

熱帶氣旋發展的數值研究：Beta 效應及平均氣流效應

鄭寶鳳 彭順台 R.T. Williams
美國海軍研究學院

摘 要

本研究利用數值積分來探討 beta 效應及平均氣流效應在熱帶氣旋發展過程中的影響。這些數值積分是使用美國海軍研究實驗室的有限區域原始方程模式來進行。初始場是一個與平均氣流混合的 Rankin 過旋結構，而且質量場與風場滿足梯度風平衡。

本文針對分成四組的二十個數值實驗來討論。這四組實驗分別使用不同的柯氏參數值(固定的 f ，變動的 f)及不同緯度參數(12°N ， 22°N)，每組實驗各包括五個個案，分別用不同的緯向平均氣流($U=10, -5, 0, 5, 10\text{m/s}$)。

研究結果顯示變動的柯氏參數及具有平均氣流都導致較弱的渦旋。經由富立葉分析，發現在波數為一的不對稱環流中，加強型渦旋具有迴流型低層氣流，使得低層水汽輻合、動量通量較呈對稱性分布，而且通過渦旋中心的氣流較弱。較弱的渦旋具有穿過渦旋中心的通風型低層氣流，造成水汽輻合場及動量通量場的不對稱性分布，進而阻礙渦旋的發展。

一、簡介

熱帶氣旋的強度預報非常具有挑戰性，過去數十年對熱帶氣旋運動的預報技術有很大的提升，但是對其強度的預報卻沒有明顯的改進。這固然因為海上觀測資料非常稀少，然而較少研究注重這個題目也是原因之一。運用資料分析探討熱帶氣旋的強度變化的研究，多半著重在高對流層，藉由衛星及飛機的觀測來彌補廣大洋面上缺乏資料的現象。有些研究使用數值模式來模擬熱帶氣旋的形成及發展，好處是關於風暴強度的各個變數可以被詳細分析，而不必受限於資料缺乏或資料解析度不夠。

Merrill(1988a,1988b)由合成分析區分大西洋加強型颶風和不加強型颶風的高層環境場型態。其中主要差別在於加強型颶風有不受抑制的外流組織成一噴流，這噴流由渦旋中心往外擴散時將減速。另一方面不加強型有通過中心的單一氣流和封閉線合流後流回渦旋。

Tuleya 和 Kurihara(1981)以數值模擬探討一個正弦渦流在不同環境流場中的發展情況。模擬結果顯示均勻的西風氣流比東風氣流利於渦流增強。在低層存有氣旋式渦度的基本氣流中，地面為東風。比較各種垂直風切分布，得到在東風隨

高度增加的情況下，最利於渦旋發展。這是因為向西移動的低層渦流和高層大氣的偶合情況最完全，使得低層的水汽輻合與高層的增溫得以互相配合。

行星渦度梯度對熱帶氣旋運動的影響已被精確地闡明(如 Madala 和 Piacsek 1975，Chen 和 Williams 1987，Fiorino 和 Elsberry 1989)。在 beta 平面上沒有環境氣流的情況下，對稱的主氣旋環流和行星渦度梯度交互作用所產生的波數為一之非軸對稱結構，導致熱帶氣旋向西北方運動。Madala 和 Piacsek(1975)的報告中也指出 beta 效應對熱帶氣旋發展的影響：在模擬初期，風暴形成前 beta 平面上渦旋增強的速率比在 f 平面上緩慢，風暴形成後增強趨勢相近。DeMaria 和 Schubert(1984)運用三層的波譜模式模擬熱帶氣旋，發現在 48 小時以前渦旋在 beta 平面和 f 平面上的增強率相近，48 小時以後，只有 f 平面上的渦旋繼續增強。Khain(1988)研究 beta 效應對熱帶氣旋的影響也得到與 DeMaria 和 Schubert(1984)相似的結果。

本研要深入探討 beta 效應和環境氣流效應對熱帶氣旋發展的影響。研究重點在於對帶氣旋的加強有利或不利的環境條件。第二段介紹所用

的模式、初始條件和實驗的設計。第三段討論渦旋的發展趨勢、結構特性以及 beta 效應。第四段討論環境氣流效應。第五段分析不對稱結構對熱帶氣旋發展的影響。第六段則為結論。

二、數值模式、初始條件和實驗設計

本研究使用美國海軍研究實驗室 (Naval Research Laboratory) 的有限區域原始方程模式來做實驗。模式在空間方面採用通量型式的二階有限差分格式，在時間方面採用分裂顯示法的跳蛙格式。水平方面採用 Arakawa C 格式，涵蓋範圍包括南北方向有 45 緯度，東西方向 70 經度，網格間距是 0.5 度。垂直方面採用 σ 坐標 ($\sigma = \frac{P}{P_s}$)， σ 由 0.5 至 1.0 共分 16 層，不考慮地形的效應。模式的物理部分包括郭氏積雲參數化 (Kuo, 1965, 1974) 和 1.5 階封閉格式的行星邊界層參數化 (Holt 等 1990)。

初始條件是把一個類似 Rankine 渦旋的對稱性結構放在不同的環境流場中。渦旋的初始風場徑向分布 (如圖 1) 為

$$V(r, k) = V_{\max}(k) \left(\frac{r}{r_{\max}} \right) \quad r \leq r_{\max}$$

$$V(r, k) = V_{\max}(k) \left(\frac{r}{r_{\max}} \right)^b \left(1 - \frac{r^2}{r_{out}^2} \right) \quad r_{\max} < r \leq r_{out}$$

$$V(r, k) = 0 \quad r_{out} < r$$

其中 r 是各網格點到渦旋中心的距離， r_{\max} 是最大風速區和渦旋中心的距離 (1 個經緯度)， r_{out} 是渦旋中心到外圍第一個無風處的距離，亦是渦旋的半徑 (7.5 個經緯度)。 $V_{\max}(k)$ 是最大風速值，隨高度而變，在地面有最大值 (35 m/s)，往高處漸減，到 100 hPa 減為 0。常數 b 決定由 r_{\max} 往外到 r_{out} 的風速變化型勢 (0.5)。為了排除積分過程中渦旋移動遭遇不同的熱力條件，海溫設為常數 (29.5 °C)，相對濕度值只隨高度而變，在最低層為 95%，往高處以線性關係漸減，到最高層為 10%。初始風場和質量場並滿足梯度風平衡。各實驗以同樣的初始熱力、水汽場和渦旋結構積分 72 小

時。

為了探討 beta 效應和不同緯度的效應，積分實驗分以下四組進行：

A 組：固定的柯氏參數，初始渦旋位於 22°N

B 組：隨緯度變化的柯氏參數，初始渦旋位於 22°N

C 組：固定的柯氏參數，初始渦旋位於 12°N

D 組：隨緯度變化的柯氏參數，初始渦旋位於 12°N

每一組再分別使用不同的均勻緯向氣流， $U = -10, -5, 0, 5, 10$ m/s，當做環境風場進行積分，以研究基本的環境流場對熱帶氣旋強度變化的效應。

三、渦旋發展趨勢、結構特性以及 Beta 效應

二十個實驗中各渦旋發展所達到的強度和結構有所差異，但是特性大致相同。先由 A 組實驗 (f 固定，渦旋初始位於 22°N) 沒有環境氣流的個案當例子做說明。圖 2 是其最低海面氣壓隨時間的變化趨勢，在積分初期的調整階段渦旋略微減弱，隨後時續增強，在 72 小時達到 935 hPa，是所有實驗中發展到最大強度的渦旋。48 小時的海平面氣壓場和風場 (圖 3a) 顯示渦旋維持在原先的位置，結構非常對稱。而 150 hPa 的風場 (圖 3b) 顯示高層氣流的分布主要是伴隨輻散場的反氣旋式環流。

積分 24 小時渦旋仍在增強階段，通過地面低壓中心的垂直環流場 (圖 4a) 顯示在中心兩旁各有一股上升運動，在中心則是下降運動。400 hPa 和 100 hPa 之間的高層是一深厚的外流區，相當於水平面上反氣旋和輻散氣流所在區。低層內流在下邊界最強，往上延伸到 450 hPa。積分到 48 小時，渦旋發展到更大的強度，垂直環流場仍維持對稱 (圖 4b)，中心下降運動區擴大，但下降速度相對於上升速度減小許多，上升運動區向外擴展並且增大。

