

納莉(2001)颱風之位渦收支分析

林柏旭 楊明仁
中央大學大氣物理研究所

摘要

熱帶氣旋是個具有強烈的切線風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、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。在此無地形的實驗中，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。

關鍵字：位渦收支、納莉颱風

一、前言

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)，這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。

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 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) 對 GFDL 模式模擬出的颶風葛拉絲 (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颱風登陸後較為顯著。Wu and Wang (2000, 2001) 則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，研究結果顯示潛熱加熱作用會對其移動路徑造成一定的影響。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，造成渦度生成的機制。在 Wu et al. (2009) 針對瑞伯颱風 (Zeb,

1998) 之研究結果中，顯示來自地表的可感熱、潛熱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後眼牆對流消失後，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，摩擦力則是造成使位渦環集中之效果。

在氣旋動力中關於位渦的探討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(2001)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。

二、實驗設計與資料來源

本研究接續使用 Yang et al. (2008) 利用 PSU/NCAR MM5 數值模式模擬納莉颱風(2001)所輸出之高時間、空間解析度的模式輸出來進行位渦診斷分析，其所模擬出的颶風中心位置、強度變化，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。

MM5 模式模擬採用四層水平巢狀網格之設定，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之 1.125° × 1.125° 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。

本研究主要使用之資料為 D4 (兩公里網格間距) 之資料，模擬時間步長為 6 秒。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，並重新進行模擬以輸出上述資料。

為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 (CTRL) 之外，另外進行兩組地形敏感度實驗以作比較。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無地形實驗 (NT)；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純海洋實驗 (Ocean)。

三、研究方法

本研究所使用之位渦收支方程係參考 Pedlosky (1987) 以及 Schubert et al. (2001) 對 Ertel 位渦特性的研究推導而來，其形式為：

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

上式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；第二項為位渦的垂直平流項；第三項為非絕熱作用項，但由於在本實驗中主要考慮了雲微物理過程中之潛熱釋放，故此項在此稱為潛熱作用項較合理，第四項為摩擦作用項，在本研究中此項採用邊界層所輸出的摩擦力，故包含了亂流混合、及行星邊界層效應中的摩擦力作用。值得注意的是 Haynes and McIntyre (1987) 指出即使有著非絕熱作用以及摩擦作用的存在，在兩個等熵面內所夾出的位渦是不會被生成或是消耗掉的，是故本研究中所指之位渦的正貢獻、負貢獻等，皆指一局地之現象。

此外由於 MM5 模式可以提供如：雲水、冰晶等各類項水相粒子的混和比資料，故於本位渦收支方程中採用將液相、冰相粒子列入考量的虛位溫，其定義如下 (王寶貫 1996)：

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

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。

四、模擬結果

本研究所模擬出來之三組實驗 (CTRL / NT / Ocean) 在模擬 30 小時內路徑都很接近 (圖 4.1)，而且控制組之路徑、強度皆與 Yang et al. (2008) 的結果相近；在 NT Run 中颱風重新進入洋面後不久，路徑有呈現擺線震盪之現象。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。

在模擬時間第 18 小時，納莉颱風已發展成一成熟颱風，由垂直剖面圖 (圖 4.2) 中可以看到其位渦的垂直分佈呈現一典型之型分佈型態，這是由於在眼牆附近有著強切線風，以及旺盛的雲流匯聚處有著高位渦值。而在中層大氣氣旋中心處也有著較高的位渦值，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。由位渦經過方位角平均後於 875 hPa 等壓面上的結果 (圖 4.3)，可看出納莉颱風登陸時位渦受地形影響有稍微增強隨後向內收縮之現象。而在隨後的地形敏感度測試中位渦環則沒有明顯的收縮現象，可知臺灣地形的存在對此現象有著一定的影響。此與 Wu et al. (2009) 針對瑞伯颱風的分析結果 (圖 4.4) 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 45 PVU 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。

位渦收支分析

圖 4.5a 為水平平流作用之結果，該作用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) 分佈或對出現，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。而圖 4.5b 為垂直平流作用之結果，其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分演著向上傳送位渦，造成局地位渦減少的角色。

圖 4.6 為潛熱加熱作用項之結果，當納莉颱風登陸臺灣東北角時 (圖 4.6b)，由於地形激發的雲流造成大量潛熱釋放，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。從圖中也可看出，在低層大氣中經由這些對流所生成之位渦處會經由垂直平流項上傳遞，此外於位渦生成處之上方都會伴隨著一個消耗位渦的匯 (圖 4.6c)，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，故此項除了是位渦的主要貢獻項外，也是位渦的主要消耗項。

