

邊界層演變與颱風發展之數值模擬研究

汪建良

國防大學中正理工學院應用物理系

摘要

颱風透過邊界層自洋面吸收熱量而發展，其發展速率與可發展之最大強度，受邊界層特性的影響甚鉅；而颱風所伴隨的強風與豪雨，以及眼牆與雨帶對流，也因為邊界層的演變而有不同的分佈與強度。因此，要瞭解颱風的發展，並進一步地掌握其可能帶來的災害，我們必須對於其近海面邊界層的演變特性，有深入的研究，並探討邊界層演變與颱風發展之間的關係。

本研究之目的在於探討邊界層之演變特性如何影響熱帶氣旋的發展。過去的觀測研究曾指出，伴隨著熱帶氣旋雨帶對流的下沖氣流，對於氣旋邊界層溫暖而潮濕的特性有顯著的破壞作用；當下沖氣流將邊界層的可用能量降低時，氣旋的增強受阻，甚至會減弱。此後，若來自洋面的熱通量足以彌補降低的可用能量，則氣旋可以再次增強。利用數值模擬分析颱風中心邊界層演變與颱風發展之關係，本研究之初步結果顯示，邊界層的演變透過影響熱帶氣旋眼牆對流強度，而決定氣旋強度變化特性。對於邊界層演變與颱風發展的關係，提供一個概念模式，可作為未來進行觀測實驗的參考依據。

關鍵詞：邊界層演變、颱風發展

1 前言

我國位處西北太平洋颱風必經之路，伴隨豪（大）雨及強風的颱風，往往造成重大的天然災害。因此颱風乃成為氣象作業及研究中，不可或缺的主題之一。針對颱風的研究，包含了其生成與發展、路徑演變、所伴隨的雨帶與眼牆對流、以及強風分佈等等。本研究是藉由數值模擬，研究近海面邊界層演變與颱風發展之間的相關特性。

Willoughby (1988)綜合許多個案觀測結果，提出如圖 1 所示之颱風中心環流概念模式。圖 1 顯示有兩個同心上沖氣流（稱為內外眼牆對流）環繞颱風眼，而在颱風發展的過程，常發現外眼牆對流取代內眼牆對流的現象。當內眼牆對流轉弱而被外眼牆對流取代時，颱風之最低海面氣壓最多可上升 30 hPa（即颱風減弱）；而當外眼牆對流向內收縮時，則颱風再度增強。一個減弱而再增強的過程，歷時數小時到一天不等(Willoughby, 1995a)。

分析飛機觀測所得的颱風邊界層資料，Powell (1990)指出颱風所伴隨的雨帶附近，對流性下沖氣流將冷、乾、低 θ_e 空氣往下輸送，使得溫暖、潮濕的混合層消失；而此等低 θ_e 空氣若進入氣旋中心之對流，將使得颱風強度減弱。

本研究是利用非靜力、軸對稱熱帶氣旋數值模式，模擬在颱風發展過程中之近海面邊界層演變，目的在於探討邊界層與中心對流之交互作用，及其對颱風發展的影響。

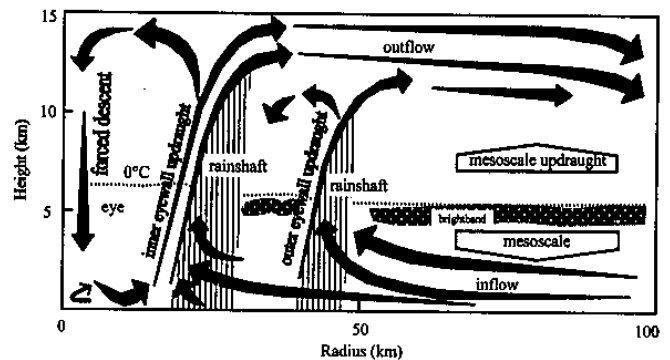


圖 1：颱風中心結構示意圖。橫軸為自中心向外之徑向距離，垂直軸為高度；箭頭為風向。（摘自 Willoughby, 1995a）

在下一個單元中，將介紹本研究所採用的熱帶氣旋數值模式；第三部份為數值模擬結果，及本研究所提出的概念模式；第四部份則陳述未來研究方向。

2 熱帶氣旋模式

本研究中所採用的熱帶氣旋數值模式是以 Rotunno and Emanuel (1987) 的模式為基礎，再針對研究需要進行修改。基本上，這是一個可壓縮、非靜力平衡之軸對稱模式，在圓柱座標 (r, ϕ, z) 上，其控制方程式如下：

