

東亞沿海地區爆發性氣旋之合成分析

林松錦¹

王碧霞²

¹ 國立中央大學大氣物理研究所

² 中央氣象局

(中華民國八十二年十月二十三日收稿；中華民國八十二年十二月十七日定稿)

摘 要

本文選取1980～1990年間發生在東海鄰近臺灣附近海域，海平面氣壓下降率大於1.5 berg-erons 的12個爆發性氣旋個案做合成分析。採用ECMWF資料，以500 hPa的相對渦度極大值位置為中心，切取 $40^\circ \times 40^\circ$ 經度/緯度的移動性合成方盒，來做合成氣旋的分析。資料時間間隔為12小時，分析在最大氣壓下降前36小時及後24小時內合成氣旋的水平及垂直結構，並探討大尺度環流對氣旋系統發展的影響。

分析結果顯示，在氣旋爆發前36小時至後24小時中，500 hPa均伴隨有明顯的相對渦度極大值存在。在氣旋發展初期，500 hPa的高度槽位於地面氣旋的西方，系統向西傾斜，斜壓性顯著，而氣旋中心附近之低層條件性不穩定度隨氣旋發展有增加之趨勢。至爆發後期，500 hPa的高度槽逐漸趕上地面氣旋，此時中層的大氣結構已和地面氣旋結合，氣旋為暖心結構。

由水平風場、垂直運動場及相對渦度場的水平分佈情形得知，合成氣旋的發展高度僅達500 hPa，300 hPa的強渦度場乃高層噴流所引起，而非氣旋本身的垂直環流所致，此合成氣旋為一淺系統。但高層噴流出區之熱力間接環流所造成的高層輻散，是引發氣旋急速發展的有利環境。由渦度方程及等壓座標之位渦分析得知，在氣旋發展的初期及爆發期的前12小時，氣旋式渦度的增強，在低層主要是輻合的貢獻，而在中層垂直渦度平流有較大的貢獻；在爆發期的後12小時，水平渦度平流的貢獻則顯著增強。在氣旋發展初期，於地面氣旋上游有高層的高位渦空氣往低層注入。此外，由水汽輻合分析發現，在700-500 hPa間的上升運動區為水汽輻合區，下降運動區為水汽輻散區，顯示合成氣旋的上升運動與潛熱釋放有明顯關連。

關鍵詞：旋生、爆發性氣旋

一、前 言

旋生及氣旋發展的理論雖然提出得很早，理論也相當成熟。但對發展快速的爆發性氣旋，以往的理論則不一定能完全解釋。Sanders與Gyakum (1980)首先以在北緯60度之溫帶氣旋中心氣壓下降率在連續24小時內達1 hPa/hr以上者為爆發性氣旋，並將之稱為“bomb”，以bergeron為爆發性氣旋氣壓下降率的單位， $1 \text{ bergeron} = 24 \text{ hPa} \times (\sin\phi / \sin 60^\circ) / 24 \text{ hr}$ ，其中 ϕ 為氣旋中心所在的緯度。爆發性氣旋常具有強勁的風力與類似颱風眼的深對流結構，常導致惡劣的天氣。然目前的數值天氣預報模式仍很難準確地預報。

1978年9月10～11日發生在美國東北沿岸的QE II (Queen Elizabeth II) 風暴，其中心氣壓在24小時之內下降了近60 hPa。地面天氣圖分析顯示，在9月10日1200 UTC 氣旋之中心氣壓達945 hPa，而美國國家氣象中心NMC (National Meteorological Center) LFM II模式的24小時預報為1000 hPa，美國海軍FNOC (Fleet Numerical Oceanography Center) 模式的24小時預報則為999 hPa。顯然當時的模式都無法預報此急速發展的氣旋。之後，QE II風暴引起廣泛的研究興趣，引人注意的並不是該風暴的破壞力，而是要探討為何模式預報有如此大的差距。Gyakum (1983a,b) 對此個案做了詳盡的分析，發現QE II風暴起源於一個淺的斜壓系統，中層500 hPa氣流的斜壓機制並不能完全解釋急速的氣旋發展。Gyakum (1983a,b) 因此認為除了中層的斜壓機制外，對流的非絕熱過程及類似CISK (Conditional Instability of the Second Kind) 的機制是引發氣旋急速加深的可能原因。此外，Uccellini (1986) 及Sanders (1986) 更進一步指出高層的斜壓機制(如高層氣旋式渦度平流、噴流及對流層頂摺疊(tropopause folding)等)也不可忽略。Anthes等(1983)及Kuo等(1991)的模擬結果指出，斜壓不穩定為氣旋成長的主要機制，非絕熱過程使得上升的環流集中於較小的水平範圍，而鋒面環流的增強加速低層的水汽輻合，更因而增加鋒面的降水，如此形成的正面回饋作用則是造成後期氣旋急速加深的主因。Rogers與Bosart (1986) 及MacDonald與Reiter (1988) 亦提出類似的看法。

另外一個引入注目的個案是1979年2月18～19日的Presidents' Day冬季雪暴，該氣旋之中心氣壓的加深雖不如QE II風暴急速且深，但雪暴卻給美國東岸中部各州帶來破記錄的降雪，而美國NMC LFM II模式的預報仍然是毫無預警。Bosart (1981) 及Bosart與Lin (1984) 的分析發現此雪暴之氣旋發展也是起源於一個淺的斜壓系統，中心氣壓急速加深時氣旋環境具有暖心結構，中心附近有顯著的強對流，並且有類似颱風的眼狀結構。Bosart (1981) 認為NMC模式未能充分模擬對流尺度過程的整體效應是導致預報誤差的主因之一。雖然中高對流層槽線的斜壓機制扮演著重要的角色，然從海面的潛熱(latent heat)及顯熱(sensible heat)通量分析，Bosart與Lin (1984) 認為邊界層的傳輸過程對此雪暴氣旋的生成具有重大的影響，模式對邊界層的處理不夠理想也是預報失敗的原因之一。Uccellini等(1984)則指出，在氣旋急速發展之前，高層副熱帶噴流之熱力間接環流所造成的高層輻散，是引發氣旋急速發展的有利環境。Bosart與Lin (1984) 及Uccellini等(1985)也發現，氣旋急速加深之前，在氣旋西方高層伴隨對流層頂摺疊有高半地轉位渦的空氣向下伸展。

由上述兩個個案可以看出，爆發性氣旋的生成與發展過程相當複雜，並非像一般溫帶氣旋由斜壓不穩定的理論可以解釋。預報模式要能有效地掌握這種快速發展的氣旋，則必須先有深入的探討。Sanders與Gyakum (1980) 分析北半球爆發性氣旋的氣候特性時，發現北美東岸的西北大西洋及亞洲東岸的西北太平洋是兩個主要的爆發性旋生區。由於Sanders與Gyakum (1980) 的研究區域是從東經130度向東至東經10度，北緯25度至北緯90度，結果發現西北太平洋爆發性氣旋的最大發生頻率是在北緯42.5度，東經150度，也就是在日本東北方海面。事實上，劉(1980)、Chen與Yeh (1982) 及Hanson與Long (1985) 則發現最大旋生頻率是發生在北緯25～30度，東經120～130度，也就是在台灣和日本之間的東海。Chen等(1991)統計1958～1987年東亞地區旋生的分佈，經取緯度圈平均發現，背風旋生的最大發生頻率在北緯45～50度，而海洋旋生最大發生頻率在北緯30～35度。呂(1986)進行同一區域的爆發性氣旋分析發現，爆發性氣旋之初生氣旋最大頻率發生在北緯25～30度，東經125～130度，急速加深時有往東北移動的趨勢。呂(1986)從1974～1984年十個冷季(9月～4月)的分析中發現，一月的發生頻率最高，

平均約每月5個；十一月及三月次之，平均約每月3個。由分析結果可見，爆發性氣旋在東亞沿海地區發生的頻率不低，對東亞地區的天氣變化不容忽略。

由於過去對爆發性旋生所做的研究多集中在大西洋的區域，對於東亞沿海地區爆發性氣旋發生的機制、物理過程、行為特性，以及大尺度環境等則較少討論。因此，本研究將採合成分析方法，對東亞沿海地區發生之爆發性氣旋做較整體的分析，以了解爆發性氣旋的平均結構及大尺度環境流場對氣旋發展的影響。

二、個案選取及合成分析方法

選取1980~1990年間發生在東海鄰近台灣附近海域，封閉氣旋最早出現在 $25^{\circ}N \sim 35^{\circ}N$ 及 $120^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ 內，海平面氣壓下降率大於1.5 bergerons、路徑相似的12個爆發性氣旋個案。以氣壓下降值最大的24小時之中間時間為中心時間(TM0)，取時間間隔為12小時，分別做前36小時(TM3)、前24小時(TM2)、前12小時(TM1)、中心時間(TM0)、後12小時(TP1)及後24小時(TP2)，共60小時的合成分析。表一為本文所選取之12個個案於TM0時，地面氣旋的位置、強度及500 hPa相對渦度極大值的位置。在TM0時地面氣旋中心的合成位置約在 $(35^{\circ}N, 140^{\circ}E)$ ，而500 hPa相對渦度極大值的合成位置約在 $(35^{\circ}N, 131^{\circ}E)$ 。氣旋在急速加深後則往東北向日本東方海面移動。以 $35^{\circ}N$ 為參考緯度，依Sanders與Gyakum (1980)的定義計算，1 bergeron = 15.9 hPa/24 hr。

在本文中，所使用的觀測資料為ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts)的分析資料。共有1000、850、700、500、300、200及100hPa七層的等壓面高度、溫度、水平風場及相對濕度。ECMWF原始資料的水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (經度/緯度)。在計算時內插成 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (經度/緯度)的網格點資料。

Sanders (1986)發現，在其選取的個案中，至少在氣旋爆發的前36小時和後24小時，500 hPa的絕對渦度極大值和地面氣旋均有高度的相關性。Manobianco (1989)採用和Sanders (1986)相同的個案，每隔24小時做五天的合成分析。其計算500 hPa的絕對渦度場，發現利用500 hPa的絕對渦度極大值，至少可以定出連續六天(以氣旋地面氣壓最大下降時間為中心)地面氣旋的位置。因此，在其合成分析中以絕對渦度場做為合成方法的依據。亦即，假設中、高層之大氣機制為地面氣旋發展過程中的一個重要因素。在東亞沿海地區由於爆發性氣旋發生的緯度較低，且強度較弱，500 hPa相對渦度的分佈情形較絕對渦度好。因此，本文採用500 hPa相對渦度極大值做為合成分析的依據。先以中央定差法計算每個個案自TM3到TP2之500 hPa的相對渦度場，再選取和地面氣旋最有關的相對渦度極大值位置為中心。自中心向四邊各延伸20經、緯度，定出移動性合成方盒(compositing box, CB)的切取範圍($40^{\circ} \times 40^{\circ}$ 經度/緯度， 41×41 網格點)。再以此範圍分別切取TM3到TP2各爆發性氣旋七層、五個基本場(高度場、緯流風場、經向風場、溫度場、濕度場)的資料，經合成平均做為合成氣旋的基本場資料。再利用合成資料做垂直運動、相對渦度、輻散場、相當位溫、位渦等物理量的分析。

