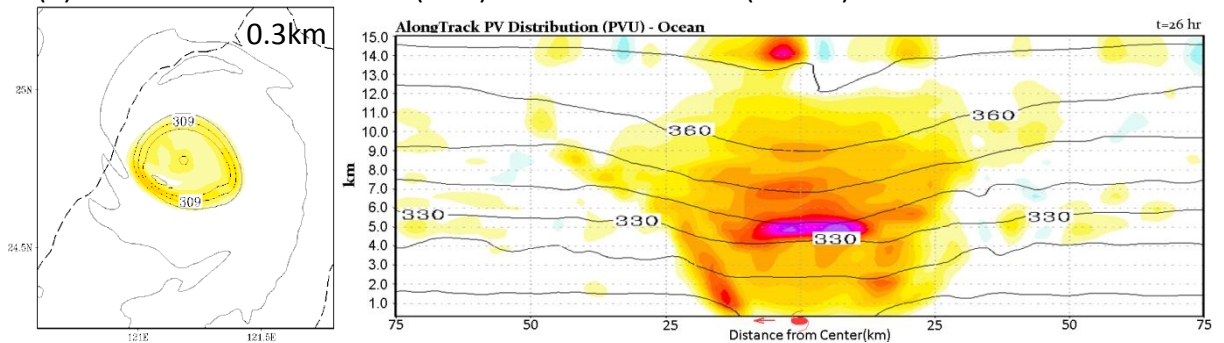
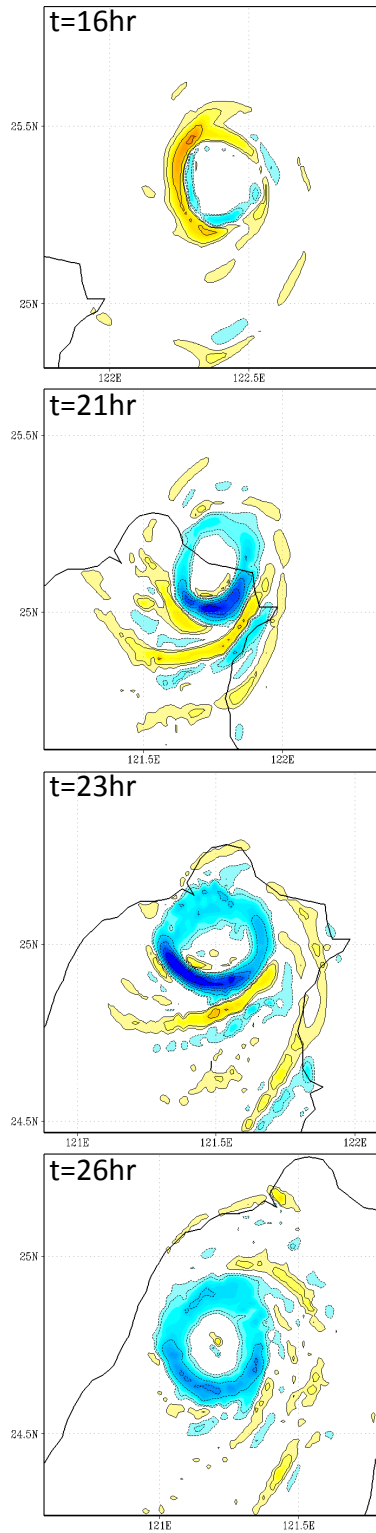