$$\frac{dU}{dt} - \left(f + \frac{V}{r}\right)V = -c_r \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial r} + D_u$$

$$\frac{dV}{dt} + \left(f + \frac{V}{r}\right)U = D_v$$

$$\frac{dW}{dt} = -c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} + D_w + g \left\{ \frac{\theta - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} + 0.61(q_v - \bar{q}_v) - (q_c + q_r + q_i) \right\}$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} + \frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\theta}_v} \left\{ \frac{1}{r} \frac{\partial (r u \bar{\rho} \bar{\theta}_v)}{\partial r} + \frac{\partial (w \bar{\rho} \bar{\theta}_v)}{\partial z} \right\} = 0$$

$$\frac{d\theta}{dt} = D_\theta + M_\theta + R_\theta$$

$$\frac{dq}{dt} = D_q + M_q$$

方程式中共有9個變數：徑向，切向，及垂直方向之速率 (ms^{-1})， U ， V ， W ；無因次之氣壓擾動場， π' ；位溫， θ (K)；水的混合比， q (kg/kg)，其中包含水汽 (q_v)，雲滴 (q_c)，雨滴 (q_r)，及冰 (q_i)。其餘符號是：濕空氣之密度， ρ (kgm^{-3})；聲速， $\bar{c}^2 = 300 \text{ ms}^{-1}$ ；乾空氣之定壓比熱， $c_p = 1005 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ；虛位溫， θ_v (K)；重力加速度， $g = 9.8 \text{ ms}^{-2}$ ；緯度15度之科氏參數， f ；時間， t (s)。

D ， R ，及 M 表示擴散，輻射，及雲物理過程，而 S 則表示因飛沫效應所造成之 θ 及 q_v 的變動過程。在本研究中，我們延用Rotunno and Emanuel (1987)所使用的擴散及輻射參數化。在擴散參數化中，是以Richardson Number來決定各變數在空間中的混合；而下邊界的動量及熱量的傳遞，則以bulk aerodynamic formulae來計算，其中動量傳遞常數 C_D 會隨10-m風速 \bar{U}_{10} 變動，即 $C_D = 1.1 \times 10^{-3} + 4 \times 10^{-5} \bar{U}_{10}$ ；而熱量傳遞常數，則固定為 1.2×10^{-3} ，這一點與Rotunno and Emanuel (1987)之模式不同。在輻射參數化中，是以Newtonian Cooling的觀念，計算輻射冷卻效應，其時間尺度設定為12 hr。雖然Newtonian Cooling無法準確地計算輻散過程，但在定性上，它並不會影響本研究的結果。

在Rotunno and Emanuel (1987)的模式中，雲物理參數化僅考慮了水汽及雲滴等兩種水。當雲滴之混

合比超過 1 gkg^{-1} 時，雲滴轉換為雨滴，而以 7 ms^{-1} 的終端速度下降。因本研究中，雲物理過程扮演一個重要角色，為了較為完整地計算雲物理過程，我們改用Ferris (1989)的雲物理參數化，考慮了水汽、雲滴、雨滴、及冰等四種水。