表一 TM0時12個個案地面氣旋的位置、強度及500 hPa相對渦度極大值的位置。

日期	時間	氣旋中心位置 (緯度, 經度)	渦度極大值位置 (緯度, 經度)	強度 (bergerons)
01/13/1980	1200 UTC	(35, 143)	(34, 140)	1.5
11/29/1980	0000 UTC	(34, 143)	(34, 139)	2.1
03/09/1981	0000 UTC	(32, 134)	(37, 126)	1.5
01/25/1982	0000 UTC	(34, 145)	(37, 137)	1.9
02/17/1982	1200 UTC	(33, 142)	(33, 138)	1.6
11/29/1982	1200 UTC	(38, 131)	(35, 122)	1.5
03/13/1983	1200 UTC	(38, 145)	(34, 131)	1.8
03/17/1983	0000 UTC	(34, 140)	(36, 130)	2.4
01/31/1984	1200 UTC	(34, 141)	(34, 130)	1.5
01/12/1987	1200 UTC	(34, 139)	(34, 132)	2.0
03/24/1987	0000 UTC	(37, 136)	(36, 123)	1.6
11/09/1990	1200 UTC	(38, 136)	(36, 124)	2.0

三、水平分析結果

(1) 高度場和溫度場

圖1及圖2為自TM3到TP2 1000 hPa及850 hPa高度場和溫度場的合成圖，實線表高度場，虛線表溫度場，在850hPa圖中"x"表示地面氣旋中心位置。合成氣旋至TM1時，1000 hPa (圖1)才有低壓中心出現，其最低高度值為95.1 m (約1012.7 hPa)。到TM0時才有封閉系統，其最低高度值為34.1 m (約1004.5 hPa)。此時合成氣旋的強度並不強，因合成分析中以500 hPa的相對渦度為中心，每個個案之相對渦度極大值與地面氣旋的水平相對距離不同，在合成中氣旋強度被平滑所致。在TP1時其最低高度值為-66 m (約991.2 hPa)。自TM1到TP1合成氣旋之最低高度值減少161.1 m，即在24小時內中心氣壓下降了21.5 hPa，依定義此合成氣旋強度約為1.4 bergerons。自TP1到TP2系統之高度值持續降低，高度場之梯度增強，TP2時其最低高度值為-193 m (約974.3 hPa)。在TM0以前，500 hPa高度槽位於地面氣旋之西，至TP1時，500 hPa的高度槽已趕上地面氣旋(圖略)，此時中層的大氣結構已和低層結合。在TP2時，自1000

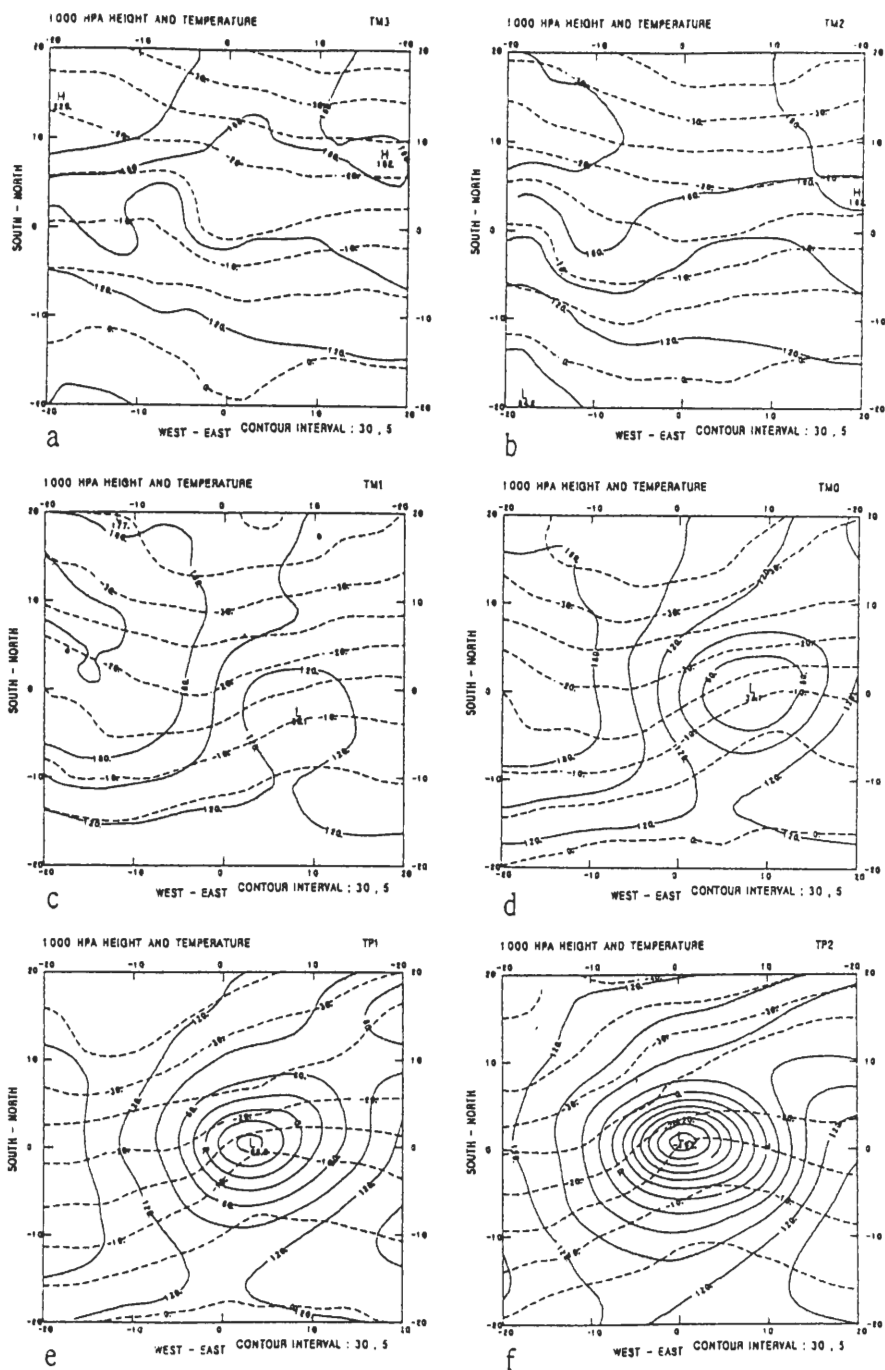


圖1 自 TM3 到 TP2 1000 hPa 高度場和溫度場的合成圖，時間如圖示。實線表高度場，虛線表溫度場，"x" 為地面氣旋中心位置。等高線間距為 30 m，等溫線間距為 5°C。

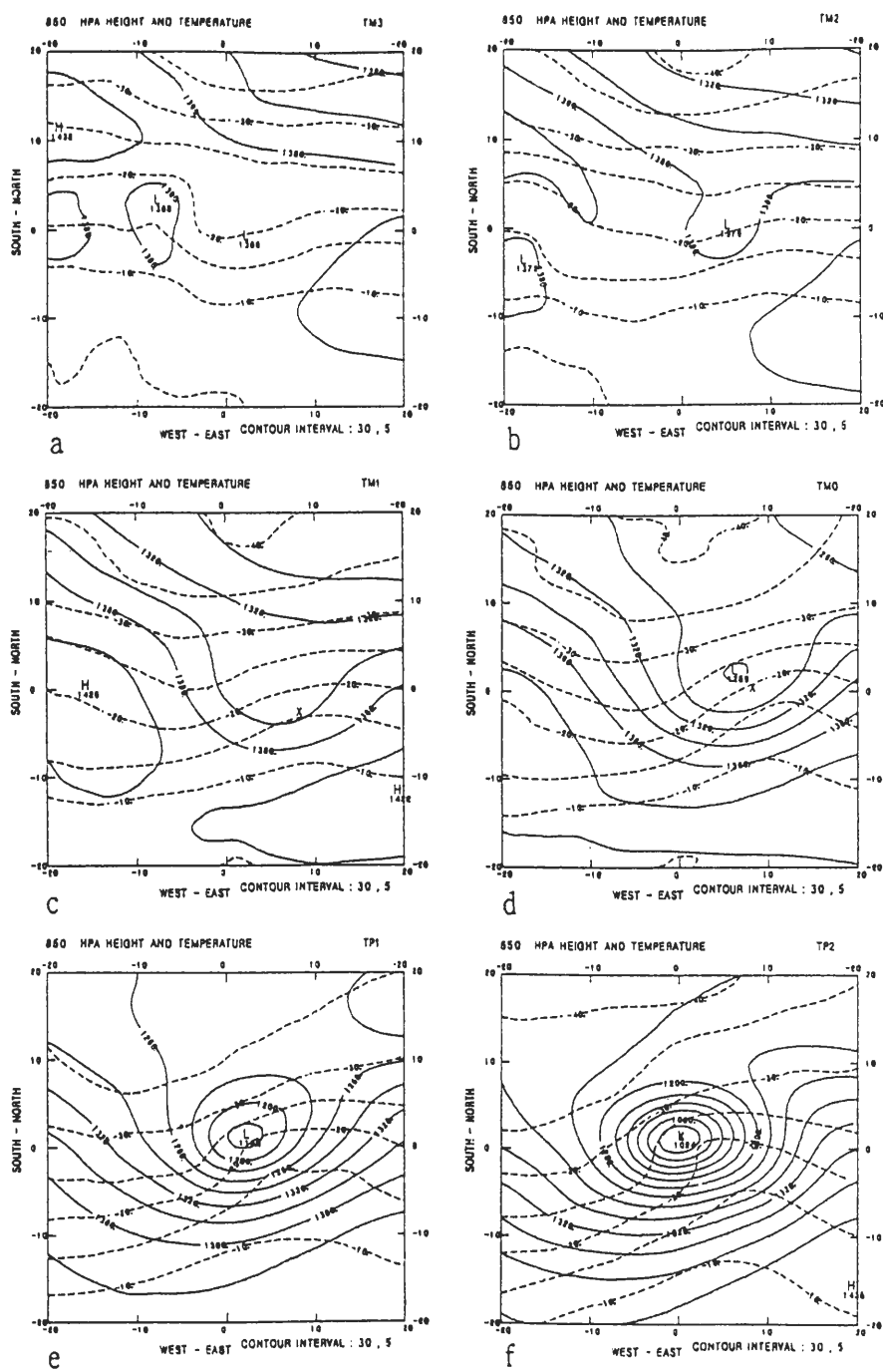


圖2 自TM3到TP2 850 hPa高度場和溫度場的合成圖，說明同圖1。

~ 500 hPa均可看到明顯的低壓中心。因此，TM2到TM1時為合成氣旋之發展初期，TM1至TP1的24小時則為爆發期，TP2為氣旋發展的成熟期。

在氣旋發展期間可以清楚看到，自TM1起在850 hPa地面氣旋中心的東方均有一熱力脊(圖2)，此熱力脊和低層高度槽密切相關。高度場和溫度場之間有明顯的相位差，且系統向西傾斜，有利於斜壓發展。當氣旋發展成熟時(TP2)，此熱力脊即與氣旋中心一致，顯示氣旋為一暖心系統。