圖 4.14 同圖 4.13，但為 Ocean Run 之結果。

(a) NT Run Friction Term @ 0.3km



(b) Ocean Run Friction Term @ 0.3km

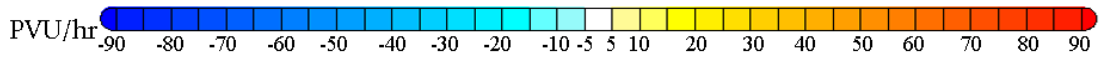
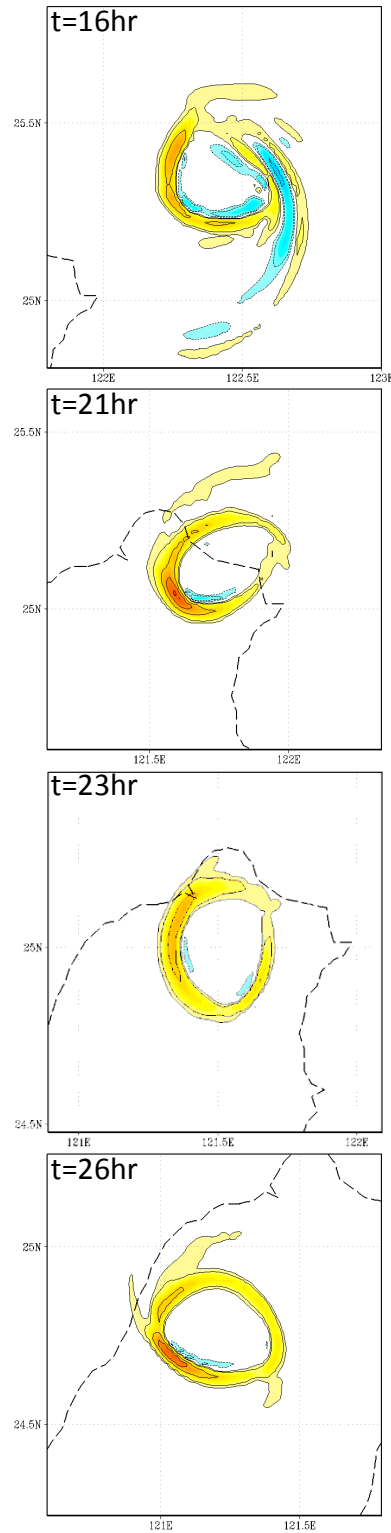
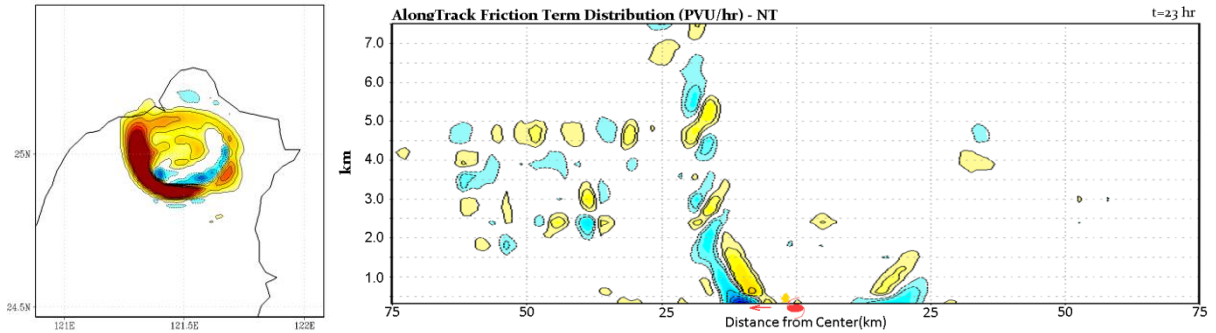


圖 4.15 為(a)NT Run 及(b)Ocean Run 於登陸前 4 小時(t=16hr)、登陸後 1 小時(t=21hr)、登陸後 3 小時(t=23hr)及登陸後 6 小時(t=26hr)於 0.3 公里高處，位渦收支方程中的摩擦作用項之水平分佈（單位為 PVU/hr）。

(a) NT Run @ t=23hr

Latent Heating Term on 0.3km



(b) Ocean Run @ t=23hr

Latent Heating Term on 0.3km

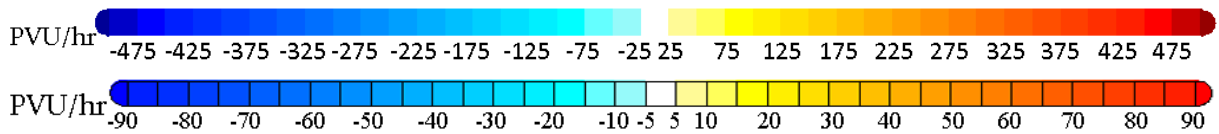
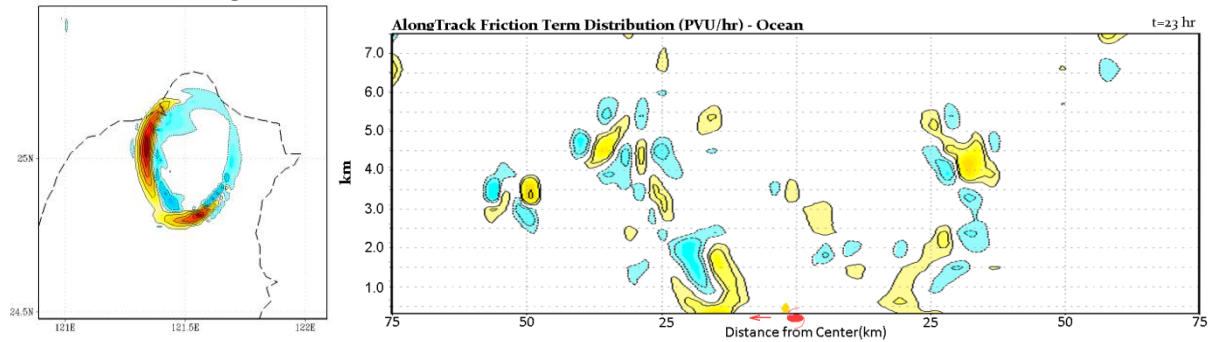