除了對於上述參數化的修改外，我們對模式的垂直解析度，亦做了調整。由於研究的重點在於近海面之邊界層演變，所以我們希望在近海面能有較高之空間解析度。在Rotunno and Emanuel (1987)的模式中，在垂直及徑向上，均採用交錯網格。其徑向範圍為1500 km，解析度為100層，亦即網格間距為15 km；垂直範圍為25 km，解析度為20層，亦即網格間距為1250 m，而最低層是在625 m。為了增加垂直解析度，同時避免增加過多之模擬時間，我們採用了Kálnay de Rivas (1972)所提出之方法，以拉伸座標 (stretched co-ordinate) 代替原有之固定解析度座標。經過修改之模式，其最低層在10 m處；在500 m高度以下，垂直網格間距為50 m；其上，則使用拉伸座標，在8.5 km高度以下，其垂直解析度均高於原有之解析度。總計，在修改後，垂直網格增為31層。

3 模擬結果

本文所討論的模擬實驗，其環境場均採用Jordan (1958)所求得的颶風季節平均探空資料 (溫度及濕度)，其地面氣壓為1015.1 hPa，海面溫度為26.3 °C。我們延用Rotunno and Emanuel (1987)的方法以設定初始氣旋，令其在半徑82.5 km處具有最大切向風速，而半徑為412.5 km，初始最大切向風速約為 13 ms^{-1} 。圖 2顯示模式氣旋之強度變化：在模式積分的前60 hr內，氣旋強度增強較慢；60 hr之後，強度以近似等速率增強，在180 hr後達到準恆定狀態(quasi-steady state)，其間氣旋之最大切向風速由 15 ms^{-1} 增強

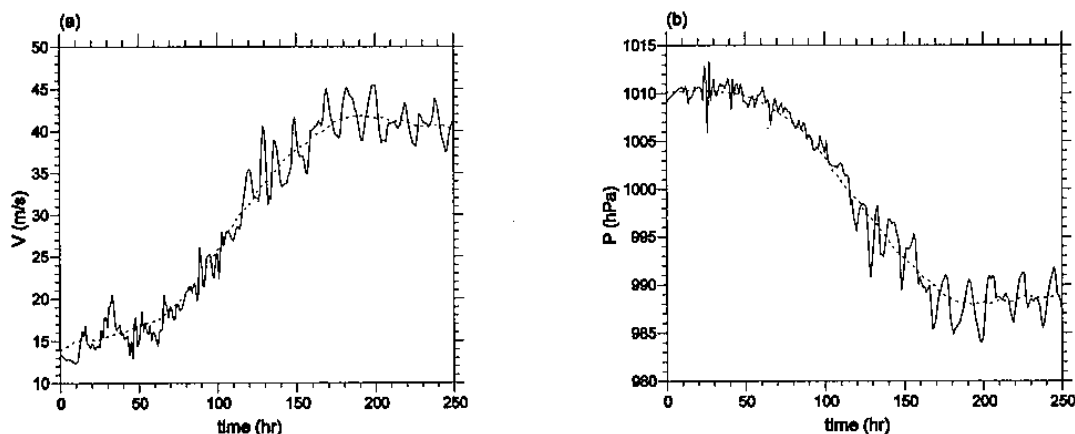


圖 2：模式氣旋強度變化的時間序列圖，(a)最大切向風速， ms^{-1} ；(b)最低海平面氣壓，hPa。實線為一小時平均值，平滑後曲線 (虛線) 用以表示其變化趨勢。

至 40 ms^{-1} ，最低海平面氣壓由 1010 hPa 加深至 988 hPa 。模式氣旋歷時約 130 hr ，增強至颱風強度 (34 ms^{-1})。以本數值模擬所設定之海溫 ($26.3 \text{ }^\circ\text{C}$) 而言，此一發展速率是合理的。

圖 3 顯示模式氣旋在 190 至 210 hr 間的切向風速變化，以及氣旋中心下沉氣流及眼牆上升氣流強度變化。可看出在數值模擬中，熱帶氣旋之強度變化與眼牆之上升氣流強度變化有關：當眼牆之對流增強時，在氣旋中心之下沉氣流亦隨之增加，其後氣旋強度增強；反之，當眼牆之對流減弱時，在氣旋中心之下沉氣流亦隨之減弱，其後氣旋強度減弱。Willoughby (1995b) 指出在颱風眼內之強迫下沉氣流，對颱風的發展所必需的基本要件。圖 3 即顯示出此一現象。