(2) 相對濕度場

在低層1000 ~ 700 hPa，一般而言地面氣旋位於濕區中心偏南，且自TM1起即分成明顯的濕、乾兩區，乾區位於氣旋之西方上游(圖略)。此濕-乾區的分佈並隨時間呈氣旋式旋轉，至TP2時地面氣旋則位於濕區中心。

(3) 水平風場

圖3為自TM3到TP2 850 hPa水平風場的合成圖。在氣旋發展初期(TM2 ~ TM1)，在CB的第二象限有北來氣流，第四象限有南來氣流，氣流在CB中心附近會合。南來氣流帶來暖濕空氣，使低層大氣變得不穩定，促使氣旋迅速發展。在TM0時，850 hPa之氣旋式環流逐漸形成，最大風速約為 15 ms^{-1} ，TP1時氣旋式環流已成熟，並逐漸增強，此時之最大風速約為 20 ms^{-1} ，在TP2時其最強風速達 25 ms^{-1} 。圖4為自TM3到TP2 300 hPa的水平風場的合成圖。在300 hPa圖中可以看到，自TM1起高層開始有強的冷空氣自氣旋北方南下，且高層噴流迅速增強，此時地面氣旋位於高層噴流的前方。在TM1時300 hPa之最大風速約為 45 ms^{-1} ，TM0及TP1時約為 55 ms^{-1} ，到TP2時達 60 ms^{-1} ，所形成之噴流條漸往南移，並呈東北-西南走向。高空風場以300-200 hPa間最強，200 hPa風場(圖略)的強度、形式大致和300 hPa相似。在氣旋發展期間，特別是在TM0和TP1時，旋生發生在高層槽的分流處。此外，在地面氣旋加深率最強的TM0~TP2時，地面氣旋("x")由高層噴流的前方移到出區的左方。此印證Uccellini等(1984)所指，高層副熱帶噴流出區之熱力間接環流所造成的高層輻散，是引發氣旋急速發展的有利環境。

(4) 相對渦度場

圖5為自TM3到TP2 500 hPa相對渦度的合成圖。不同於1000 hPa高度場的合成結果，在TM3時500 hPa即存在有明顯的相對渦度極大值，此時的極大值約為 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在氣旋發展期間500 hPa相對渦度隨著時間增加而增強，TM1時地面氣旋西北方之500 hPa相對渦度極大值約為 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，在TM0及TP1時相對渦度極大值增為 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 及 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，其位於地面氣旋的西方。在TP2時極大值則增為 $14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，此時極大值稍偏於地面氣旋的南方。此外，500 hPa相對渦度場隨時間的變化趨勢和高度場相似。由於合成方法以500 hPa相對渦度為依據，因此，500 hPa相對渦度的極大值均位於CB的中心。

(5) 垂直運動場

本文中利用運動學法積分求得等壓座標之垂直運動場，並採O'Brien (1970)的線性修正，假設上、下邊界100 hPa和1000 hPa的垂直速度為0，修正求出的垂直運動場。圖6為自TM3到