B 組 (變動的 f ，22°N) 沒有環境氣流的個案中，渦旋在 36 小時，達到地面氣壓最小值，隨後持平不再加強 (圖 5b，實線)。48 小時地面氣壓和風場 (圖 6a) 顯得比較不對稱，在渦旋東方和東南方具有較大的跨等壓線氣流。這與 Black 和

Holland(1995)分析 1979 年的颶風 Kerry 所得到的不對稱結構相似。圖 6b 也顯示 150hPa 的氣流場在東南象限具有較大的外流。

圖 7 是 B 組這個案經過渦旋中心沿東西方向的垂直環流。24 小時當這渦旋還在增強階段，其垂直環流仍然存有兩股上升運動和其中間的下降運動，但是很不對稱(圖 7a)。西側低層內流和高層外流的分布類似 A 組情況，而東側環流結構性很差。48 小時渦旋已不再增強，垂直環流在 500hPa 以下只有一股上升運動分布在渦旋中心附近(見圖 7b)。東側環流仍然比西側環流的結構差，而高層外流區縮小到介於 100hPa 及 300hPa 之間。

以上水平、垂直結構的特性顯示 beta 效應導致渦旋的不對稱性結構並阻礙渦旋的發展。同時間降雨率的分布(圖 8)在渦旋西側較大，這和垂直環流的結構(圖 7)在西側比較明顯相符。24 小時和 48 小時緊靠渦旋中心，東西兩側的降雨率對比也和垂直環流在兩個時間的上升運動分布情況一致。

四、渦旋在不同環境流場中的發展

圖 5 顯示各個實驗最低平面氣壓值隨時間的變化趨勢。A 組實驗(f 固定, 22°N)在不同環境流場中，渦旋的強度變化具有明顯的差異性(圖 5a)。其中在 $U=0$ 的情況下，渦旋達到冠於所有實驗的最大強度，在 72 小時中心氣壓值為 935hPa。在 $U=5$ 和 $U=-5\text{m/s}$ 的情況下，渦旋達到約 950hPa 的中等強度。而 $U=10$ 和 $U=-10\text{m/s}$ 的實驗中，渦旋分別在 36 小時及 48 小時之後減弱。這組實驗中環境氣流的方向(東或西風)並未造成明顯的差異，而環境氣流愈大，渦旋愈不易發展。

B 組(變動的 f , 22°N)各實驗在 36 小時以前，渦旋增強趨勢(圖 5b)和 A 組相似。隨後只有 $U=5\text{m/s}$ 的渦旋繼續增強，在 72 小時達到 955hPa。 $U=0$ 的渦旋達到 970hPa，最弱的是 $U=-10\text{m/s}$ 的渦旋，減弱到 985hPa。比較 A、B 兩組當中個別實驗的情況，發現 A 組的渦旋達到較大的強度。可見在具有環境流場的情況，beta 效應也是阻礙渦旋發展的因素，在這兩組實驗中除了 B 組 $U=5\text{m/s}$

的渦旋發展得比 $U=0$ 的渦旋較強之外，其它個案都支持較大的環境氣流不利渦旋發展。各實驗在 36 小時之後渦旋強度呈現差異性，這和 Tuleya 與 Kurihara(1981)模擬風暴的生成所得到的發展趨勢相似，並且他們的研究結果也顯示在 $U=5\text{m/s}$ 的均勻氣流中風暴得到較大的強度。

比較 C、D 兩組實驗結果，發現在低緯度 f 固定的情況下，渦旋仍然達到較大的強度，其中 $U=10\text{m/s}$ 的個案則 beta 效應不顯著。在低緯度，不同環境氣流的效應並不明顯。比較 B、D 兩組結果，發現低緯的渦旋在早期具有較大的加強率，但是大約在 24 小時就停止加強。高緯的渦旋可以加強到 36 小時，因此兩組實驗在 72 小時達到的渦旋強度相近。比較 A、B 兩組的渦旋強度變化趨勢，可見在 36 小時之前兩組渦旋的加強率大致相同，而在變動的 f 情況下，大多數渦旋到 36 小時就不再加強， f 固定下，大多數渦旋可以持續加強到 72 小時，這和 DeMaria 與 Schubert(1984)的結果相符。

五、波數一的不對稱氣流

對稱性的渦旋和行星渦度梯度的交互作用及渦旋和環境氣流的交互作用都會產生不對稱性的氣流。經由坐標轉換把直角坐標上的風場轉換到以低壓中心設置的極坐標上，再沿切線方向做富立葉分析。發現熱帶氣旋環流的不對稱部分，以波數為一的分量最顯著。在進行坐標轉換之前，各渦旋的位移速度先被扣除，以免得到的不對稱環流摻有渦旋本身任移的成分。

檢視各實驗的波數為一的氣流型態，發現增強型的渦旋在 850hPa 近中心區具有迴流型氣流(如圖 9a)，而減弱型渦旋則具有通風型氣流(如圖 9b)。這和 Merille(1988)得到的加強型與不加強型颶風的高層環流型式(圖 10)恰好相反。其實兩者並沒有衝突，高層氣流的角色是把熱帶氣旋中心區的氣流導引到外圍促進輻散，而低層氣流的角色則是把水汽由周圍環境帶入熱帶氣旋中心，當環境沒有改變，高層輻散增加是熱帶氣旋增強的結果，而不是原因。從熱帶氣旋運動的相關研究得知 beta 渦旋的兩個中心相距甚遠，所以顯現在

熱帶氣旋中心區的只是穿過中心的通風流，是不利渦旋發展的型態。用樣地，在含有環境氣流的渦旋所得到的不對稱氣流型態也屬於通風流。每個實驗的不對稱氣流型態隨時間而變動，因此不能經由合成得到一個標準型態。但是在渦旋中心區，求質區域平均，迴流型氣流大部分相抵消，所以區域平均風速值將小於通風型氣流的值。圖 11 就是區域平均風速值的變化趨勢。大致上， f 固定或較小環境氣流的實驗具有較小的區域平均風速。值得注意的是 B 組實驗中， $U=5\text{m/s}$ 和 $U=0$ 兩者的比較，圖 11b 中 $U=5\text{m/s}$ 的確具有較小的區域平均風速，這和它在發展強度上比 $U=0$ 強是相符合的。進一步把這區域平均風速隨時間的變化趨勢，取時間平均，得到每個實驗一個風速值。圖 12 顯示渦旋在 72 小時的中心氣壓和這平均風速值的分布近似線性關係，跨中心區的風速愈小渦旋愈可發展到較大強度。其中 f 固定的實驗結果 (標 x) 具有較小風速及較大強度。

六、結論

本研究使用一個原始方程模式進行實驗，來探討不同環境氣流及柯氏參數對熱帶氣旋強度變化的動力效應。研究重點放在熱帶氣旋形成後的強度變化。

強烈的熱帶氣旋具有強大的降雨量、高層輻散場及低層水汽輻合量。渦旋是否加強與其水平結構的對稱性密切相關。在波數為一的不對稱環流中，加強型渦旋具有迴流型態的氣流，促使渦旋發展中的一些變數呈現對稱性分布。行星渦度梯度與環境氣流的加入，引起穿過渦旋中心的通風流，造成渦旋發展變數的不對稱結構，是阻礙渦旋增強的因素。

本研所得結果可提供數值模式植入渦旋的過程做參考。例如，在數值模式中要植入資料來代表相同強度的渦旋，則在較弱的背景氣流中應該選較弱的結構，這對於微弱的渦旋特別重要。本報告已探討簡單的環境氣流場對熱帶氣旋發展的效應。進一步將要討論具有水平、垂直風切的環境流場對熱帶氣旋發展的影響。

參考文獻

- Black, P. G. and G. J. Holland, 1995: The boundary layer of tropical cyclone Kerry (1979). *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2007-2028.
- Chan, J. C.-L., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1257-1264.
- DeMaria, M., and W. Schubert, 1984: Experiments with a spectral tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 901-924.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, 46, 975-990.
- Holt, T., and S. Raman, 1990: Marine boundary layer structure and circulation in the region of offshore redevelopment of a cyclone during GALE. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 392-410.
- Knain, A. P., 1988: A three-dimensional numerical model of a tropical cyclone with allowance for the beta-effect. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 24, no.4, 266-271.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Madala, R. V., and S. A. Piacsek, 1975: Numerical simulation of asymmetric hurricanes on a beta-plane with vertical shear. *Tellus*, 27, 453-468.
- Merrill, R. T., 1988a: Characteristics of the upper tropospheric environmental flow around hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1665-1677.
- Merrill, R. T., 1988b: Environmental influences on hurricane intensification. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1678-1687.
- Tuleya, R. E., and Y. Kurihara, 1981: A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2487-2506.