為分析邊界層演變與上述颱風強度變化的關係，我們針對圖 3 所示期間，模式氣旋增強前 (192 hr) 及減弱前 (201 hr) 的 1 hr 平均動力及熱力結構，加以分析，發現眼牆對流的強度變化，與邊界層的熱力結構相關連。在本文中，我們以圖 4 及圖 5 所示之垂直速度表示此一關連性，詳細之分析，將在研討會中進一步說明。

圖 4 顯示模式氣旋在增強前之對流結構。在氣旋中心自 13 km 以下皆為下沉氣流；其外為眼牆對流，發展至對流層頂，而在其向外延伸之砧狀雲下，存在一微弱下沉氣流，約由 8 km 向下發展至 2 km ；在距離中心約 50 km 處存在另一較淺、較弱之對流（自此之後稱為外對流）。此一結構有利於氣旋發展。

相對的，圖 5 顯示模式氣旋在減弱前之對流結構。在氣旋中心皆為上升氣流所佔據，亦即颱風眼並不存在，而上升氣流較增強前之眼牆對流 (見圖 4) 為弱；在這一上升氣流所形成之砧狀雲下，下沉氣流增強且向下延伸至邊界層內。此一結構顯然不利於氣旋發展。

我們將由數值模擬所得到的氣旋增強前及減弱前之次環流結構，以概念模式 (如圖 6 示意圖) 顯示，便於說明邊界層與中心對流之交互作用，及其對氣旋發展的影響。

在氣旋增強前 (圖 6a)，眼牆對流增強，在對流層上層氣流向水平方向展開，而在中心上空形成一氣壓正擾動區，產生強迫下沉運動，形成一熱力間接環流。當眼牆對流與具有高 θ_e 空氣之邊界層近似熱力平衡時，在眼內下沉之氣流，透過乾絕熱下沉增溫，使得氣旋中心溫度較環境為高，亦即形成暖心結構。其結果便是氣旋增強。

在這一階段，眼牆對流之外，形成一熱力直接環流，下沉氣流一部份流入眼牆對流，一部份則流入外對流。因為此一下沉氣流來自較高層，仍具有高 θ_e ，所以對於對流強度無明顯影響。然而，其向下傳送之水平動量通量會減弱內流氣流，而對眼牆對流產生負面影響，但對外對流則因增加水平輻合而有正面貢獻。

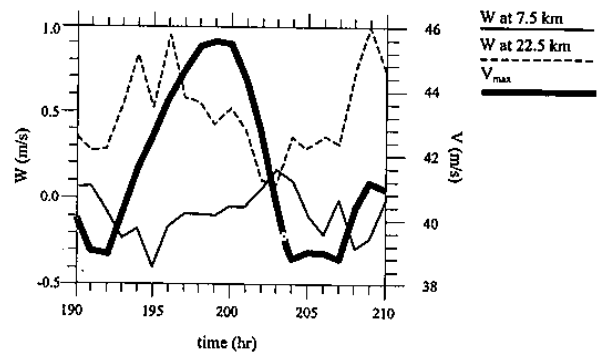


圖 3：在 190 至 210 hr 間，模式氣旋在半徑 7.5 km 及 22.5 km 的 11.67-km 高度的垂直速度 (W)，以及其最大切向風速 (V_{max}) 的時間序列圖。