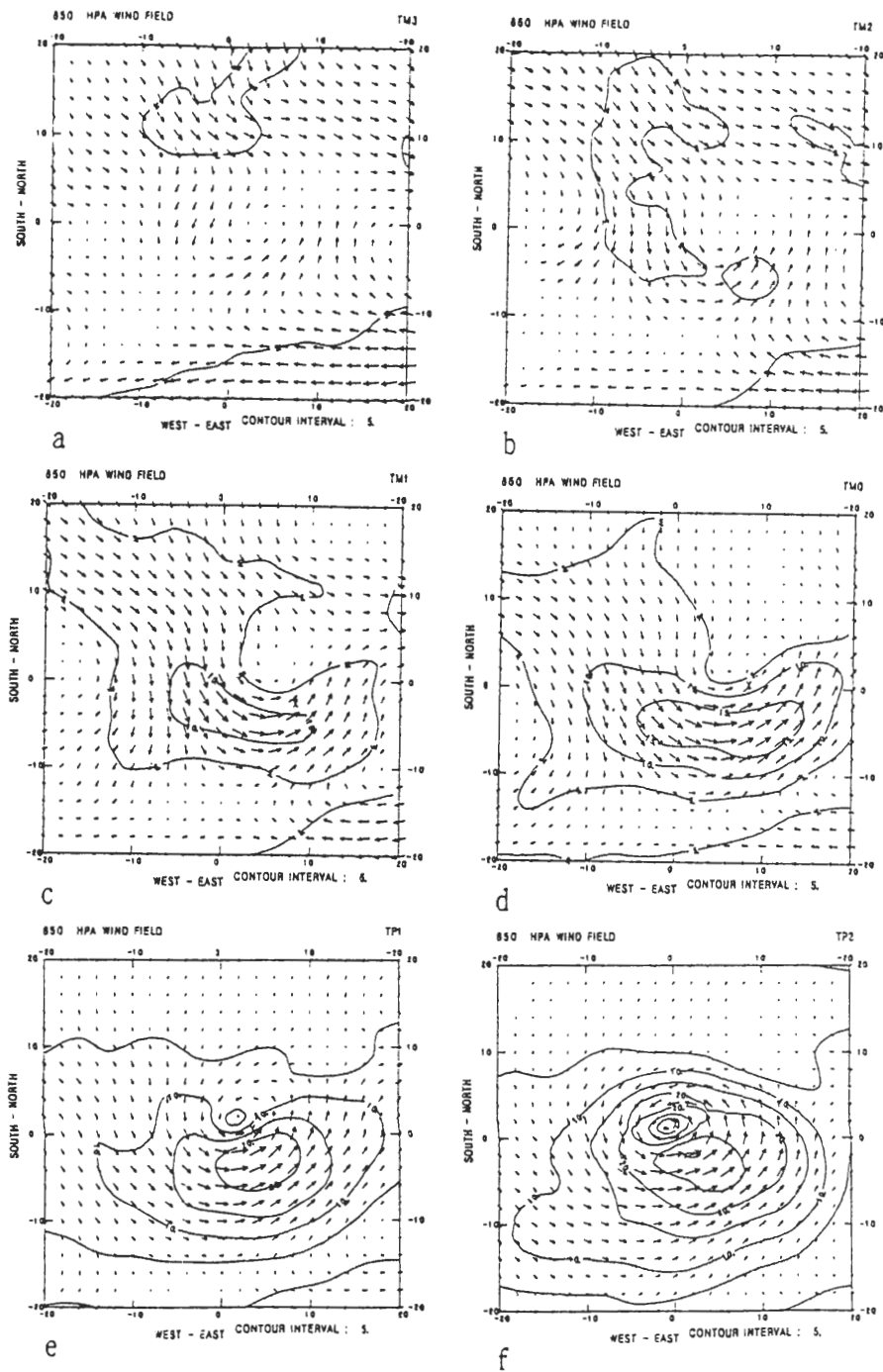


圖3 自TM3到TP2 850 hPa水平風場的合成圖，時間如圖示。“x”為地面氣旋中心位置，等風速線間距為 5 m s^{-1} 。

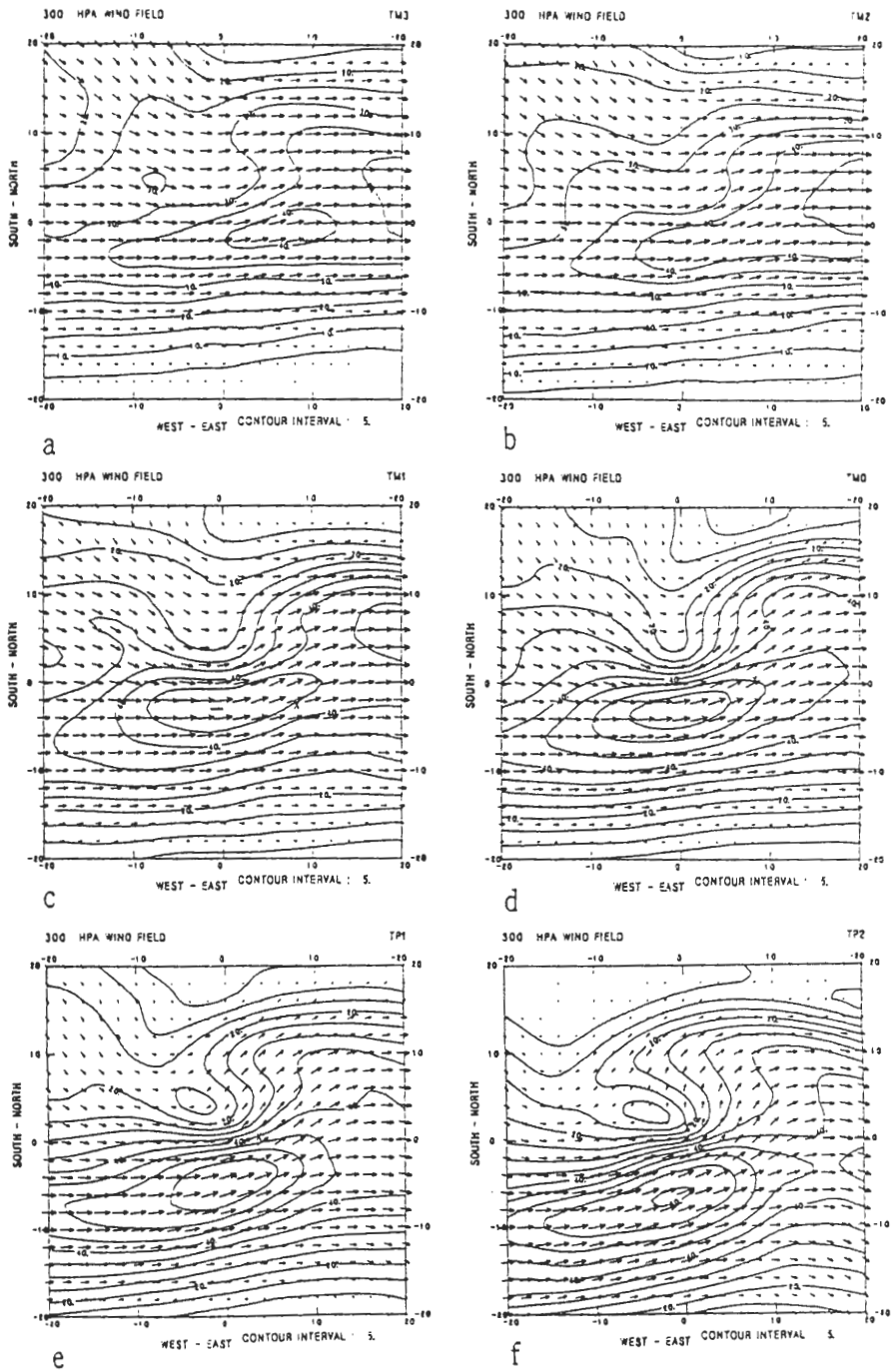


圖4 自TM3到TP2 300 hPa的水平風場的合成圖，時間如圖示，說明同圖3。

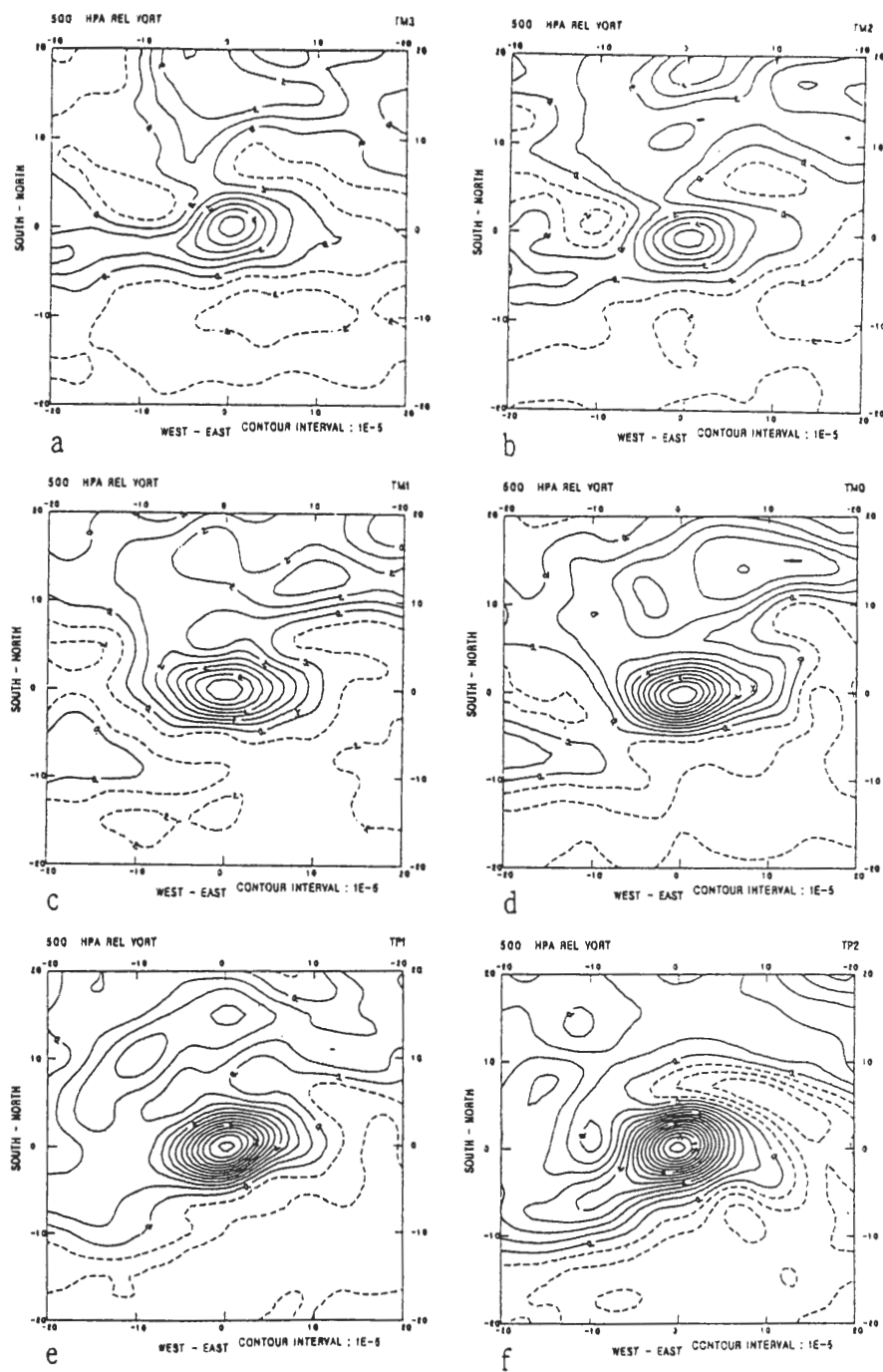


圖5 自TM3到TP2 500 hPa相對渦度的合成圖，時間如圖示。“x”為地面氣旋中心位置，等值線間距為 $1.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。

TP2 700 hPa的垂直運動場的合成圖，實線為上升運動，虛線為下降運動。在700 hPa的垂直運動場分佈中，自TM2起，在CB的右半部有個上升運動中心，其強度、梯度隨時間增加而增強。在TM1時，其極大值約為 $-3 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ ，在TM0及TP1時分別約為 $-4 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 及 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ ，在TP2時其極大值增為 $-7 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ ，且這些上升運動區均分佈在氣旋中心的東北方。此外，自TM1到TP2之間，有一明顯的上升-下降之耦合現象，此耦合體並隨時間做氣旋式的旋轉。此耦合現象和Manobianco (1989)的合成結果相似。500 hPa的垂直運動場(圖略)的分佈情形與強度和700 hPa相似，而300 hPa以上，垂直運動的強度則小了許多(圖略)。在垂直分佈上，以700-500 hPa之間有較強的上升運動。700 hPa垂直運動場的上升-下降耦合情形和700 hPa相對濕度場濕-乾區的分佈情形非常一致。在TM0和TP1時的下降運動區域(其低層為冷平流，可配合圖2及圖3)，其相對濕度小於40%，為較乾燥區；在上升運動區域(其低層為暖平流)，其相對濕度達80%，為暖濕的環境。在850 hPa的相對濕度場則無類似的分佈現象(圖略)。因此可以得知，在氣旋發展期間，上升運動將低層的水汽往上帶，下降運動則將高層乾、冷空氣帶至低層。

(6) 潛熱釋放

Liou與Elsberry (1987)利用UCLA大氣環流模式及quasi-Lagrangian heat budget，針對FGGE特別觀測期間(SOP-1)，發生在北太平洋之爆發性旋生(1979年1月12~15日)做模擬及個案分析。其結果指出，在氣旋迅速加深期間，600 hPa的非絕熱加熱速率最大(約 $25^\circ\text{C day}^{-1}$)，強烈的垂直運動主要由700-600 hPa的非絕熱加熱(潛熱釋放)來維持。而其他個案的研究結果亦指出(如Anthes, 1983; Chen等, 1983, 1985; Gyakum, 1983a,b)，在氣旋發展初期，斜壓作用在整個對流層中，均有相當強的影響，而非絕熱過程則加強/或加速低層的發展，特別是近地層的加深速率。因此，對爆發性氣旋而言，除了大尺度環境的斜壓不穩定外，潛熱釋放在旋生的發展中亦佔重要一環。

本文中採用Kuo (1974)的積雲參數化來討論潛熱釋放。

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_0} (\nabla \cdot q \vec{V}) dp + \rho_b C_D |V_b| (q_0 - q_b) \quad (1)$$

(1)式中 M_t 為單位面積之垂直氣柱的水汽淨輻合；等號右邊第一項為大尺度流場之水汽輻合項；第二項為海面之水汽蒸發量。 p_u 及 p_0 分別為大氣上、下限之氣壓， q_0 為海面比濕， ρ_b 、 V_b 及 q_b 分別為雲底大氣之密度、水平風場及比濕， C_D 為曳引係數(drag coefficient)。由於資料缺乏之故，本文中只計算大尺度流場的水汽輻合，即

$$M'_t = - \int_{p_u}^{p_0} (\nabla \cdot q \vec{V}) dp \quad (2)$$

以 M'_t 的分佈來討論潛熱釋放的作用。

圖7為自TM1到TP2的水汽輻合場，實線為輻合，虛線為輻散。在氣旋發展期間，水汽輻合場強度、範圍均隨時間增大，且水汽輻合場和700 hPa垂直運動場的分佈情形相似(比較圖6及圖7)，水汽輻合區位於氣旋之東方及東北方，而水汽輻散區則位於其之西方及西南方。TM1時最大水汽輻合值約為 $4 \times 10^{-6} \text{ hPa s}^{-1}$ ，在TM0及TP1時約為 $6 \times 10^{-6} \text{ hPa s}^{-1}$ ，TP2時約為 $7 \times 10^{-6} \text{ hPa s}^{-1}$ 。顯示合成氣旋在700-500 hPa間的上升運動與潛熱釋放有明顯關連，潛熱釋放對於爆發性氣旋的加強與發展有很重要的影響。

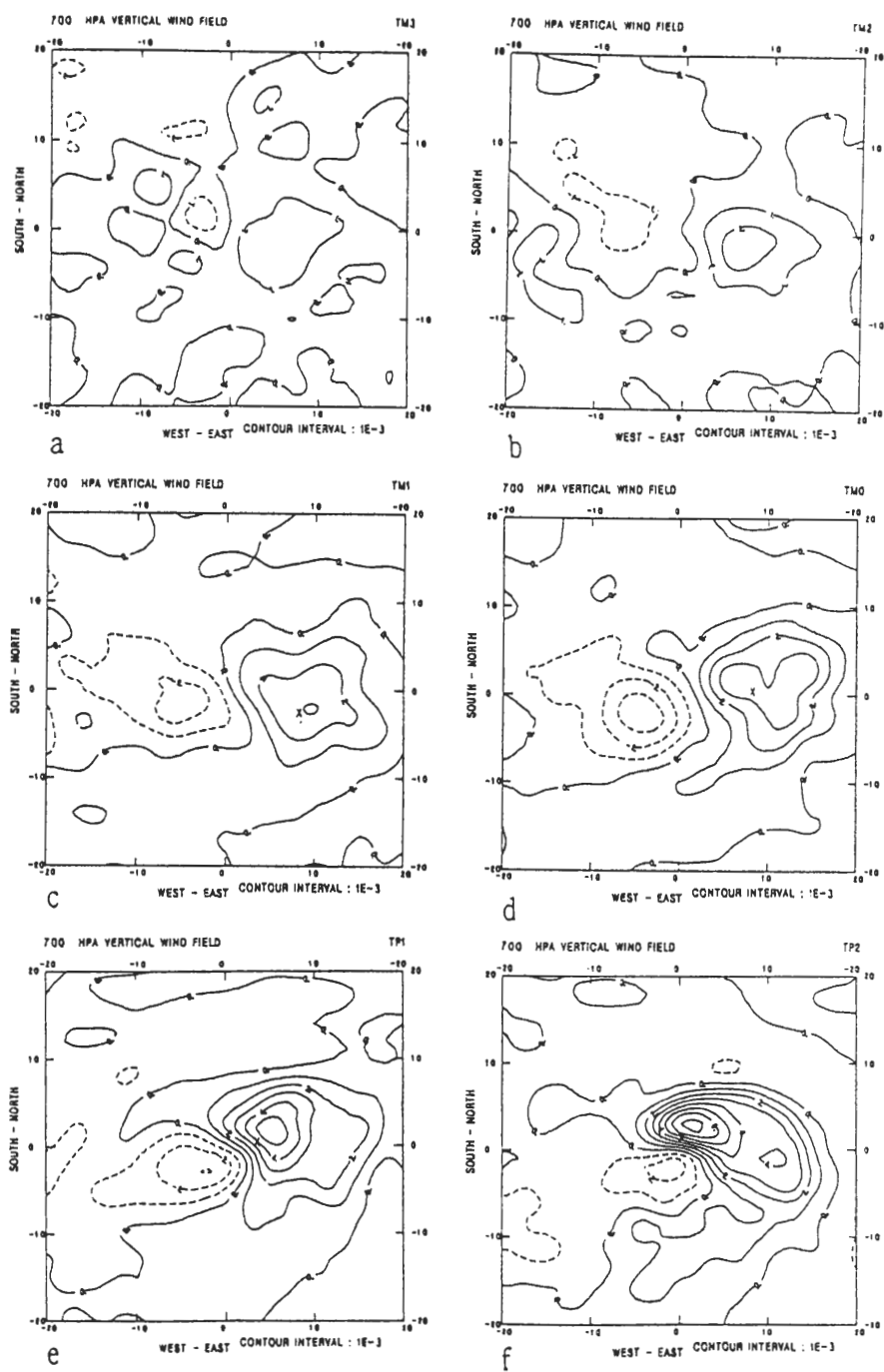


圖6 自TM3到TP2 700 hPa的垂直運動場的合成圖，時間如圖示。實線為上升運動，虛線為下降運動。“x”為地面氣旋中心位置，等風速線間距為 $1.0 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。