圖 4.16 為(a)NT Run 以及(b)Ocean Run 於登陸後 3 小時後 (T=23hr) 於 0.3 公里高處，位渦收支方程中的潛熱加熱項之分佈（左列小圖，對應第一條 ColorBar，單位為 PVU/hr）以及沿颱風移動方向之摩擦作用項的垂直分佈（右圖，對應第二條 ColorBar，單位為 PVU/hr）。

NT Run PV Distribution on Z=1.5km

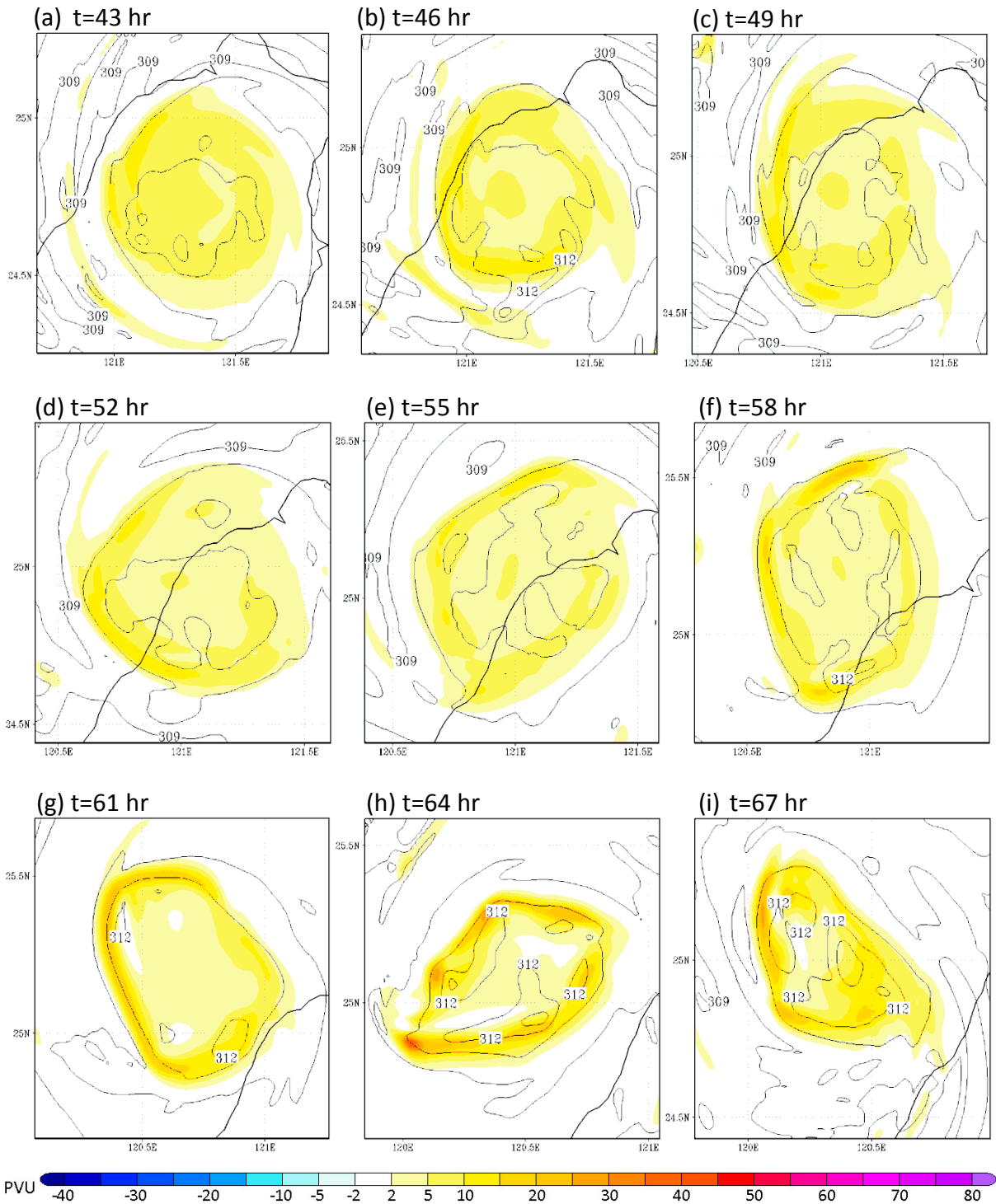


圖 4.17 為 NT Run 於 1.5 公里高處，在第(a)43、(b)46、(c)49、(d)52、(e)55、(f)58、(g)61、(h)64 以及(i) 67 小時的位渦分佈時序變化圖，色階為位渦值（單位為 PVU），等值線為虛位溫（單位為 K，等值線間隔 1K）。