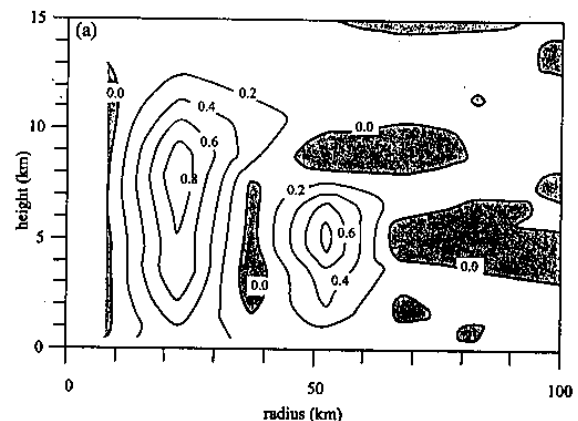


圖 4：在 192 hr，模式氣旋的一小時平均垂直速度結構圖。等值線間距為 0.2 ms^{-1} ，下沉區以陰影表示。

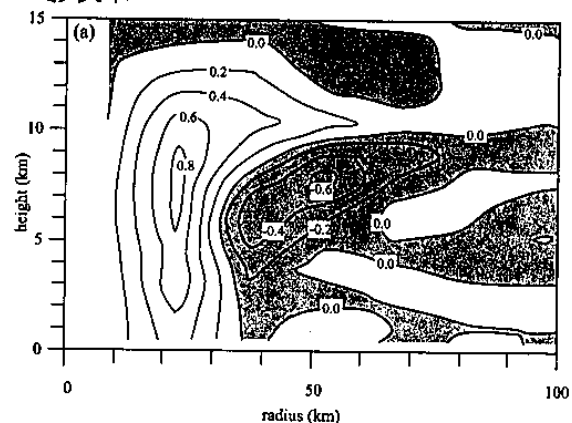


圖 5：同圖 4，但在 201 hr。

外對流由邊界層內質量輻合引發，其後向上發展。因受到中對流層由外引進之低 θ_e 氣流的影響，其發展不如眼牆對流完整、強度亦較弱。然而，它扮演了一個重要角色，亦即防止眼牆對流直接受到中對流層低 θ_e 氣流的影響。