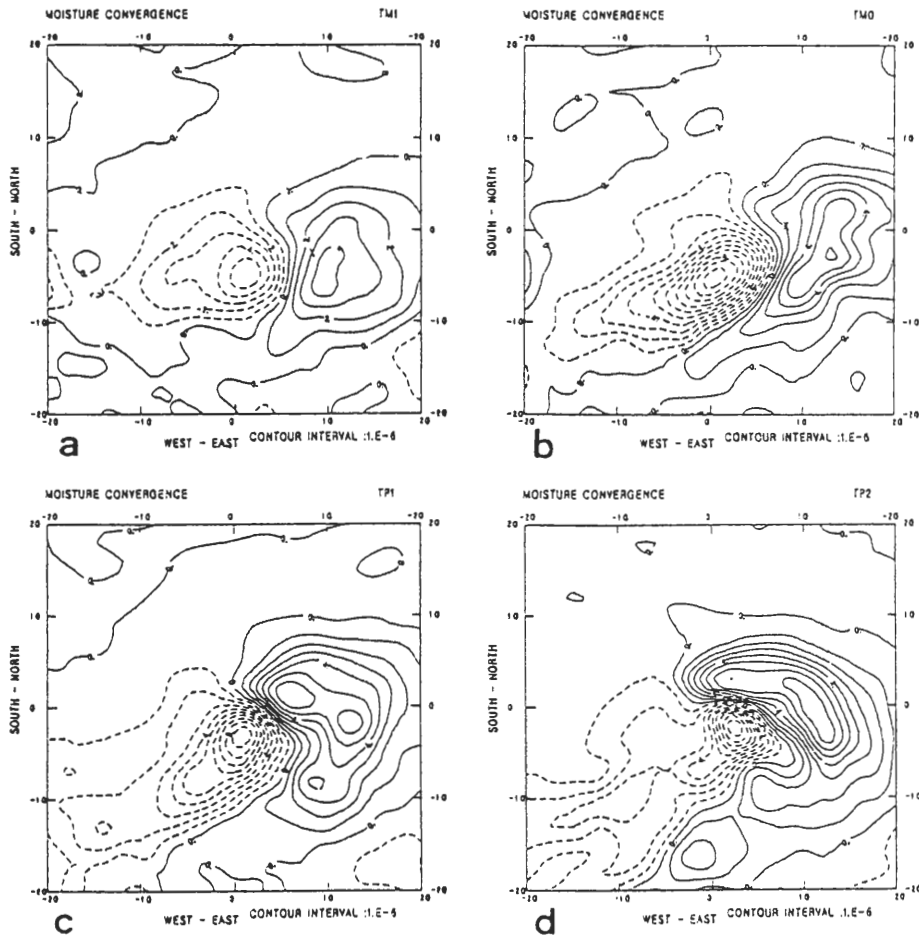


圖7 自TM1到TP2的水汽輻合場，時間如圖示，"x"表地面氣旋位置。實線為輻合，虛線為輻散，等值線間距為 $1.0 \times 10^{-6} \text{ hPa s}^{-1}$ 。

(7) 位渦的分析

Uccellini等(1985)及Uccellini(1986)的研究指出，對流層頂摺疊現象及平流層之高位渦空氣往下注入中對流層，對爆發性氣旋的發展有相當貢獻。Bosart與Lin(1984)及Uccellini等(1985)亦指出，在強烈的高層鋒生區，極區噴流和對流層頂摺疊會影響Presidents' Day氣旋的迅速發展。Uccellini(1986)在QE II個案的研究中指出，在氣旋迅速發展之前，高層有甚強的對流層頂摺疊現象。本文中以等壓座標之位渦變化的情形來討論高層大氣對東亞地區爆發性氣旋發展的影響。在等壓座標上之位渦可定義為

$$PV = - \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) (\zeta + f) \quad (3)$$

圖8為TM1到TP2時，500-300 hPa間的位渦和500 hPa下降運動分佈圖。實線為位渦，虛線為500 hPa之下降運動區。在圖中可以看到，自TM1起在地面氣旋之西、西北方有高的位渦值和下降運動區。TM1時其值約為 $18 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{K hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，TM0及TP1時其值分別約為

$24 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{K hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 及 $22 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{K hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。此高位渦值和下降運動位置的一致性顯示，在氣旋進入爆發期時，於地面氣旋之上游，有高層的高位渦往低層注入。這一點將在位渦的垂直剖面圖中繼續討論。

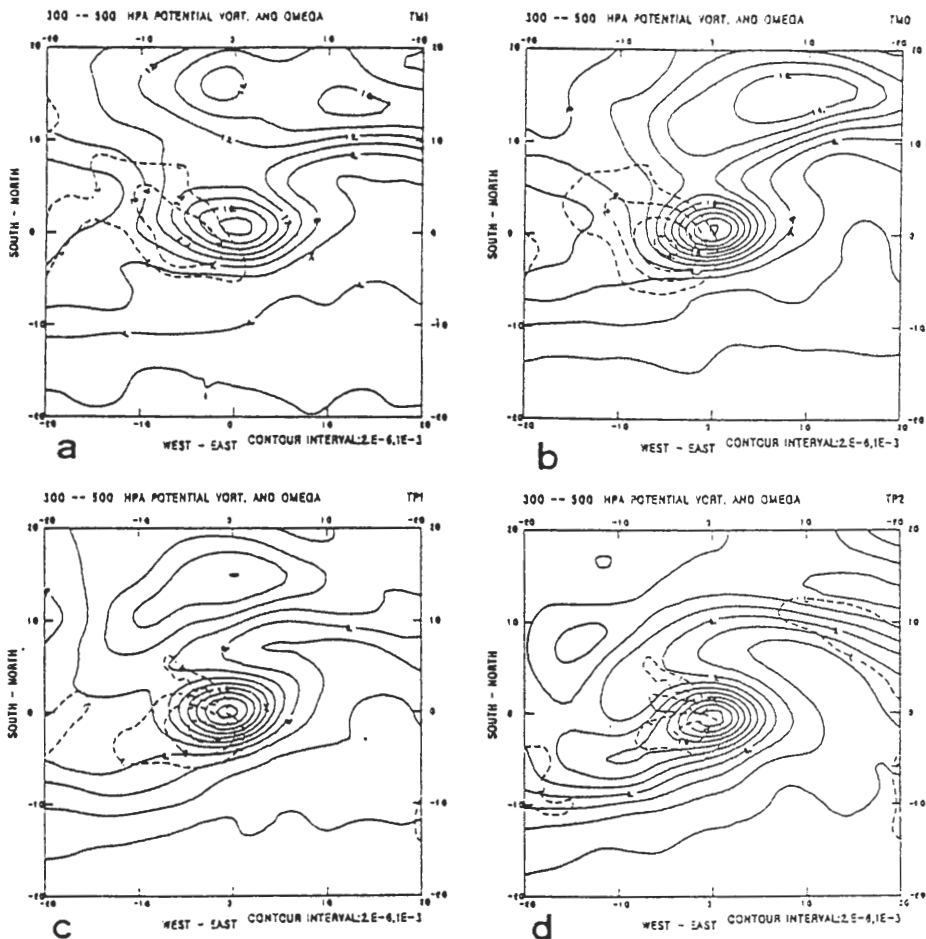


圖 8 自 TM1 到 TP2 500 - 300 hPa 間的位渦和 500 hPa 下降運動分佈圖，時間如圖示。"x" 為地面氣旋中心位置。實線為位渦，等值線間距為 $2.0 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{K hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ；虛線為下降運動區，等值線間距為 $1.0 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。

四、垂直剖面分析

由於至 TM1 時，1000 hPa 才出現低壓中心，在此僅取 TM1 到 TP2 間選擇通過氣旋中心的東西及南北垂直剖面，來瞭解氣旋發展期間，氣旋系統之垂直結構及各物理量的垂直分佈。

(1) 南北剖面分析

圖 9 ~ 12 為自 TM1 到 TP2 時通過氣旋中心的南北剖面圖。圖中 "x" 表相對於該剖面之地面

氣旋的位置，(a)為緯流風場，實線為西風；(b)為相當位溫；(c)為相對濕度；(d)為相對渦度；(e)為垂直運動場，實線為上升運動；(f)為輻散場，實線為輻散。

在緯流風場方面，在TM1時(圖9a) 200 hPa的最大風速約為 50 ms^{-1} ，氣旋附近700 hPa的風速約 15 ms^{-1} 左右。低層的南北水平風切、垂直風切均不大，而中層的垂直風切亦不大。顯示，在氣旋發展的初期，南北方向的斜壓作用不明顯。在TM0時(圖10a)，氣旋附近700 hPa的風速增為 20 ms^{-1} 左右，200 hPa的最大風速則增為 55 ms^{-1} 。從TM0到TP2，氣旋附近之中、低層的南北水平風切迅速增強而垂直風切仍然不大，正壓不穩定作用增強，而高層噴流亦增強且向下延伸。TP1時(圖11a)，在700 hPa以下，氣旋北方開始出現東風；TP2時，氣旋北方之東風增強，並向上延伸至300 hPa，此因氣旋本身的環流已成熟之故。

比較圖9b ~ 12b，從TM1到TP2時，在氣旋附近700 hPa以下之 $\partial\theta_e/\partial z$ 隨時間增加而減小。此期間系統之上升運動將水汽往上帶，使得低層的穩定度降低，而有利於低層氣旋的發展。

比較圖9c ~ 12c之濕度場，氣旋中心附近700 hPa以下之低層均為高濕度區。本文之合成氣旋並不像Chen等(1985)對AMTEX'75個案的分析一般，南北濕度差異明顯。因此，無法以濕度分佈區分出南北氣團的交界。在TM0 ~ TP2時，高濕度區向北延伸，且延伸至700 hPa以上，此因南來氣流帶來水汽及上升運動將低層水汽往上帶所致。雖然此時的位溫是隨高度增加，但是低層的濕度大，且氣旋附近700 hPa以下之 $\partial\theta_e/\partial z$ 隨時間增加而減小。因此，低層條件性不穩定度隨氣旋發展有增加之趨勢。

渦度場方面自TM1到TP2時，相對渦度之最大正值中心均在850 hPa附近(圖9d ~ 12d)，顯示系統之發展高度並不高。在TM0以前正渦度場隨高度增加而向北傾，在TM0以後由於地面氣旋移至高層噴流出區之左方，正渦度場則垂直向上發展。隨著氣旋的發展整個對流層之相對渦度場強度隨時間增加而增強。