**A Numerical Study on the Development of Tropical Cyclone:
Beta Effect and Mean Flow Effect**

Bao-Fong Jeng, Melinda S. Peng and R. T. Williams
Department of Meteorology
Naval Postgraduate School

Abstract

The beta effect and the mean flow effect on the development of tropical cyclone are studied by numerical integration. These numerical integration were made using the Naval Research Laboratory limited-area primitive equation model. The model's initial condition has a modified Rankin vortex blended with the environment flow. The initial mass fields are in gradient wind balance with the wind field.

There are totally 20 experiments which are grouped into four categories with different latitudinal parameter (12N, 22N) and Coriolis parameter (variable f , constant f). Each group contains five cases with different constant zonal mean flows ($u=-10, -5, 0, 5, 10$ m/s).

It's found that a variable Coriolis parameter and the inclusion of a mean flow in the environment both lead to weaker cyclones. The stronger cyclones have recycling low level flows of the wavenumber-one asymmetry near the cyclone centers. This recycling flows allow more symmetric distributions of the moisture convergence around the cyclone centers and smaller across-the-center flows. The weaker cyclones have ventilation low level flows across the cyclone centers and generate more asymmetric moisture convergence around the cyclone centers that are not favorable for cyclone's development.

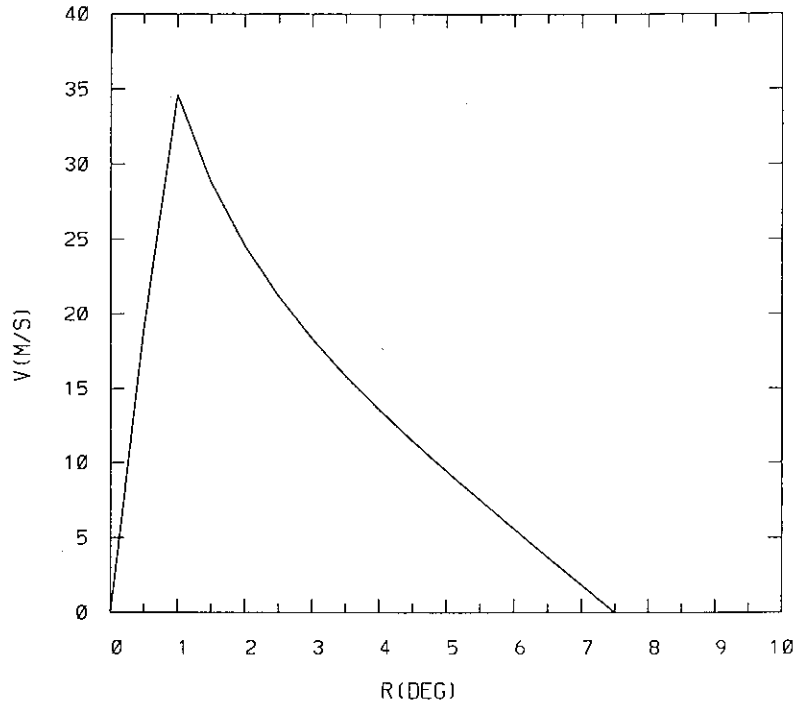


圖 1、渦旋初始切向風剖面

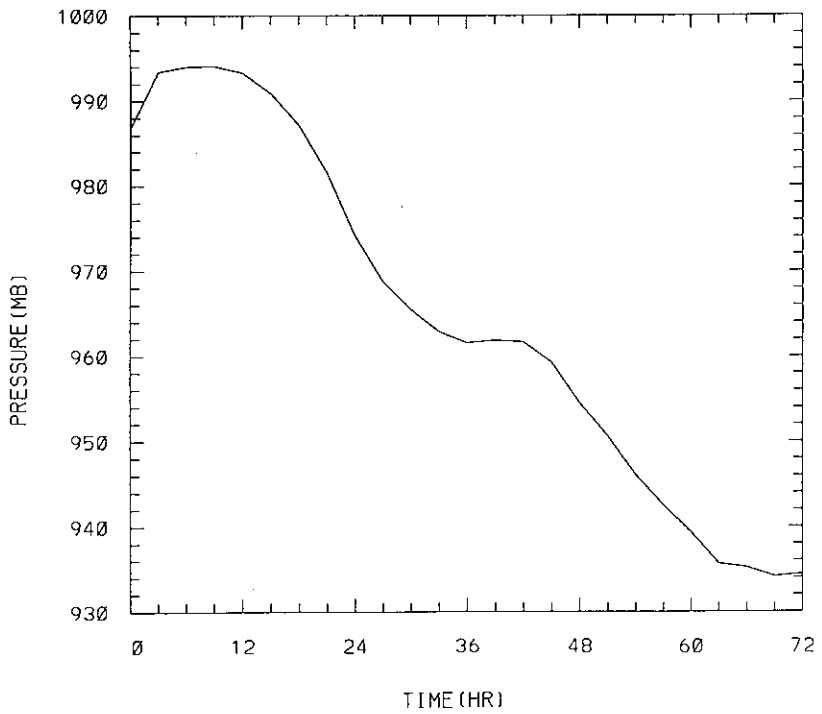


圖 2、渦旋最低地面氣壓值的變化趨勢。f 固定，渦旋在高緯度(22°N)，環境氣流 U=0 的實驗。

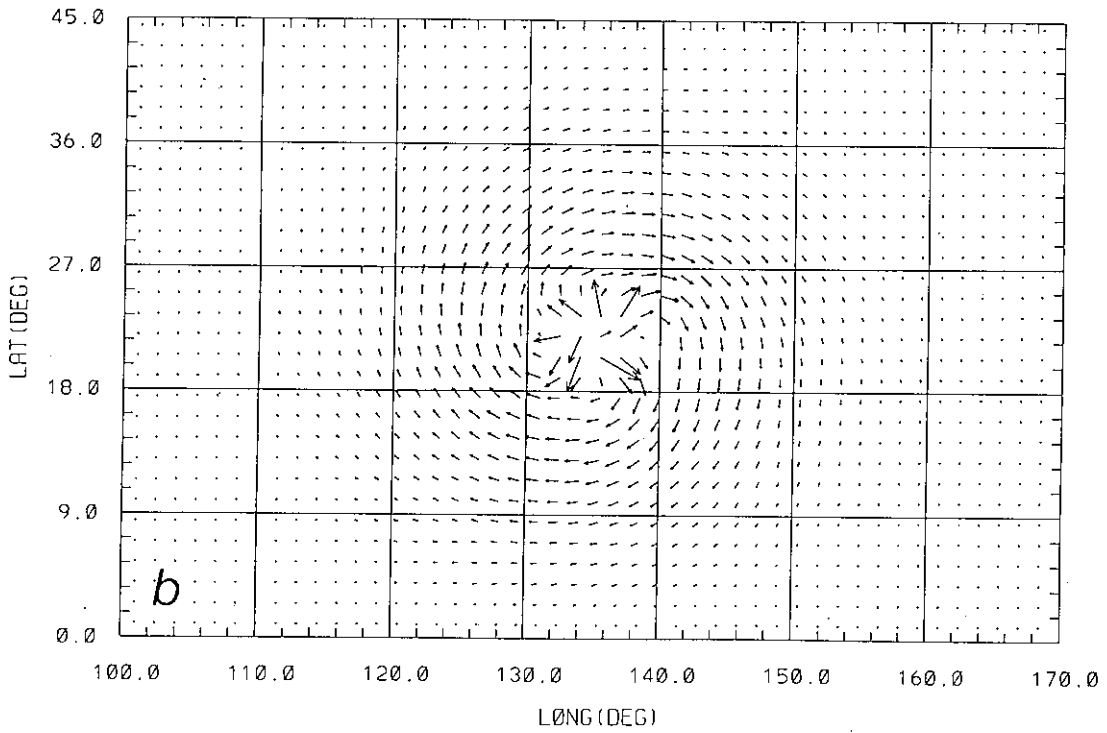
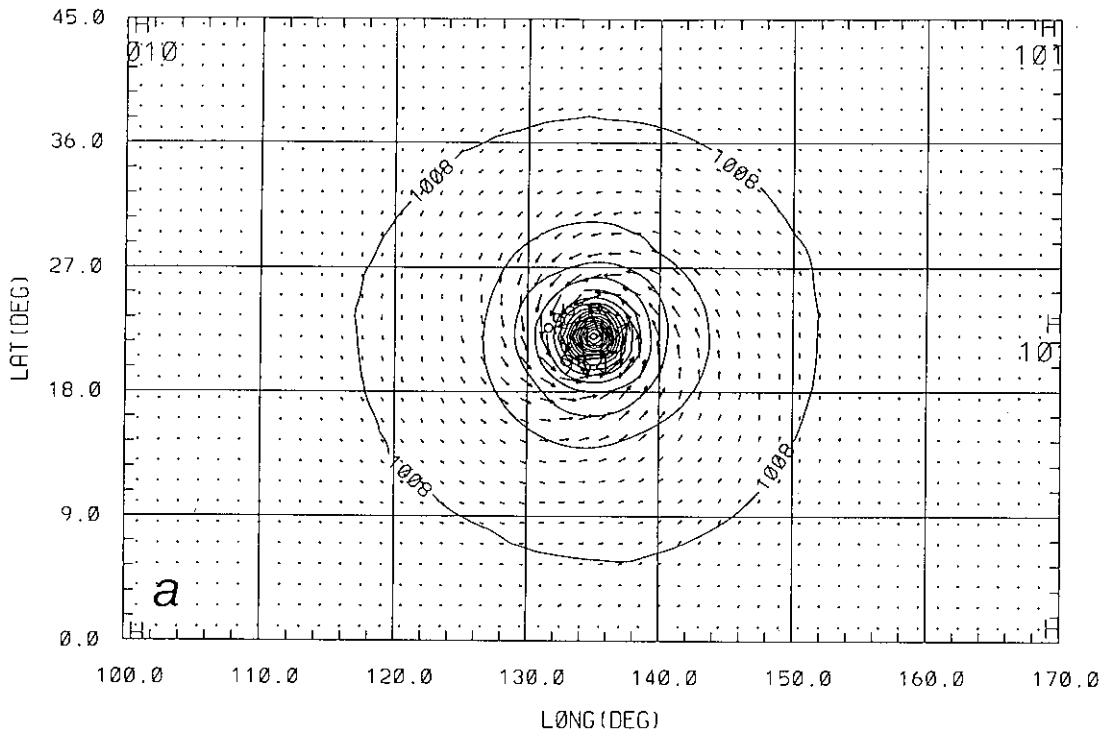


圖 3、 a)地面氣壓和風場， b)150hPa 風場、 $t=48$ 小時，同圖 2 的實驗。

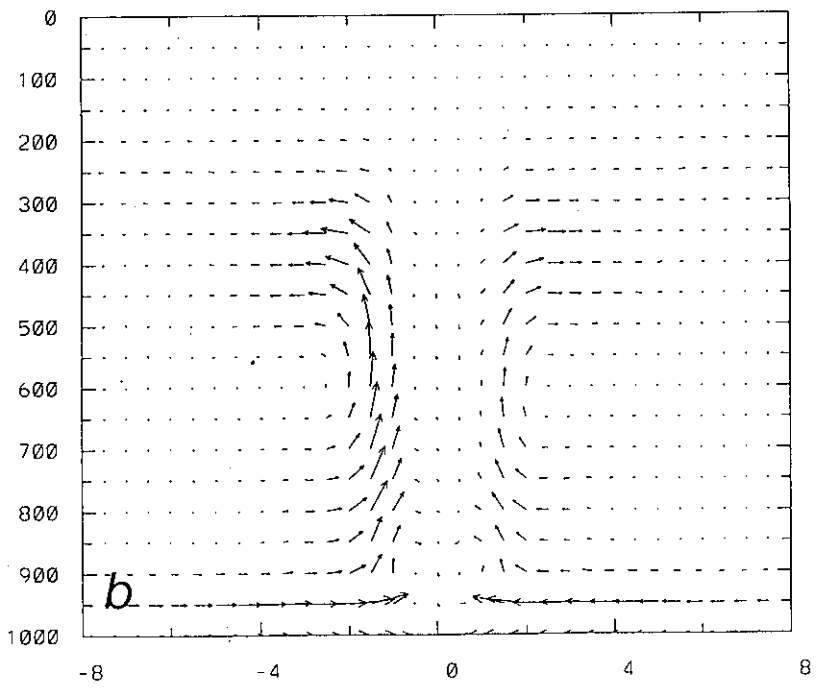
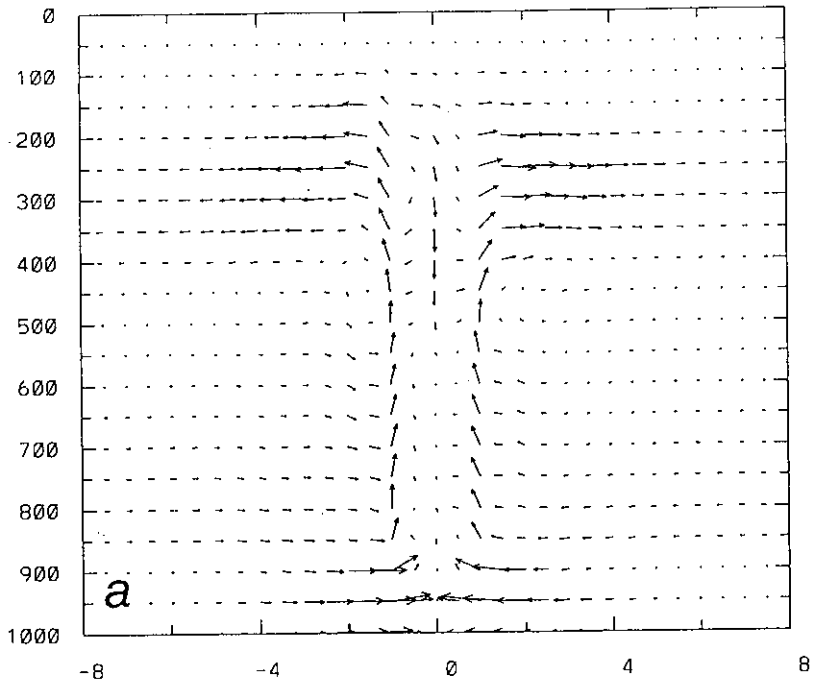