Ocean Run PV Distribution on Z=1.5km

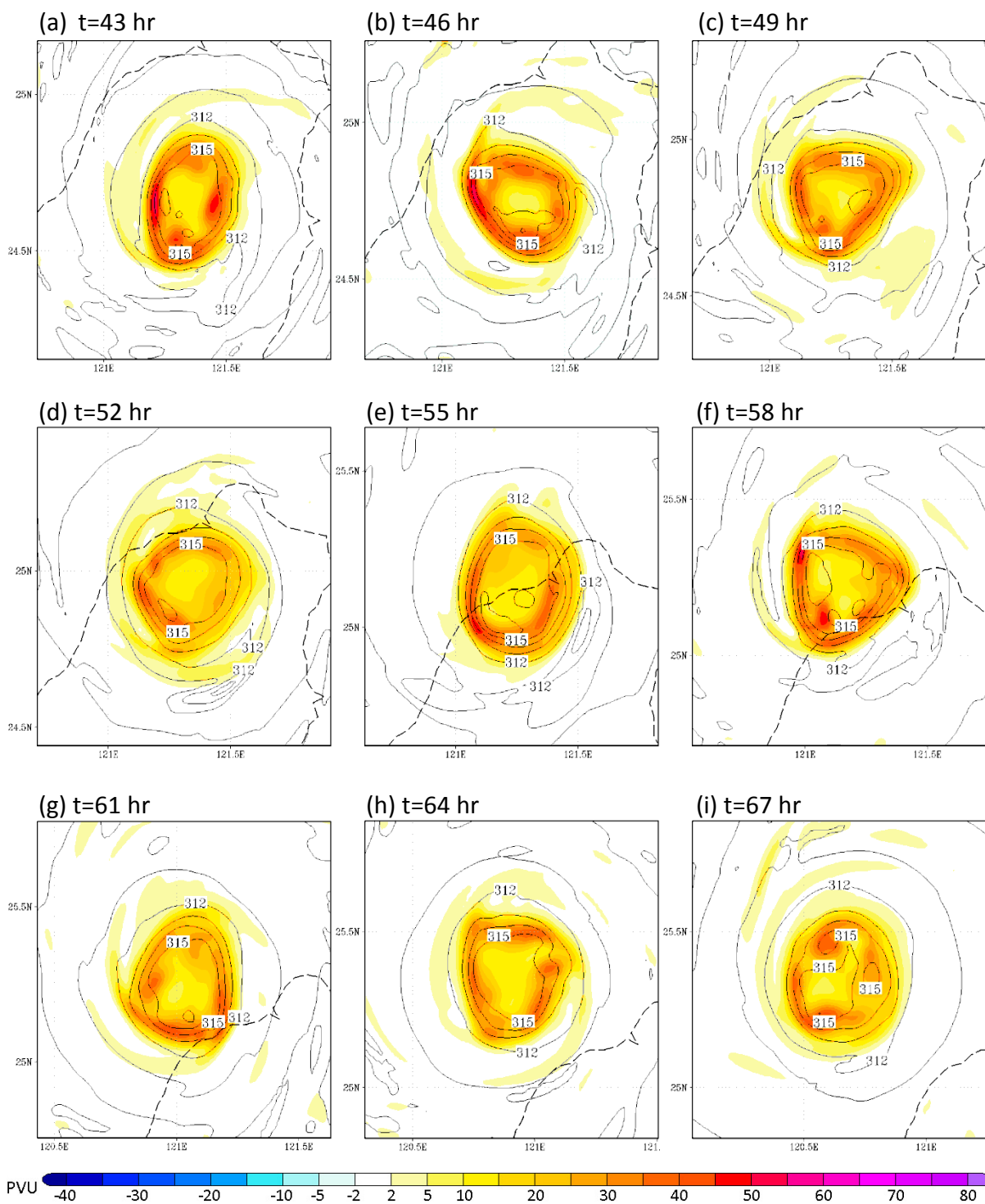


圖 4.18 同圖 4.17，但為 Ocean Run 之結果。

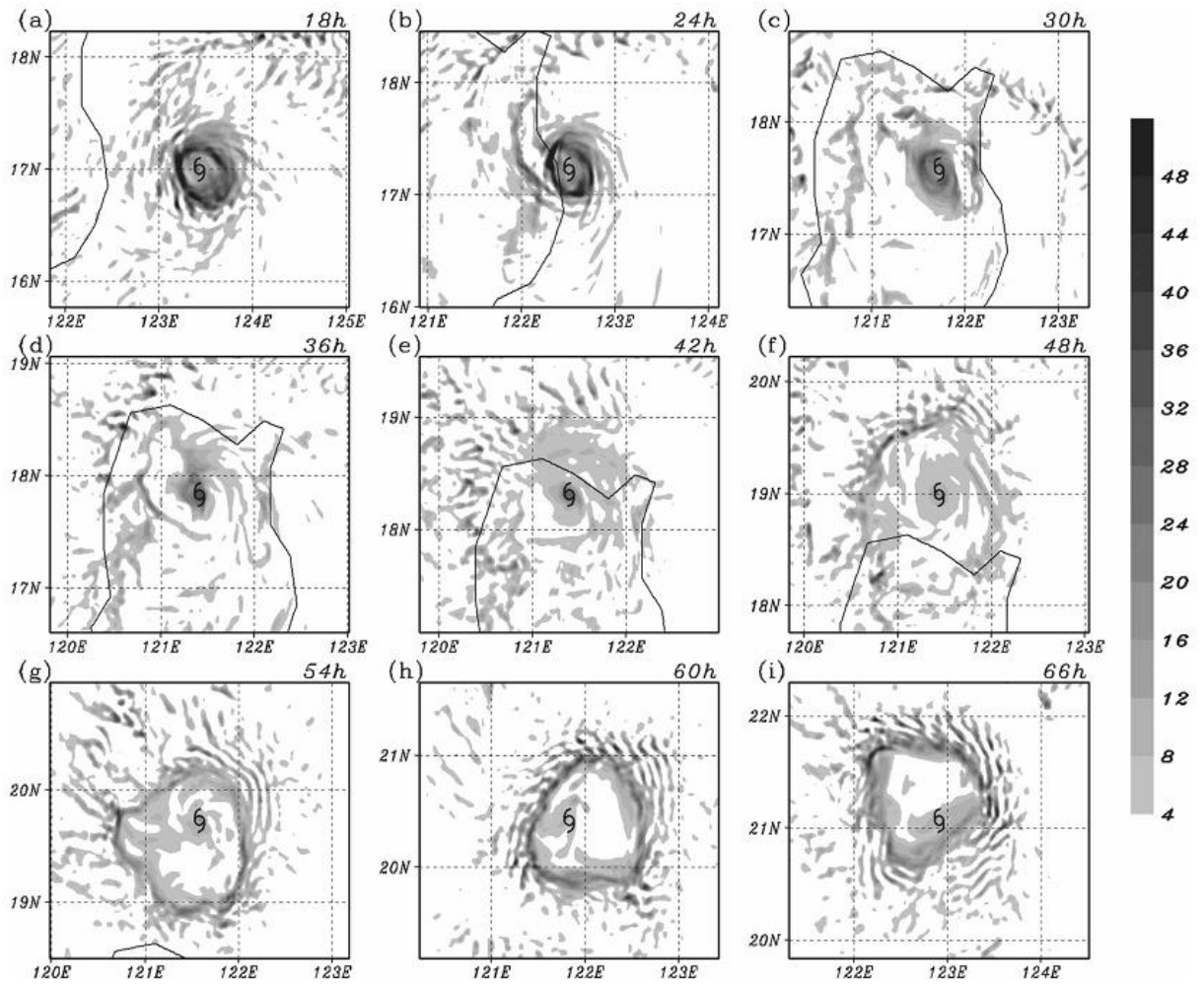


圖 4.19 為瑞伯颱風於第(a)18、(b)24、(c)30、(d)36、(e)42、(f)48、(g)54、(h)60 以及(i) 66 小時，在 875hPa 等壓面上的位渦水平分佈圖，單位為 PVU/hr。摘自 Wu et al. 2009。