在圖 4.7a 中，此時納莉颱風仍位於海上，地表摩擦力的影響和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 4.7b 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之結果，此時開始有地表摩擦的作用，故對位渦所造成之負貢獻更為明顯。

地形敏感度實驗

圖 4.8 分別為 NT Run 於(a)登陸後三小時、(b)登陸後六小時的位渦垂直分佈。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 4.8)與 Ocean Run 的結果(圖 4.9)相比，可以發現雖然 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，但在登陸後，由於來自洋面之水汽通量及可感熱通量的截斷，使該處的高位渦值無法繼續存在而逐漸消散，在 Ocean Run 中則沒有此現象。由此可以看出來自海洋的通量對其位渦之影響。

藉由分析 NT Run 以及 Ocean Run 在登陸前四小時(T=16hr)及登陸後一小時(T=21hr)於 0.3 公里高度處之摩擦作用項的水平分佈情形，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(圖 4.10)，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 4.11)。配合位渦分佈之結果，可看出臺灣地表的存存在會增加近地表摩擦，對低層大氣中位渦的生成有著一定的幫助。

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 4.12a 中可以看出在 NT Run 裡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 4.10b)類似；相對的，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僅出現在颱風行進方向之前側(圖 4.12b)。

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 4.13)隨後這個位渦環會增強，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，在 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

上時也有此現象的出現。相反地，於 Ocean Run 中則沒有這種現象的出現。

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 4.14)。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，潛熱作用項才開始生成較強的位渦。此不對稱的加熱現象即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。

五、結論

本研究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，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對位渦之貢獻遠大於輻射加熱一個級數以上。

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推測應是臺灣的地形阻擋造成此現象。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也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，可能可以激發更為強烈的對流，生成更大的位渦值。

五、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，而使其有著劇烈的潛熱釋放，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。此外也應考慮由傅立葉級數分解研究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的關係。眼牆中位渦梯度的存在，也顯示著可能有渦旋羅士比波(VRWs)的存在(Guinn and Schubert 1993)，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。

圖表說明

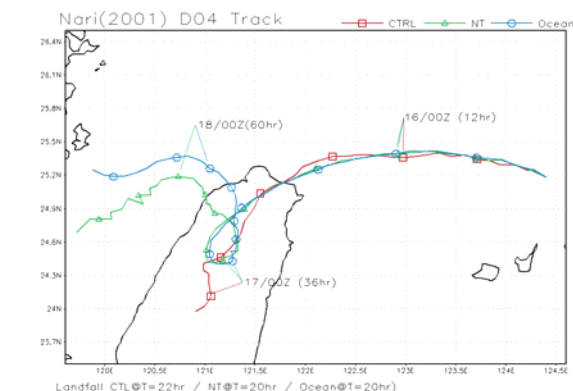


圖4.1 各實驗所模擬出來的颱風路徑，紅線為CTRL Run、綠線為NT Run、藍線為Ocean Run之結果，颱風中心在三個實驗中分別於22hr/20hr/20hr時登陸。

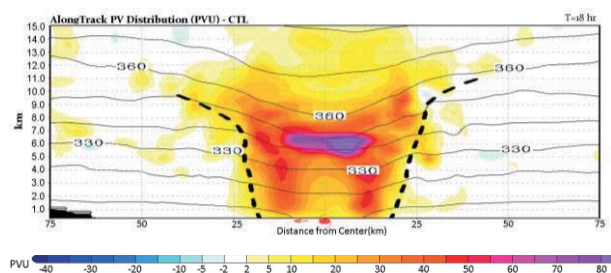


圖4.2 CTRL Run中於第18小時，沿颱風行進方向切出之位渦垂直分佈(PVU, $1\text{PVU}=10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Kkg}^{-1}$)。虛線為RMW。Azimuthal Mean PV at 875hPa(CTRL)