圖 4、經過渦旋中心的垂直環流場，a) $t=24$ 小時，b) $t=48$ 小時，同圖 2 的實驗。

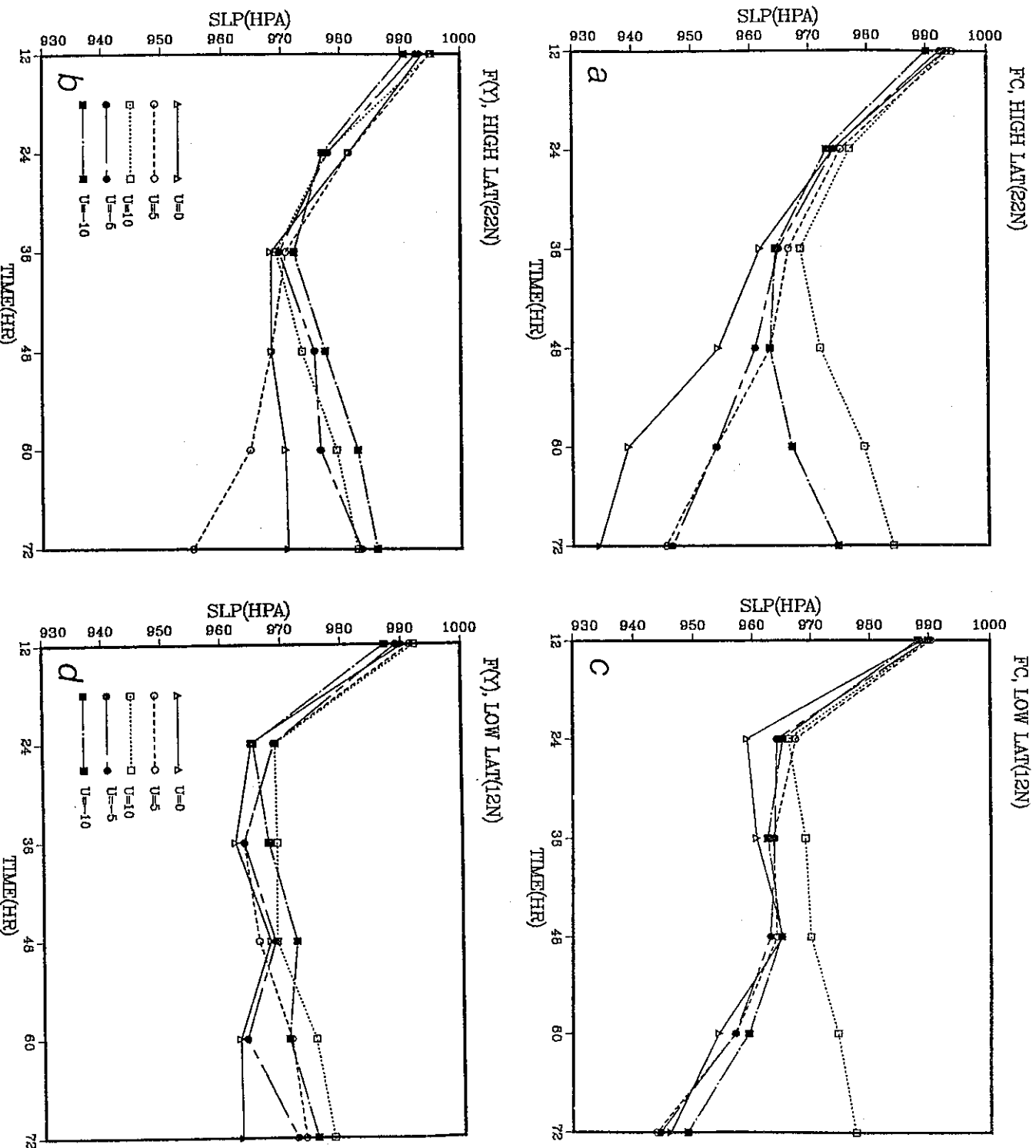


圖 5、渦旋最低地面氣壓值的變化趨勢， a)f 固定，渦旋在高緯度 (22°N)， b)變動的 f，渦旋在高緯度 (22°N)， c)f 固定，渦旋在低緯度 (12°N)， d)變動的 f，渦旋在低緯度 (12°N)。

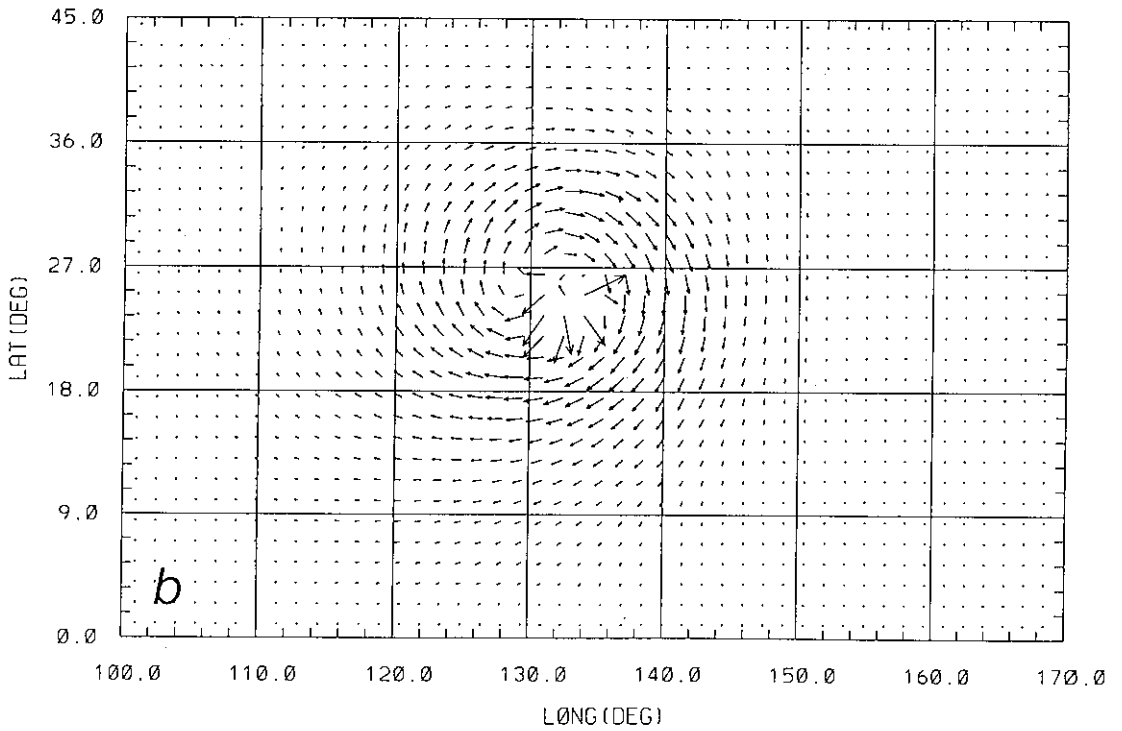
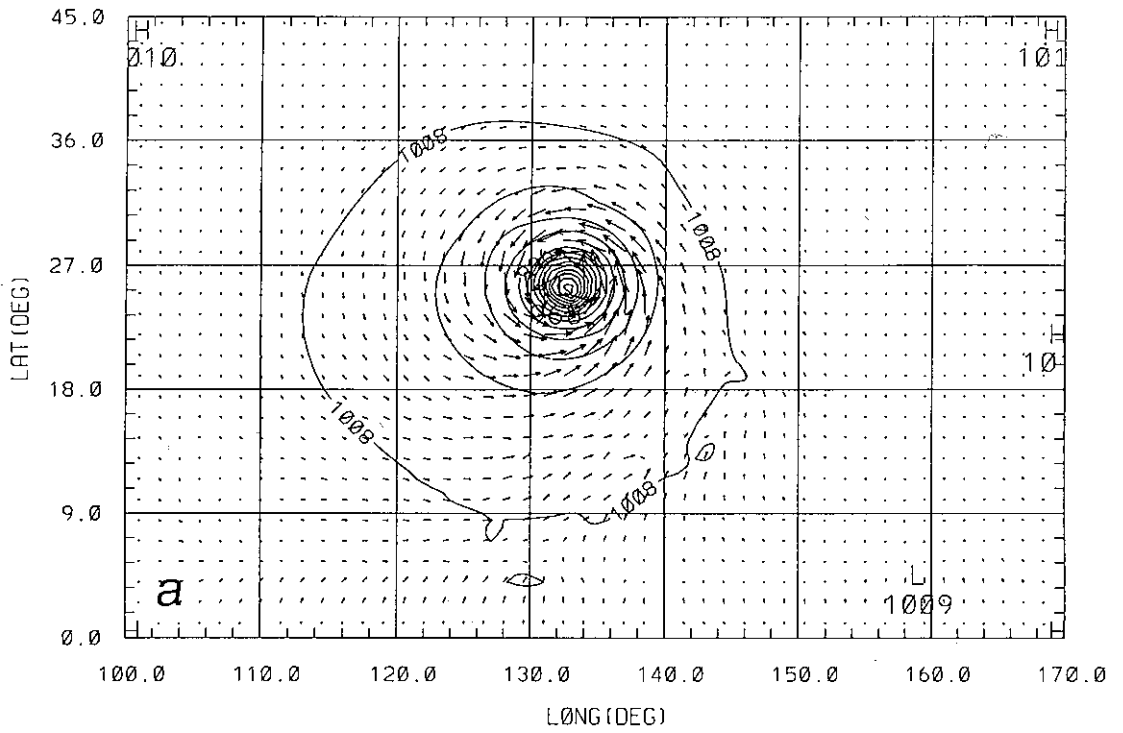