在這一增強階段，有兩個徑向迴流 (gyres) 同時存在，一個伴隨眼牆對流，存在於高對流層；另一個伴隨外對流，位於中對流層。在高對流層迴流中之向內

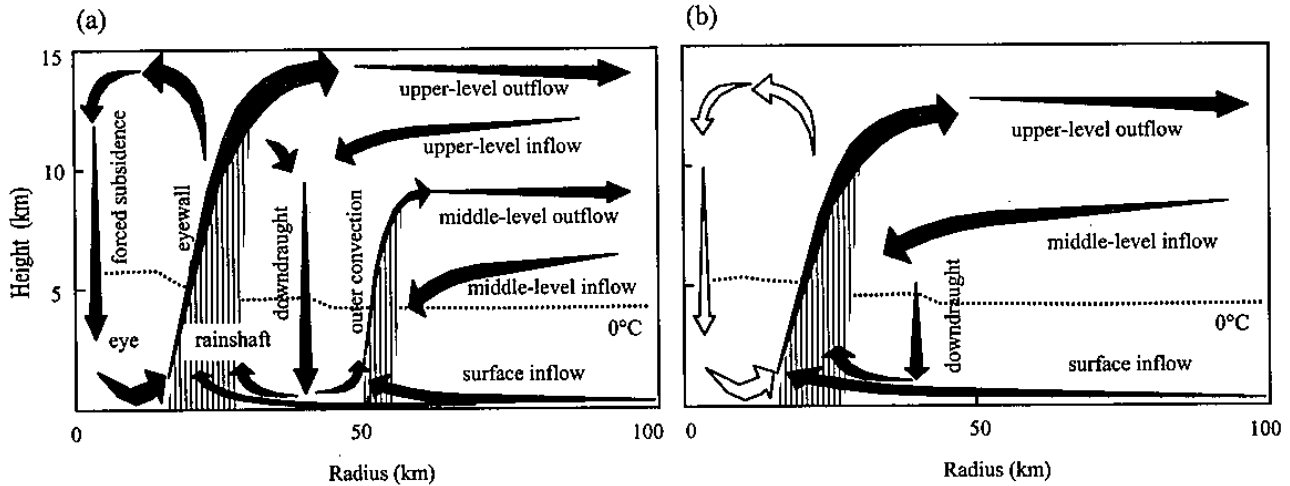


圖 6：模式氣旋次環流示意圖，(a)為增強階段，(b)則為減弱階段。箭頭表示氣流，在(b)中的空心箭頭表示氣流較弱，甚至消失。

氣流，與部份眼牆對流之外流空氣產生輻合，而形成自高對流層向下發展之下沉氣流，因為其具有較高之 θ_e ，故當其再次流入眼牆對流內時，不會產生明顯之減弱效應。相對的，在中對流層之迴流，將中層其較低 θ_e 的空氣輸入外對流，而使其減弱。

在氣旋減弱前(圖 6b)，外對流減弱，甚至消失。僅剩下一個徑向迴流。因為缺少外對流的保護，眼牆對流直接受到中對流層低 θ_e 氣流的影響而減弱；另外，由中層發展向下深入邊界層的低 θ_e 氣流，亦使得眼牆對流減少熱力能量來源，而進一步減弱。當眼牆對流減弱到無法產生足夠的強迫下沉機制，加上自眼牆對流混合而來的液態水或固態水的蒸發或融解，使得原本乾燥而溫暖的中心被冷卻，眼的消失造成氣旋減弱。

4 未來工作

自模擬實驗的結果中，我們提供了颱風增強、減弱，與其中心附近對流變化相關性的概念模式。這個概念模式與Willoughby (1988)的模式(圖 1)相比較，對流的分佈大致相同。但必須強調的是，在本模擬實驗中，外對流並未透過向內收縮取代內對流的過程，來改變氣旋強度；而是扮演了一個保護眼牆對流，使其免受環境氣流影響的角色。此外，本研究亦模擬了對流的變化與近海面邊界層的演變的相關性，將於研討會中，做進一步地討論。

本研究為一理想數值模擬，在未來希望能配合無人飛機探空，針對颱風邊界層之熱力與動力結構做觀測分析，再配合都卜勒雷達的觀測，由實際個案著手進一步探討邊界層演變對颱風發展的影響。另外，在數值模擬的研究上，計畫使用三維數值模式延伸本研究之成果。

5. 參考文獻

- Ferris, P., 1989: *A Proposed Mixed Phase Precipitation Scheme for the Mesoscale Model*. U.K. Meteorological Office Working Paper No. 114.
- Jordan, C. L., 1958: Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, 15, 91-97.
- Kálnay de Rivas, E., 1972: On the use of nonuniform grids in finite-difference equations. *J. Comput. Phys.*, 10, 202-210.
- Powell, M. D., 1990: Boundary-layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 918-938.
- Rotunno, R. and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, 44, 542-561.
- Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical cyclone core. *Aus. Meteor. Mag.*, 36, 183-191.
- Willoughby, H. E., 1995a: Mature structure and evolution. Chapter 2, *Global Perspectives on Tropical Cyclones*. R. L. Elsberry (ed.), WMO/TC-No. 693, Report No. TCP-38, World Meteorological Organization, Geneva, 21-62.
- Willoughby, H. E., 1995b: Eye thermodynamics. *Proceedings of The 21st Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, April 24-28, 1995, American Meteorological Society, Miami, U. S. A., 357-358.

Numerical Study on the Evolution of Boundary Layer and the Development of Typhoon

Chien-Liang Uang
Department of Applied Physics
Chung Cheng Institute of Technology
University of National Defense

Abstract

In this study, an axisymmetric and nonhydrostatic tropical cyclone model is used to investigate the relation between the evolution of boundary layer and the development of typhoon. A conceptual model is given to describe the interaction between the inner-core convection and the boundary layer and how such interaction affects the development of typhoon.

Keywords: evolution of boundary layer, development of typhoon

Corresponding author address: Chien-Liang Uang, Dept. of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology, University of National Defense, Taoyuan 335, Taiwan, R.O.C.; e-mail: cluang@ccit.edu.tw.