垂直運動場在TM1及TM0時(圖9e及圖10e)，地面氣旋附近為上升運動，最大值在500 hPa。TP1時最大上升運動則在700–500 hPa間(圖11e)。至TP2時，氣旋北方為上升運動，南方為下降運動(圖12e)。此時地面氣旋位於高層噴流出區的左方(圖4)，因此此種北升–南降的分佈應為氣旋本身的垂直環流和高層噴流之間接環流耦合所致。

比較圖9f ~ 12f之輻散場，從TM1到TP2地面氣旋附近，在700 hPa以下有較強的輻合場，而輻合場隨氣旋的發展急速增強。Gyakum (1991)認為在爆發性氣旋的旋生階段，低層輻合可加速氣旋渦度的增加。相對渦度和輻散場的垂直剖面均顯示，此合成氣旋為一淺的系統。一般而言，500 hPa為非輻散層，在500 hPa以上為輻散場。雖然氣旋的正渦度可以延伸到高層，但是在TM1時，地面氣旋位於高層噴流前方(圖4)，地面氣旋中心500 hPa以上為負渦度區(圖9d)。而自TM0起，地面氣旋位於高層噴流的北方之正渦度區，且在圖10d ~ 12d中，地面氣旋中心500 hPa以上為正渦度區。再者，由垂直運動之剖面圖可以看到，一般在500 hPa以下有較強的上升運動，300 hPa以上之垂直運動並不強。因此，高空之正渦度應為高層噴流所引起的，而非氣旋系統之對流所致。

(2)東西剖面分析

圖13 ~ 16為自TM1到TP2時通過氣旋中心的東西剖面圖。圖中"x"表相對於該剖面之地面氣旋的位置，(a)為經向風場，實線為南風；(b)為相當位溫；(c)為相對濕度；(d)為相對渦度；(e)為垂直運動場，實線為上升運動；(f)為輻散場，實線為輻散。