圖 6、同圖 3，唯對變動的 f 值的實驗。

TM35GD.0328 U=0 F(Y) TC(22N)

VERTICAL PROFILE OF U-.5W ALONG JC AT T= 24 HR

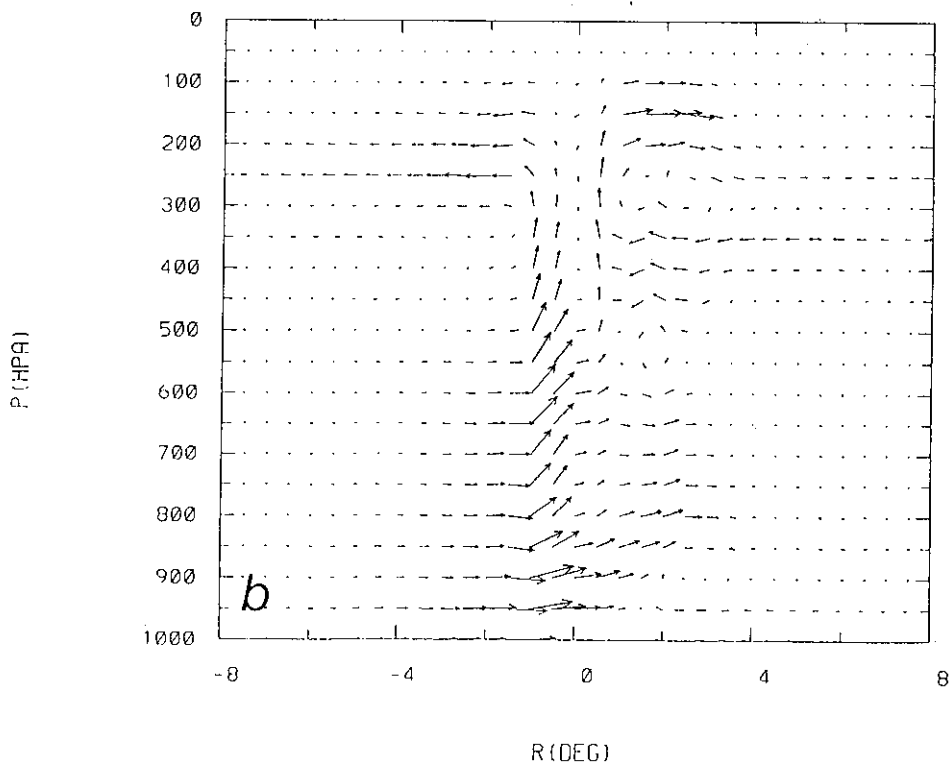
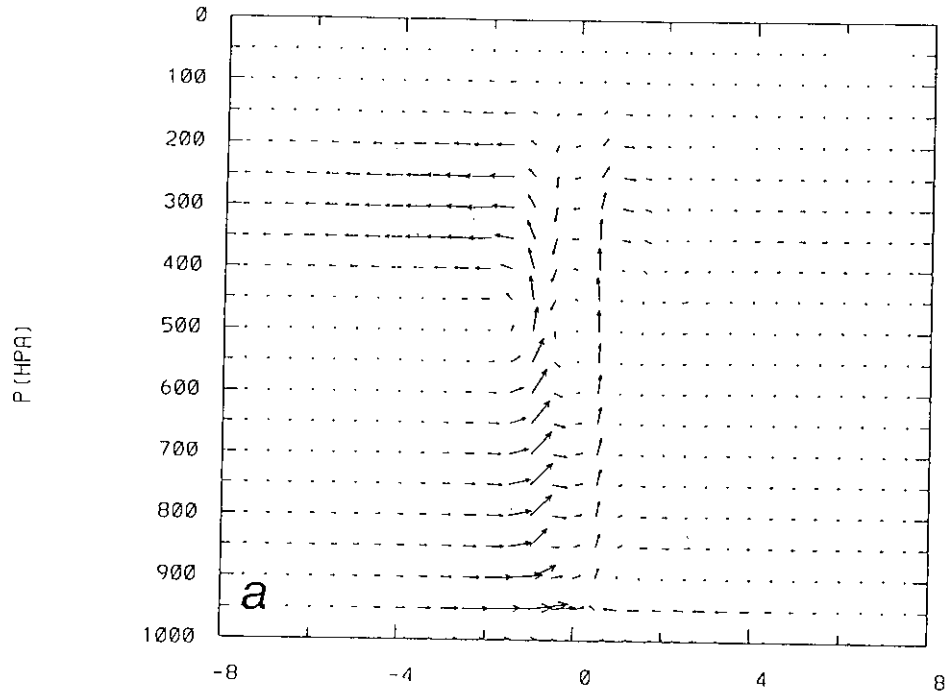