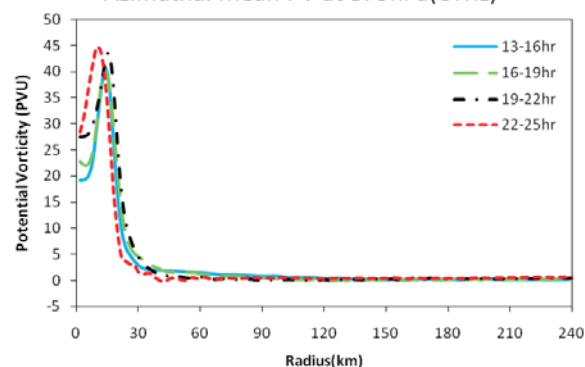


圖4.3 CTRL Run中位渦(PVU)經過方位角平均後於875hPa等壓面上的結果。

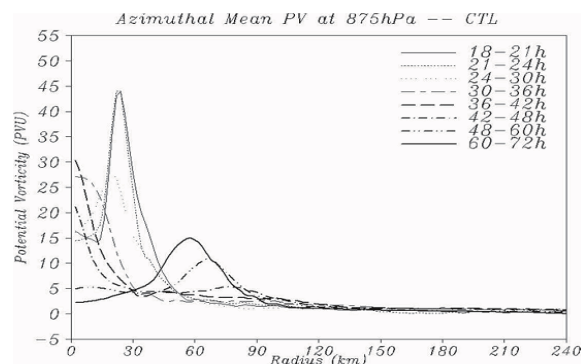


圖4.4 同圖4.3，但是為瑞伯颱風(1998)的結果(颱風中心於25hr時登陸呂宋島)，摘自Wu et al. (2009)。

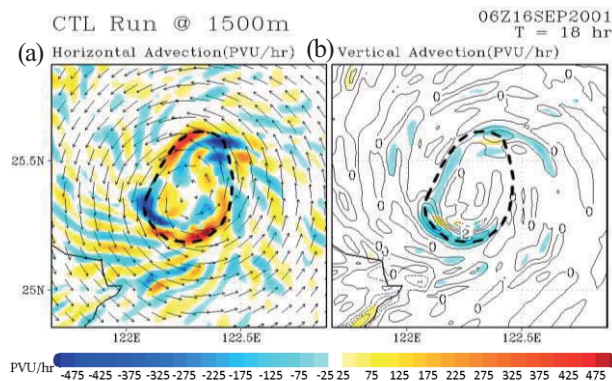
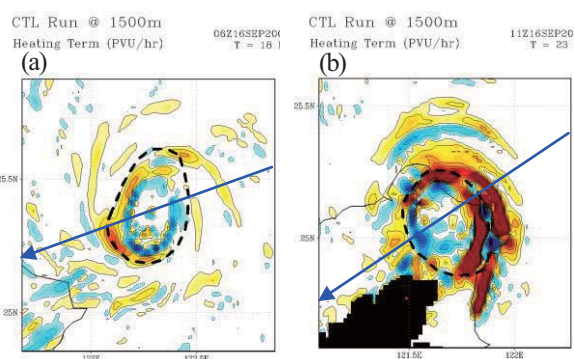


圖4.5 CTRL Run於第18小時在1.5公里剖面上的(a)水平(b)垂直平流作用(PVU/hr)，等值線為垂直速度(m/s)。



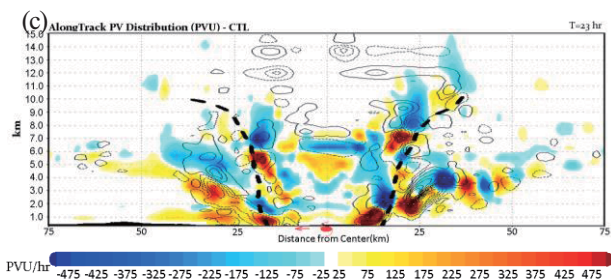


圖4.6 CTRL Run於第(a)18, (b)23小時在1.5公里剖面上, 以及(c)第23小時沿颱風行進方向(圖b中藍線)的潛熱作用項(PVU/hr)之結果, 圖(c)中等值線為垂直平流作用(PVU/hr)。