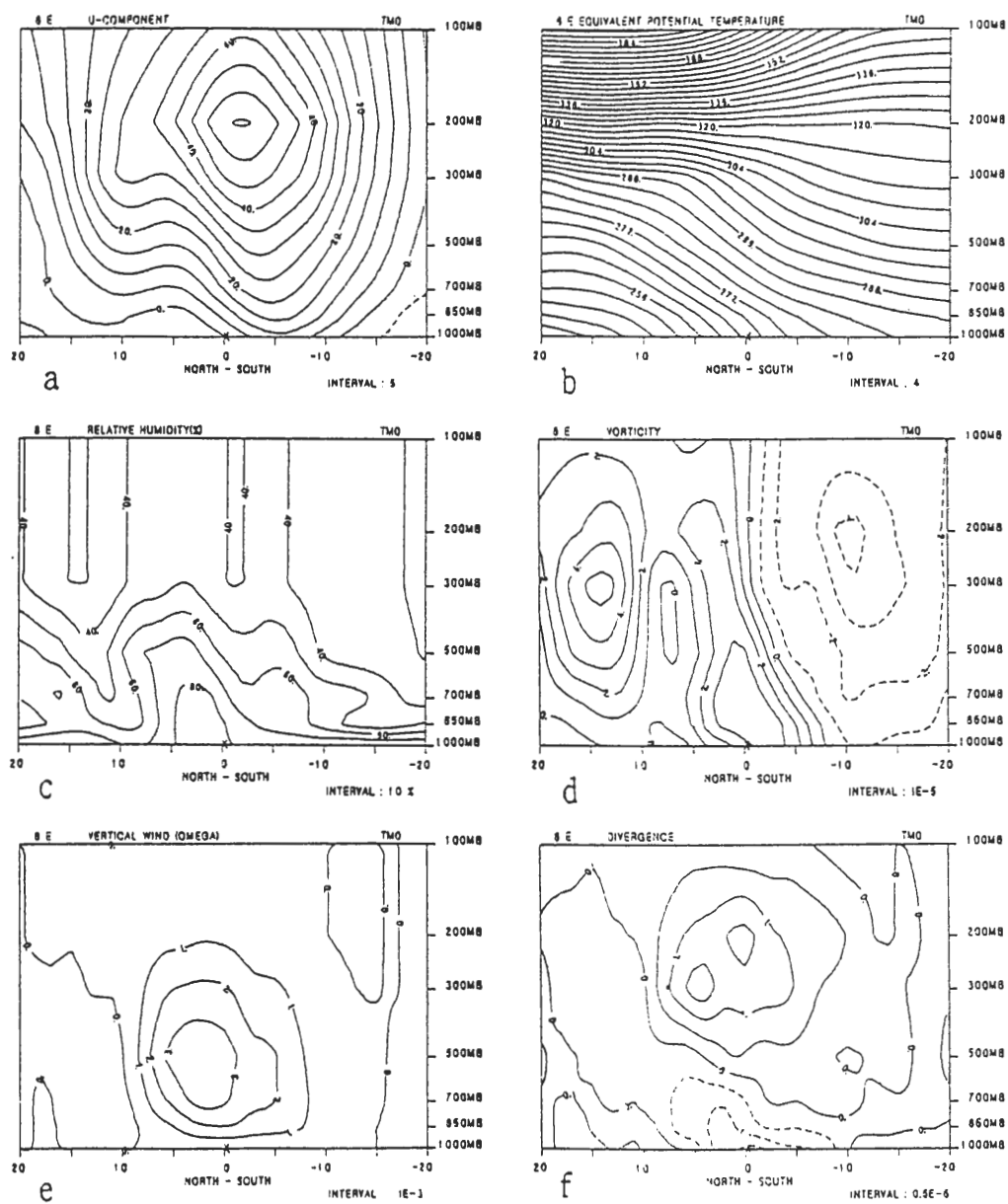


圖 10 TMO時通過氣旋中心的南北剖面圖，說明同圖9。

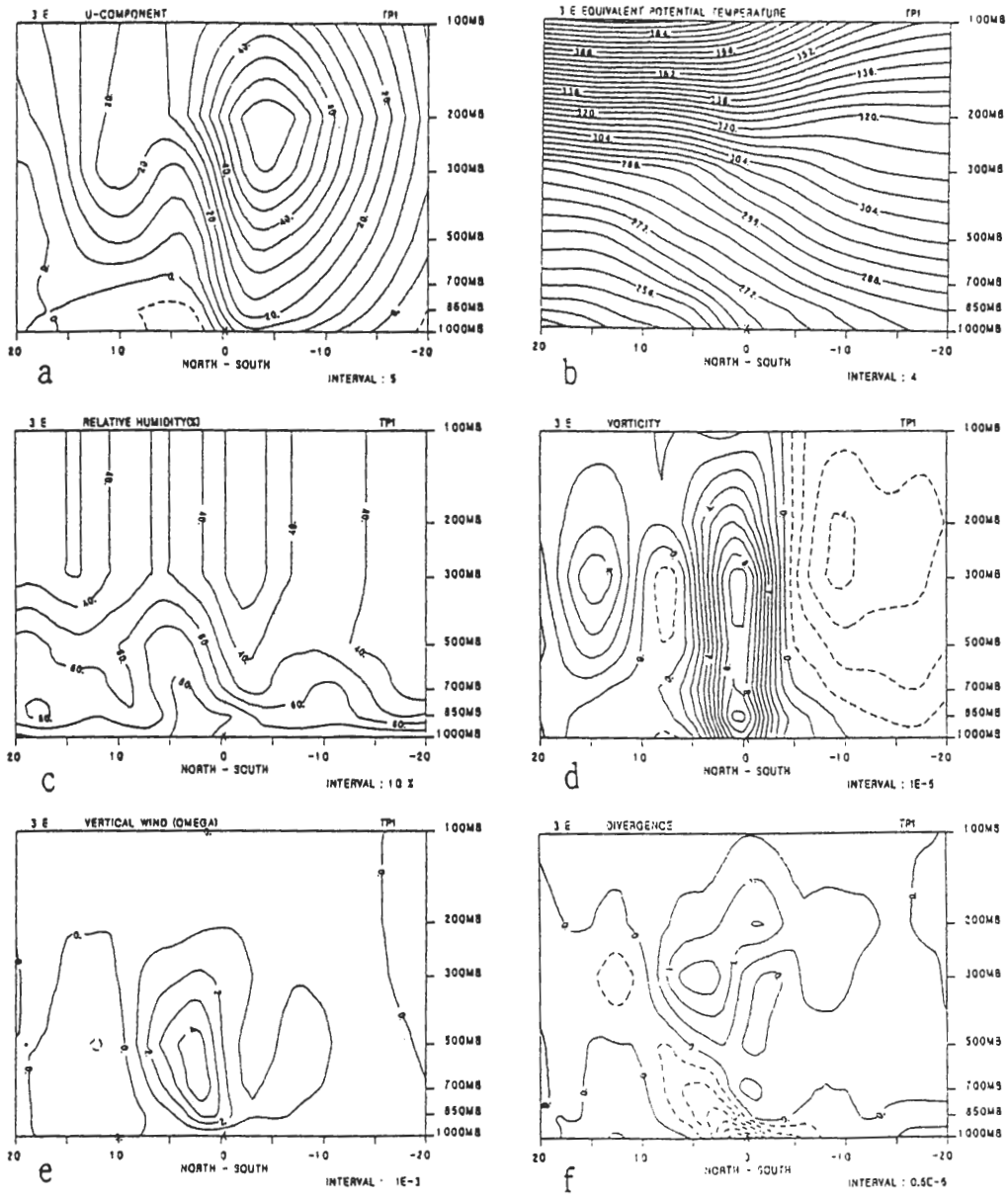


圖 11 TP1時通過氣旋中心的南北剖面圖，說明同圖9。

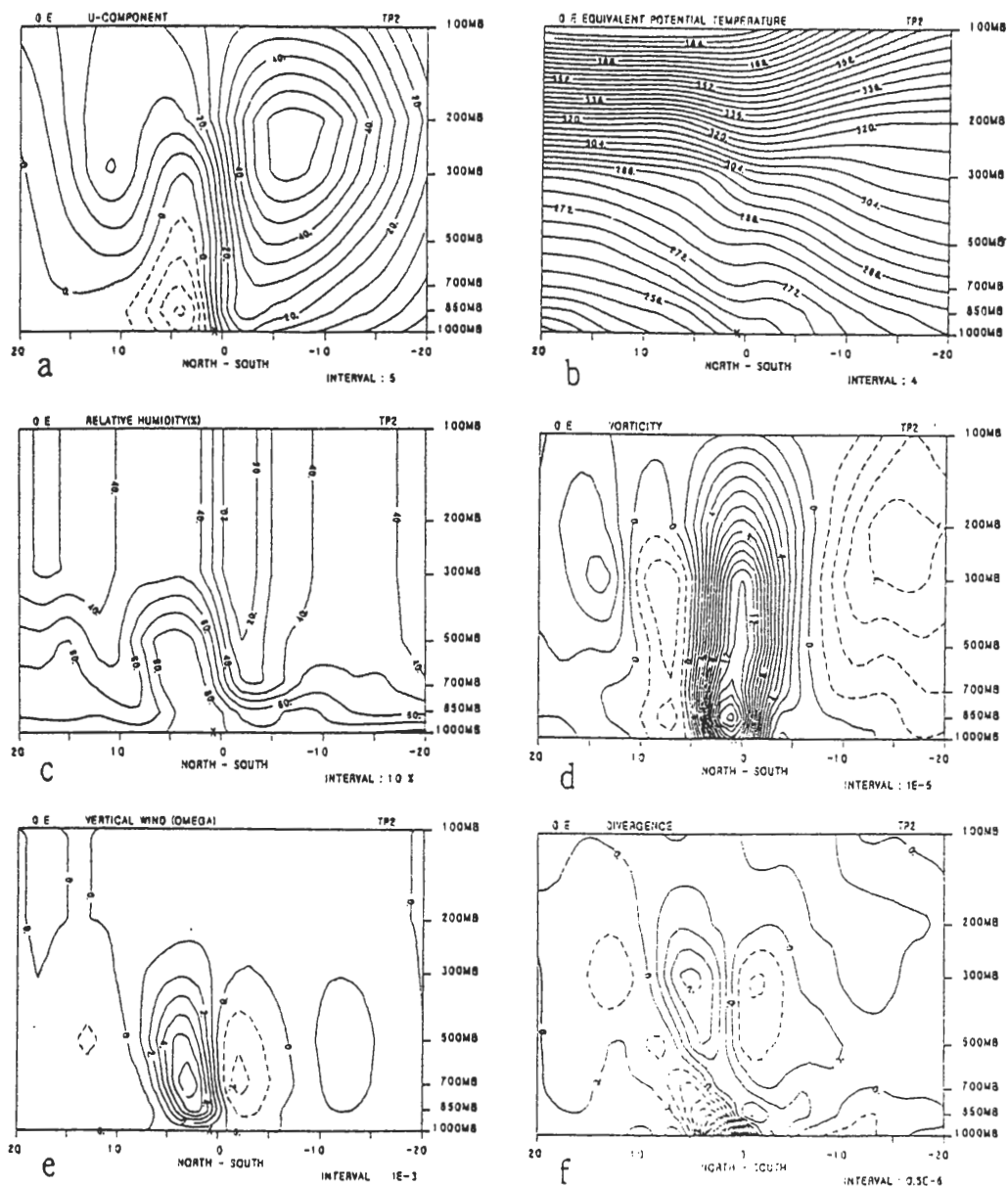


圖 12 TP2時通過氣旋中心的南北剖面圖，說明同圖9。

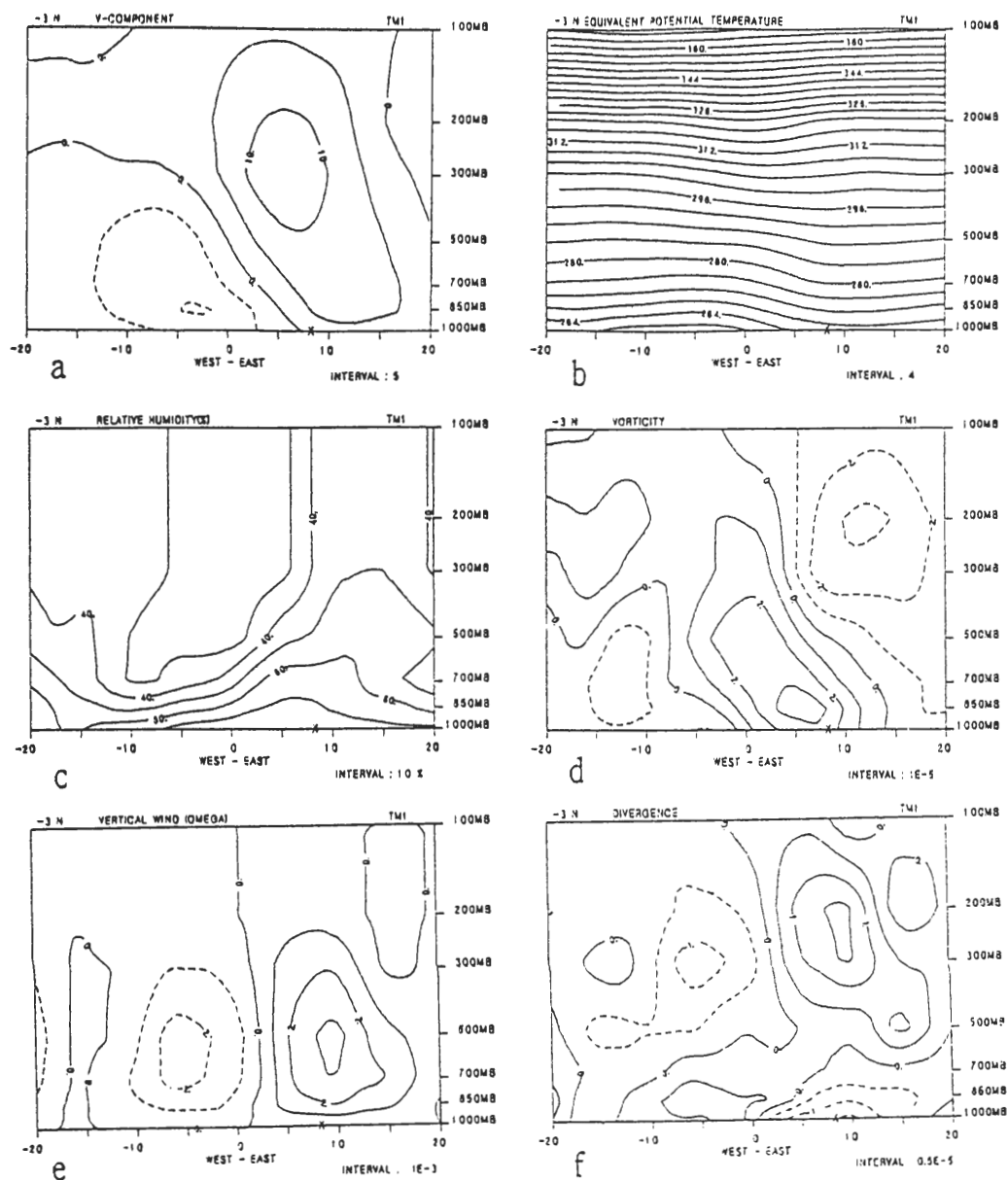


圖 13 TM1時通過氣旋中心的東西剖面圖。圖中"x"表相對於該剖面之地面氣旋的位置，等值線間距如圖示。a)為經向風場，實線為南風；b)為相當位溫；c)為相對濕度；d)為相對渦度；e)為垂直運動場，實線為上升運動；f)為輻散場，實線為輻散。

在經向風場方面，比較圖 13a ~ 16a。自 TM1 起，氣旋東方之南風漸漸增強。在 TM0 時，於氣旋中心低層的垂直風切增大，西方之北風亦增強。此低層之北風由氣旋本身環流的建立而來，因此，其強度、分佈高度均較南風低。TP1 及 TP2 時，氣旋中心之水平風切增強，垂直風切仍極小，正壓不穩定的作用大於斜壓不穩定的作用。

由相當位溫及濕度場分析來看(圖 13b ~ 16b 及圖 13c ~ 16c)，一般而言在氣旋附近均為高濕度區。自 TM1 到 TP1 時，相對濕度增加，且濕度場在東-西方向其值相差不大。在相當位溫的東-西剖面中，在氣旋附近，700 hPa 以下之 $\partial\theta_e/\partial z$ 隨時間增加而減小，對流性不穩定度有隨時間增加之趨勢。

圖 13d ~ 16d 之渦度場，在 TM1 時，氣旋中心之正渦度分佈在 500 hPa 以下，並隨高度增加而西傾。在 TM0 時，以 300hPa 的渦度場最強，但此為高層噴流北方之正渦度區。自 TM0 起，低層相對渦度場其強度隨時間增加而增強，正渦度場已延伸到高層，並漸趨於垂直發展。此乃因 500 hPa 之相對渦度極大值(或高度槽)漸漸趕上地面氣旋，且低層之氣旋和中、高層之大尺度環境發生耦合所致，此時系統漸趨於正壓不穩定。

在垂直運動場方面(圖 13e ~ 16e)，氣旋發展的初期，在地面氣旋中心及其東方之上層均為上升運動區，而其西方則為下降運動區，最大上升運動約在 700-500 hPa。隨著氣旋的發展，此上升-下降區耦合呈氣旋式旋轉(圖 6)。在東西剖面上，地面氣旋中心漸移至上升-下降的交界區，氣旋成熟時其最大上升運動則降至 850-700 hPa (圖 16e)。配合水平風場的垂直剖面圖(圖 10a、11a 及圖 14a、15a)來看，TM0 及 TP1 為氣旋系統之環流最強的時候。

輻散場方面(圖 13f ~ 16f)，在氣旋附近低層為輻合區，其強度隨時間增加而增強，且集中在 700 hPa 以下。高層為輻散區，其強度亦隨時間增加而增強，且漸向東移。

(3) 位溫及位渦的垂直剖面分析

圖 17 為自 TM1 到 TP2 時通過氣旋中心，位溫的東西垂直剖面圖。由位溫之垂直剖面圖來看，對流層頂的高度約為 200hPa，且在氣旋發展期間並無明顯的對流層頂摺疊的現象，這也有可能是因為合成分析所造成均滑的結果。自 TM0 到 TP1 的 12 小時內，地面氣旋上方由於高層上升運動造成的絕熱冷卻，使得 500-300 hPa 間的 $-\partial\theta/\partial p$ 隨時間增加，此可使得 500-300 hPa 間的位渦增強。

圖 18 為自 TM1 到 TP2 時通過氣旋中心，位渦的東西垂直剖面圖。在位渦的東西剖面中，自 TM2 (圖略) 起，於地面氣旋上游，高層即有明顯之高位渦的向下延伸。在 TM1-TM0 的 12 小時中，中、高層的位渦迅速增加，配合 500-300 hPa 間的位渦-下降運動分佈圖(圖 8) 可以知道，在 500-300 hPa 間位渦的迅速增加，除部份因位溫梯度的增加外，部份為平流層的高位渦空氣向下延伸至對流層所致。

五、渦度趨勢方程的分析

Rogers 與 Bosart (1986) 指出，在海洋爆發性氣旋發展初期，低對流層的相對渦度會迅速增加。Sanders (1986) 則指出，在爆發性氣旋的爆發期，各層的相對渦度均會明顯增加，其中以中對流層的增加為最強。MacDonald 與 Reiter (1988) 分別對發生在美國中、東部之陸地爆發性氣旋和一般氣旋做合成分析，其結果指出，在氣旋發展的初期和爆發期(加深期)，爆發性氣旋其