圖 7、同圖 4，唯對變動的 f 值的實驗。

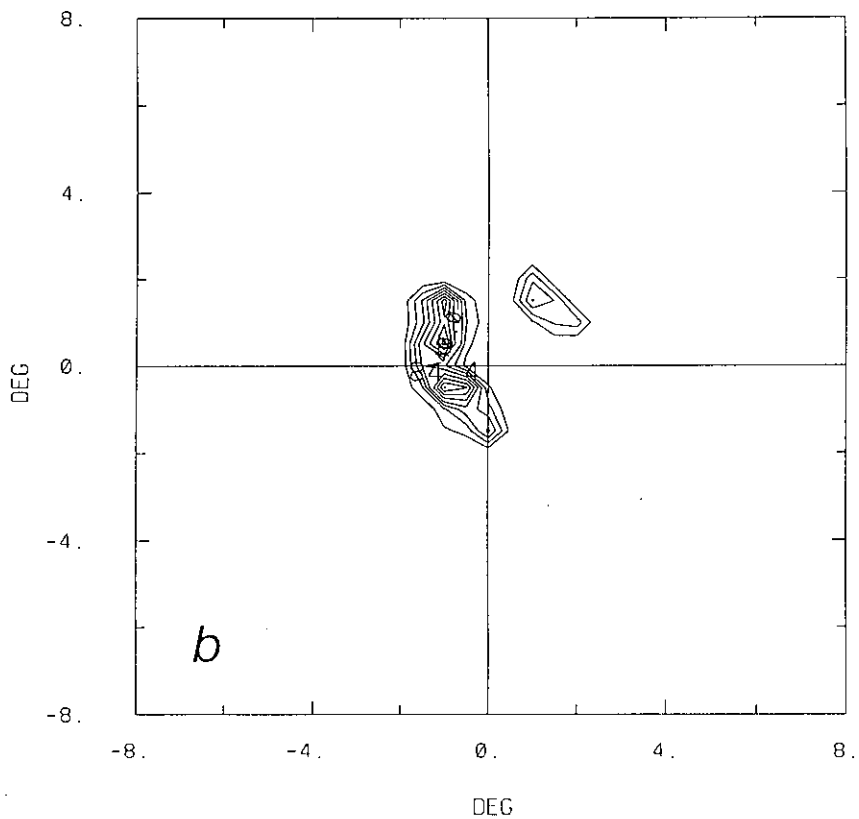
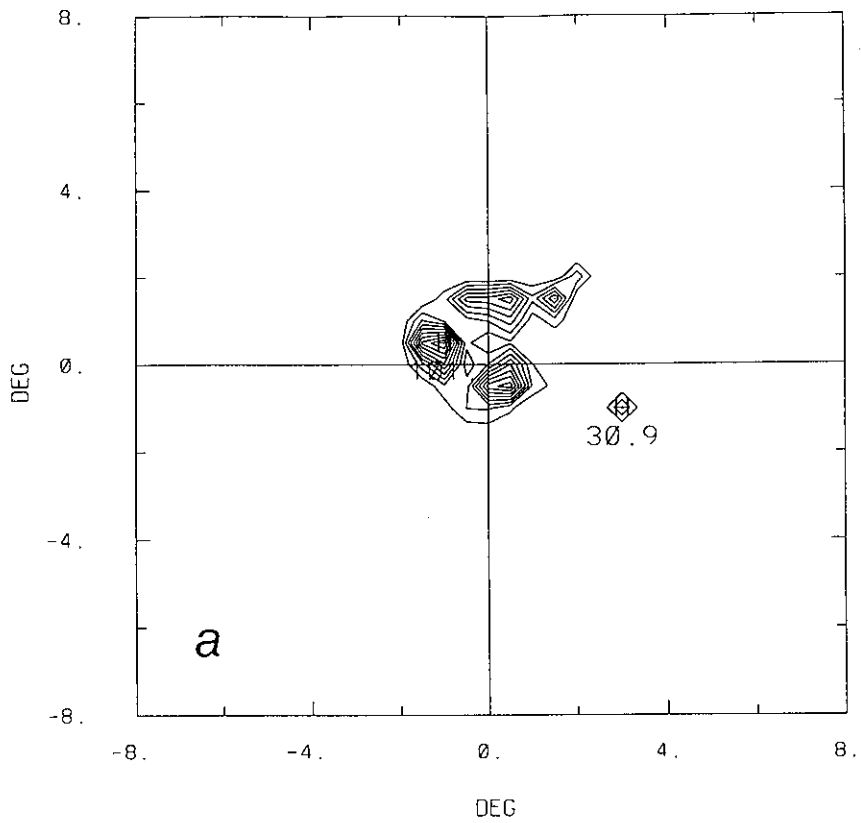
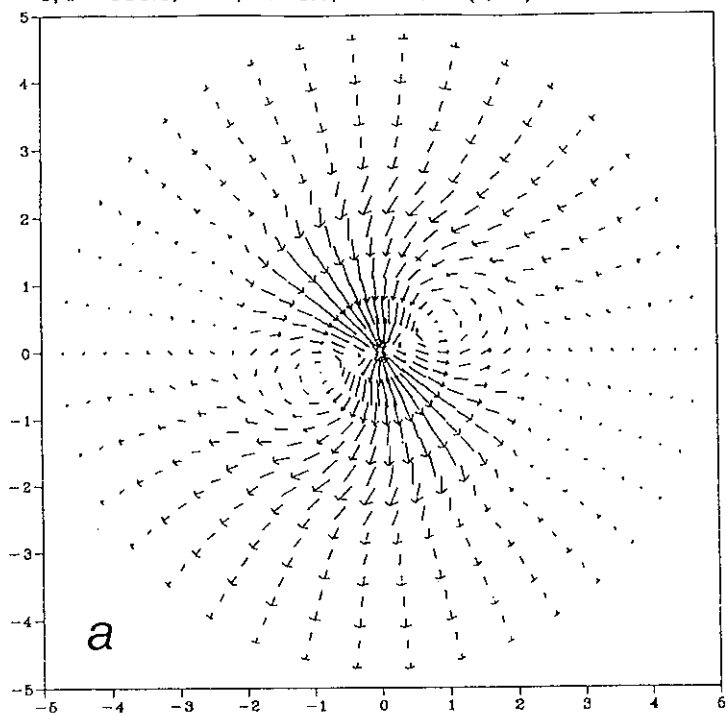


圖 8、降水率 a)t=24 小時，b)t=48 小時。同圖 6 的實驗。

C, P= 850.0, T=48, DI= 1.0, M= 5.5, at (2, 28)



C, P= 850.0, T=48, DI= 1.0, M= 11.0, at (4, 29)