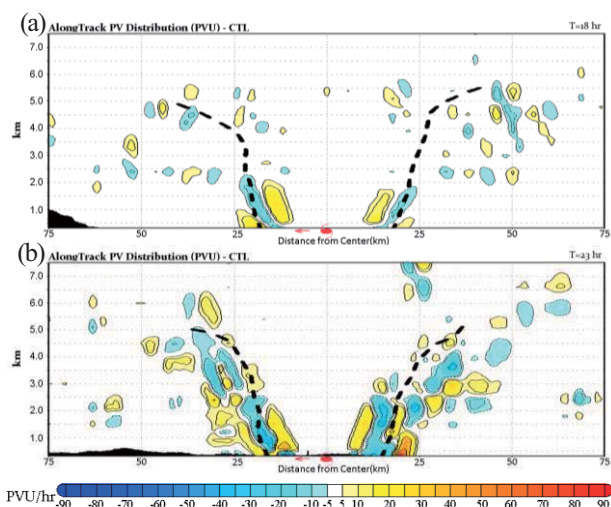


圖4.7 CTRL Run於第(a)18(圖4.6a中之藍線), (b)23(圖4.6b中之藍線)小時摩擦作用項(PVU/hr)在沿颱風行進方向上之垂直分佈(此處所用之時間較小)。

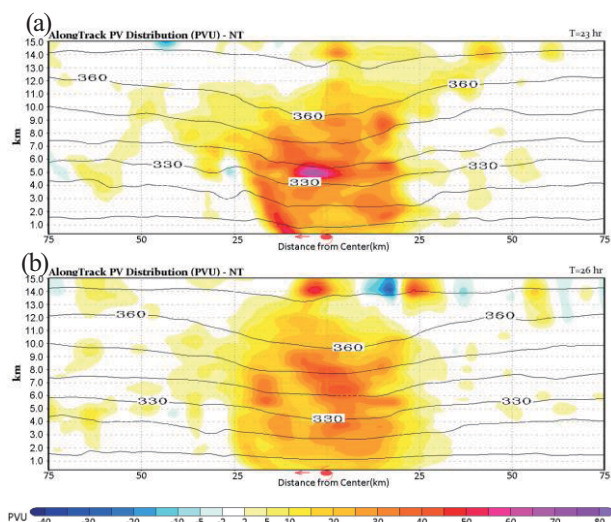


圖4.8 NT Run於(a)登陸後三小時($t=23\text{hr}$), (b)登陸後六小時($t=26\text{hr}$)位渦(PVU)及虛位溫(K, 等值線)在沿颱風行進方向上之垂直分佈。

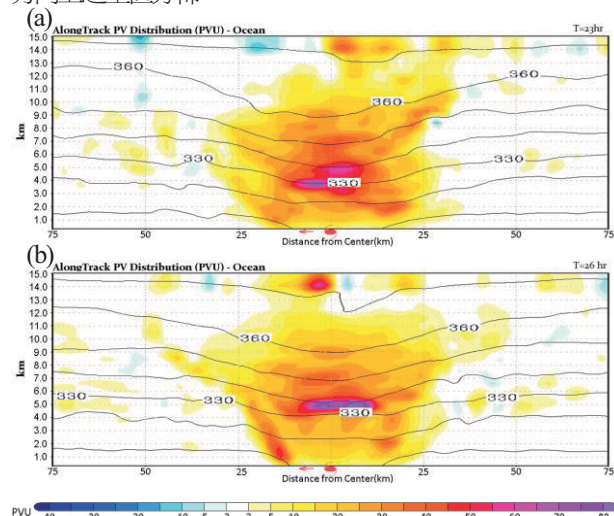


圖4.9 同圖4.8, 不過為Ocean Run之結果。

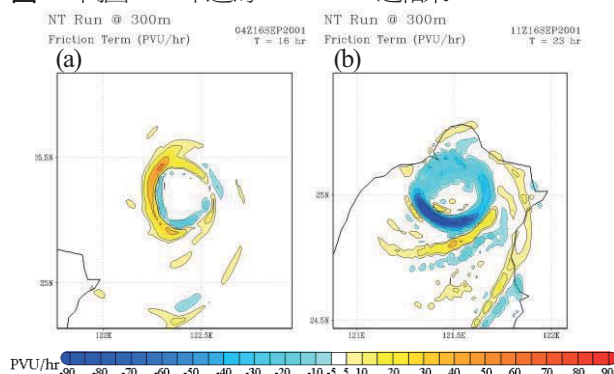


圖4.10 NT Run於(a)登陸後四小時($t=16\text{hr}$), (b)登陸後三小時($t=23\text{hr}$)摩擦作用項(PVU/hr)在0.3公里高之水平剖面。