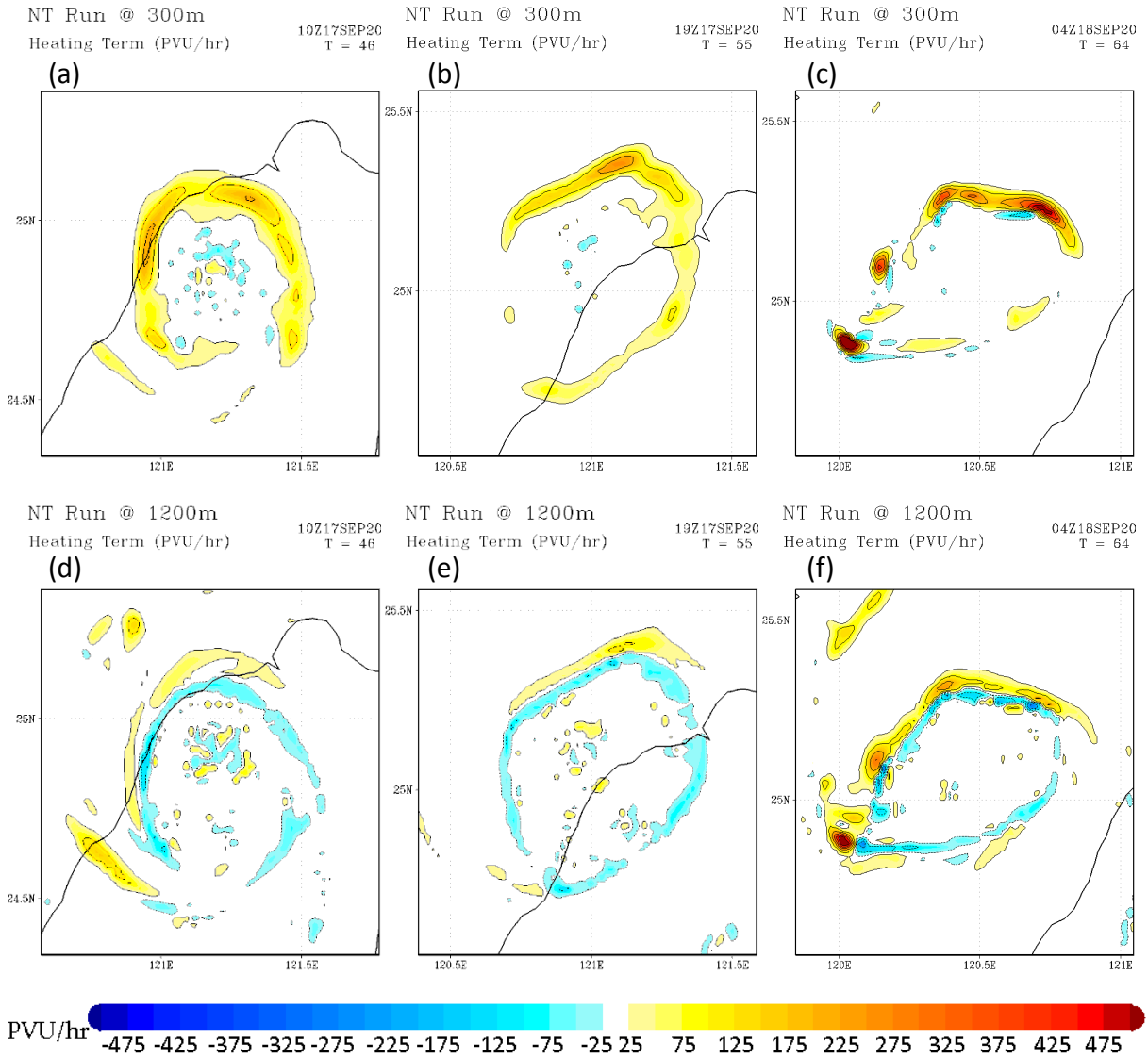


圖 4.20 為 NT Run 中，位渦收支方程裡潛熱加熱作用項於 0.3 公里高處，在第(a)46、(b)55、(c)64 小時以及此項於 1.2 公里高度處，在第(d)46、(e)55、(f)64 小時的水平分佈，單位為 PVU/hr。