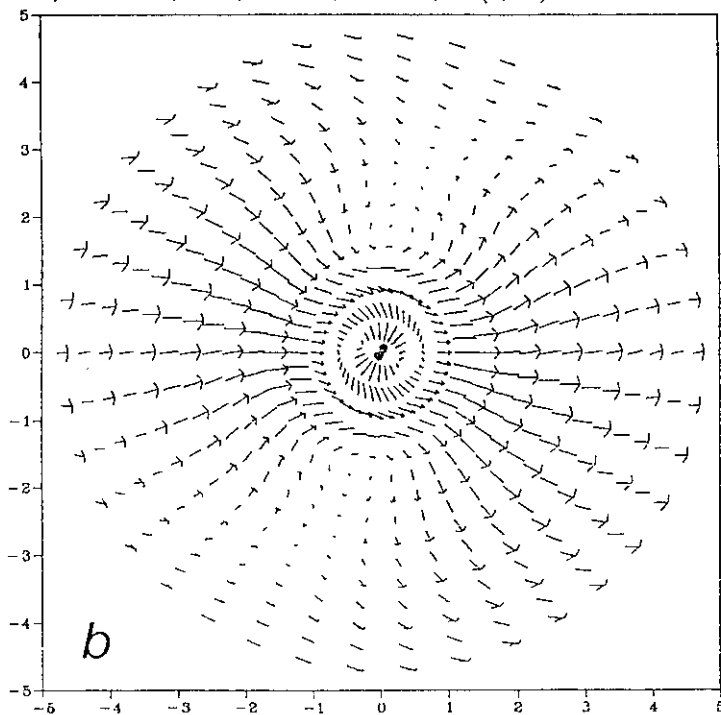


圖 9、波數為一的不對稱風場 a)同圖 2 的實驗，代表加強型渦旋， b)同圖 6 的實驗，代表不加強型渦旋。

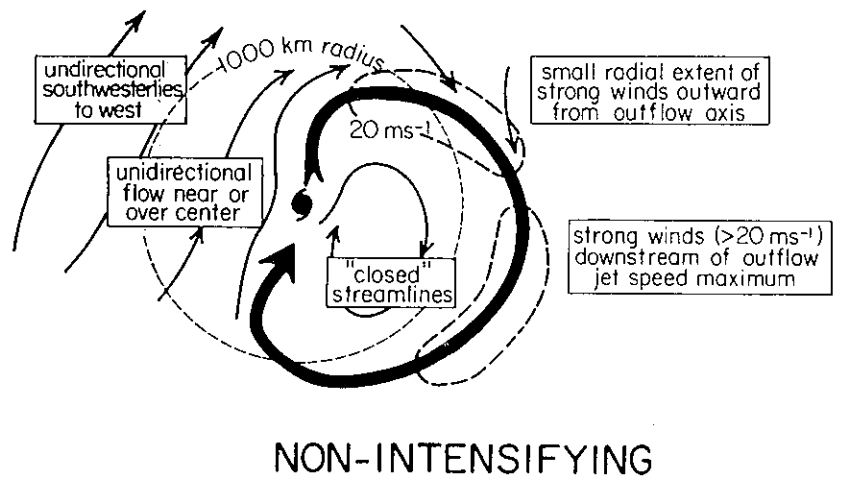
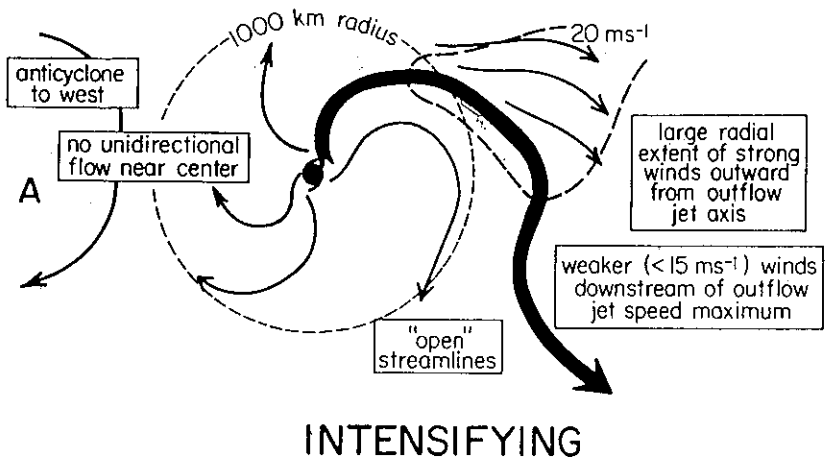
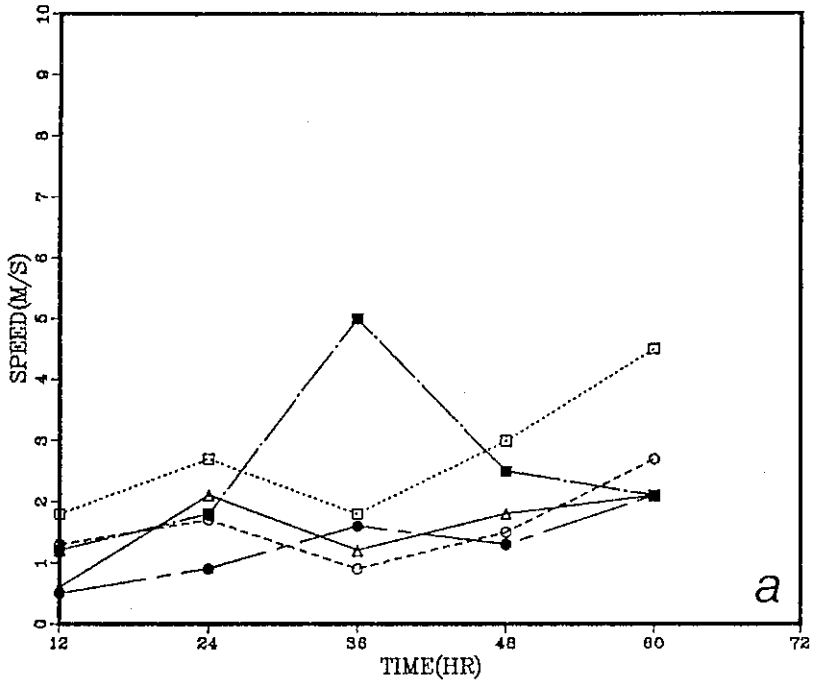


圖 10、加強型與非加強型颶風外流層氣流型式的示意圖(摘自 Merrill, 1986b)

5DEG AVG WAVE#1 AT 850HPA FC TC22N



5DEG AVG WAVE#1 AT 850HPA F(Y) TC22N

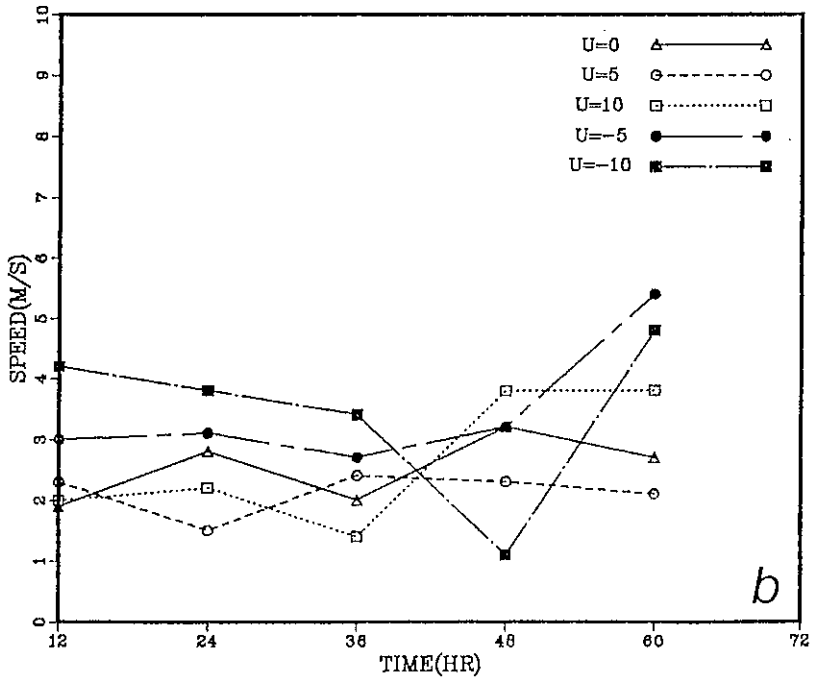


圖 11、不對稱氣流跨中心風速之區域平均值之變化趨勢，區域平均取用徑為 5° 的區域範圍，渦旋在高緯度(22°N)，a)f 固定，b)變動的 f。

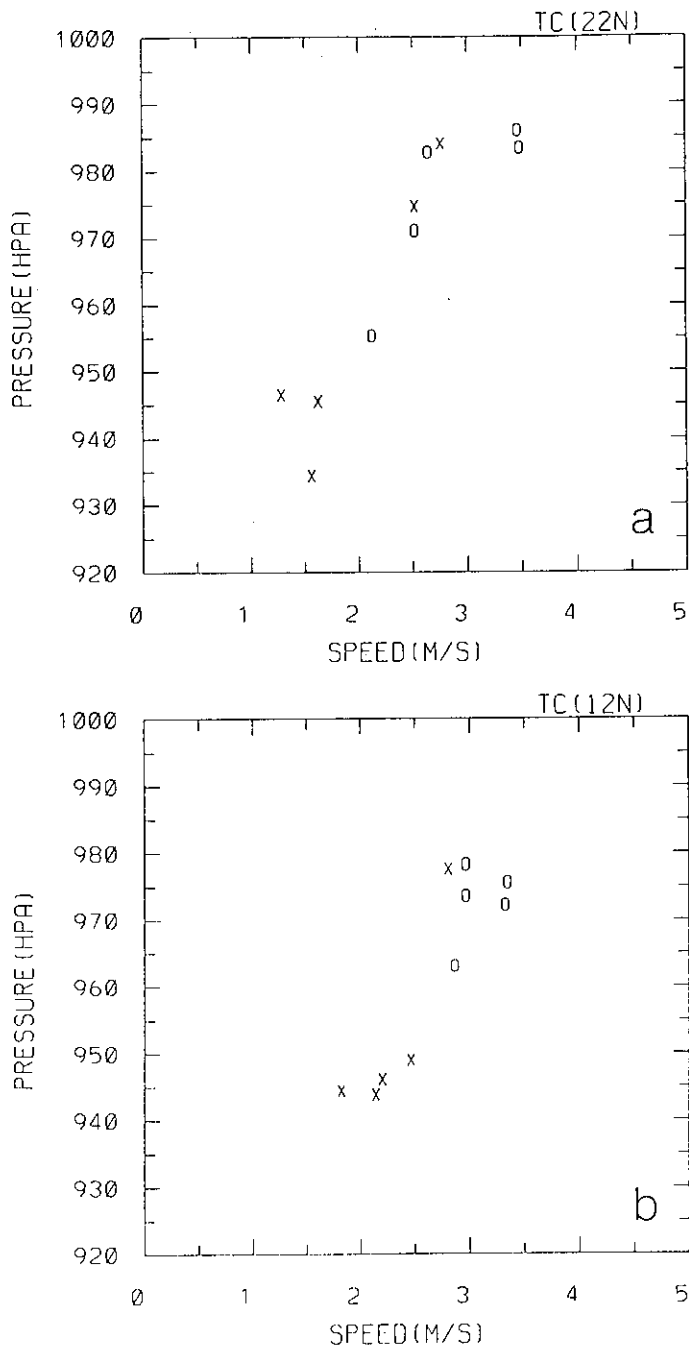


圖 12、渦旋強度(最低氣壓值)與跨中心風速的時間平均值的關係，“o”代表 f 值變動的實驗，“x”代表固定 f 值的實驗，a)高緯度，b)低緯度。