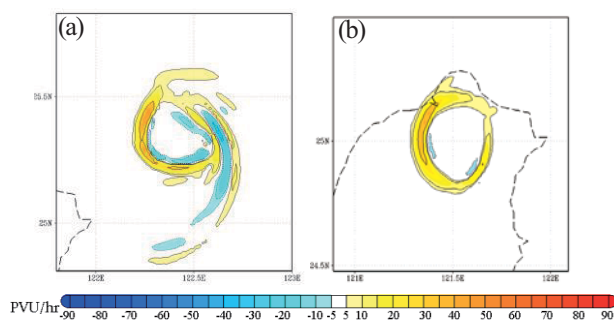


圖4.11 同圖4.10, 但為Ocean Run之結果

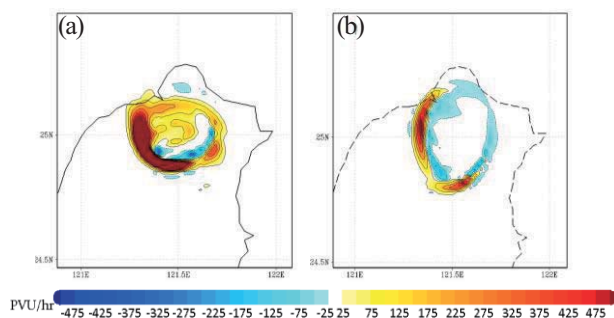


圖4.12 (a)NT Run與(b) Ocean Run於登陸後三小時
($t=23\text{hr}$)，潛熱作用項(PVU/hr)在0.3公里高之水平剖面。

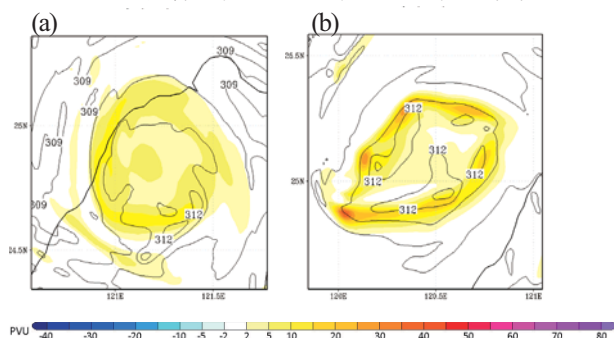


圖4.13 NT Run於第(a)46及(b)64小時，於1.5公里高處位渦(PVU)的水平剖面，等值線為虛位溫(K)。

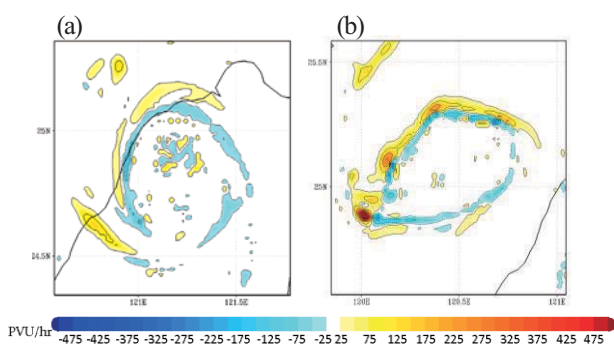


圖4.14 NT Run於第(a)46及(b)64小時，於1.2公里高處潛熱作用項(PVU/hr)的水平剖面。

參考文獻

- 王寶貴，1996：雲物理學。渤海堂，台北市，382頁。
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor. Atmos. Phys.*, **65**, 233–240.
- Elsberry, R. L., K. A. Emanuel, G. Holland, H. Gerrish, M. DeMaria, 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.
- Guinn, T. A., W. H. Schubert, 1993: Hurricane Spiral Bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380–3403.
- Haynes, P. H., McIntyre, M. E., 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.
- 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.
- 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., B. Wang, 2000: A Potential Vorticity Tendency Diagnostic Approach for Tropical Cyclone Motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899–1911.
- _____, 2001: Effects of Convective Heating on Movement and Vertical Coupling of Tropical Cyclones: A Numerical Study*. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3639–3649.
- 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.
- Yang, M.-J.*, D.-L. Zhang, X.-D. Tang, and Y. Zhang, 2011: 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.
- Yang, M.-J.*, T.-C. Chen Wang, Y. Zhang, and C.-Y. Weng, 2011: Momentum budget evolution of Typhoon Nari (2001) during the landfall process. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, in press, doi:10.3319/TAO.2011.05.31.01(TM).
- Yang, M.-J.*, S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, in press.