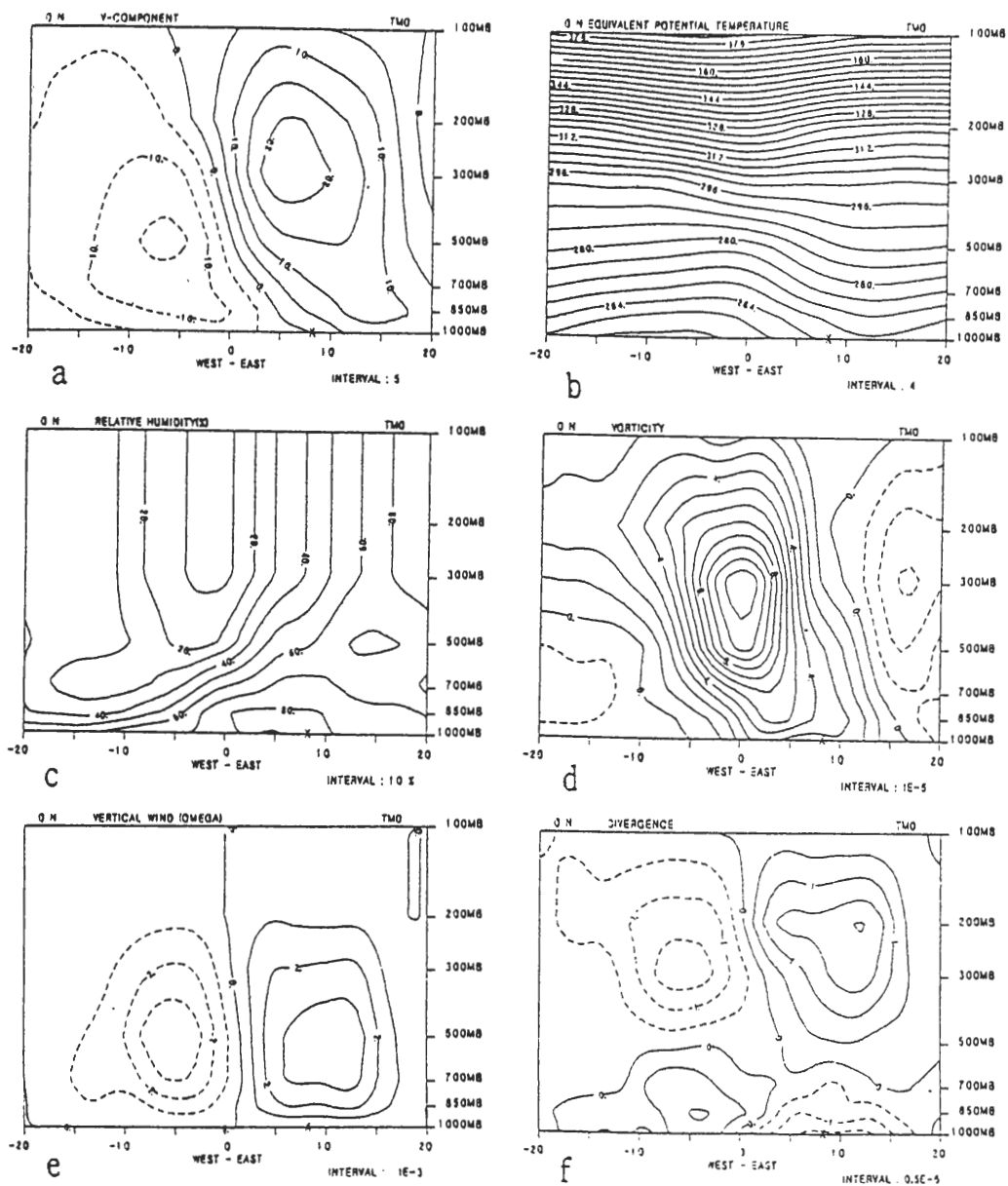


圖 14 TMO時通過氣旋中心的東西剖面圖，說明同圖 13。

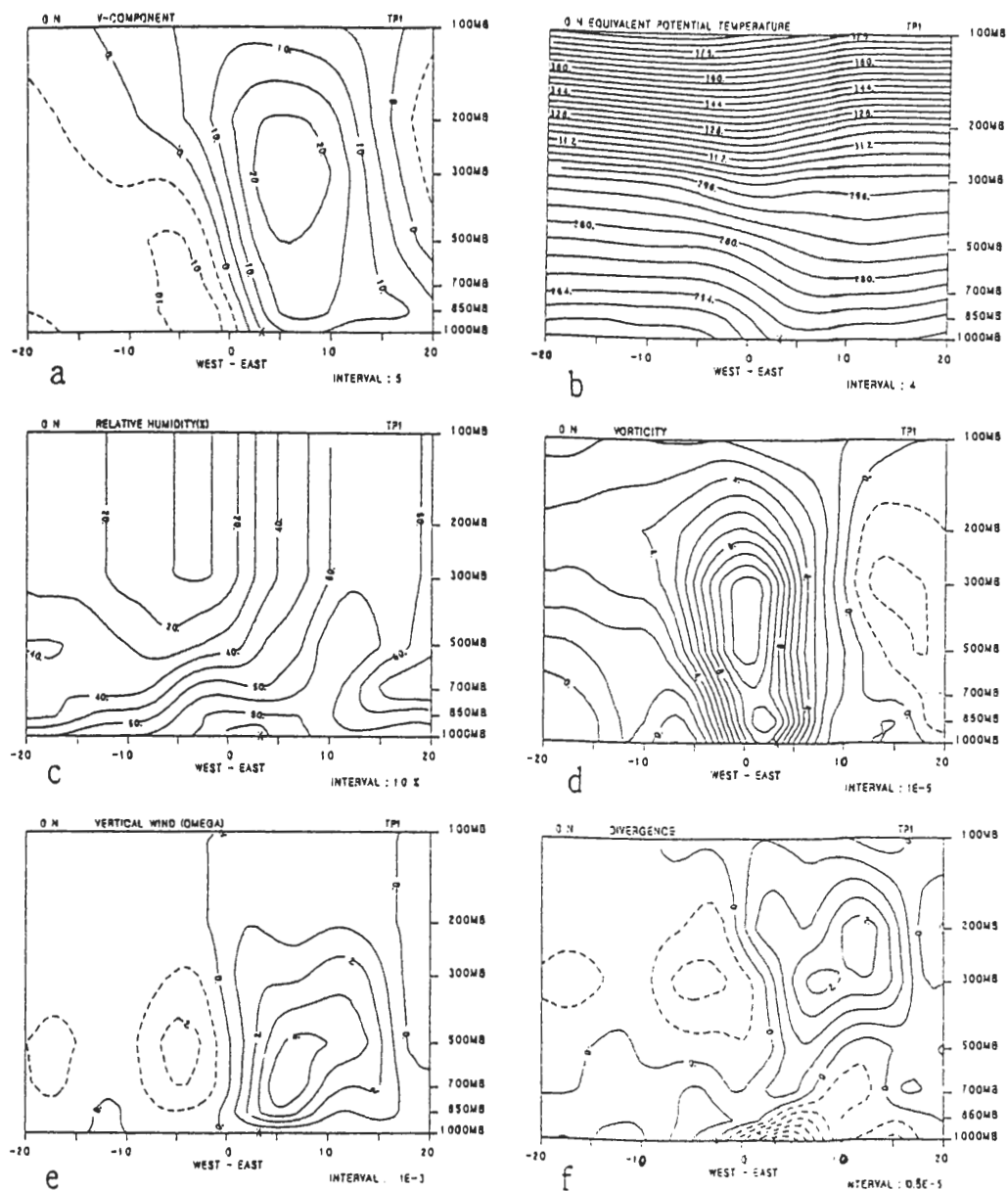


圖 15 TP1時通過氣旋中心的東西剖面圖，說明同圖 13。

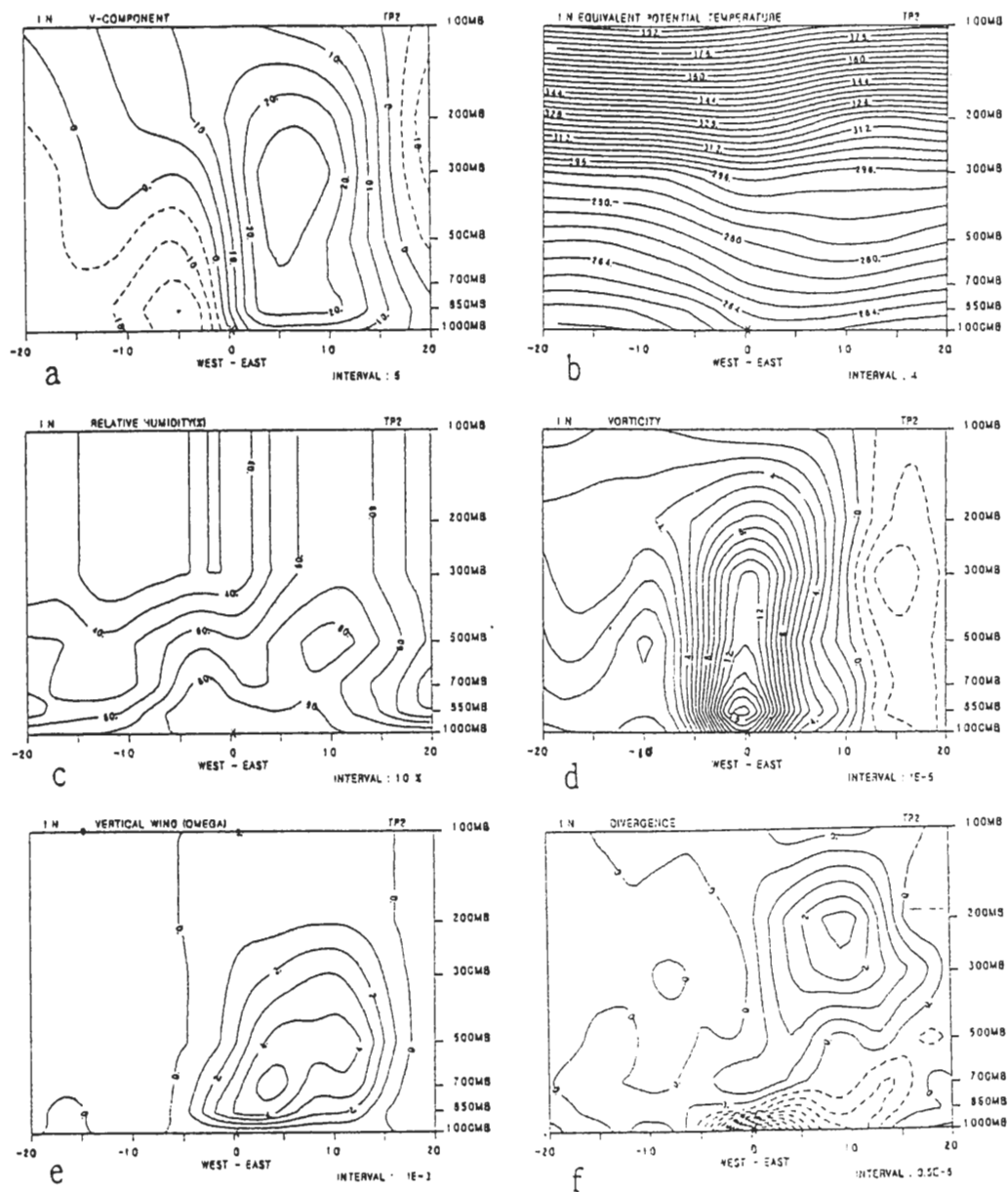


圖 16 TP2時通過氣旋中心的東西剖面圖，說明同圖 13。

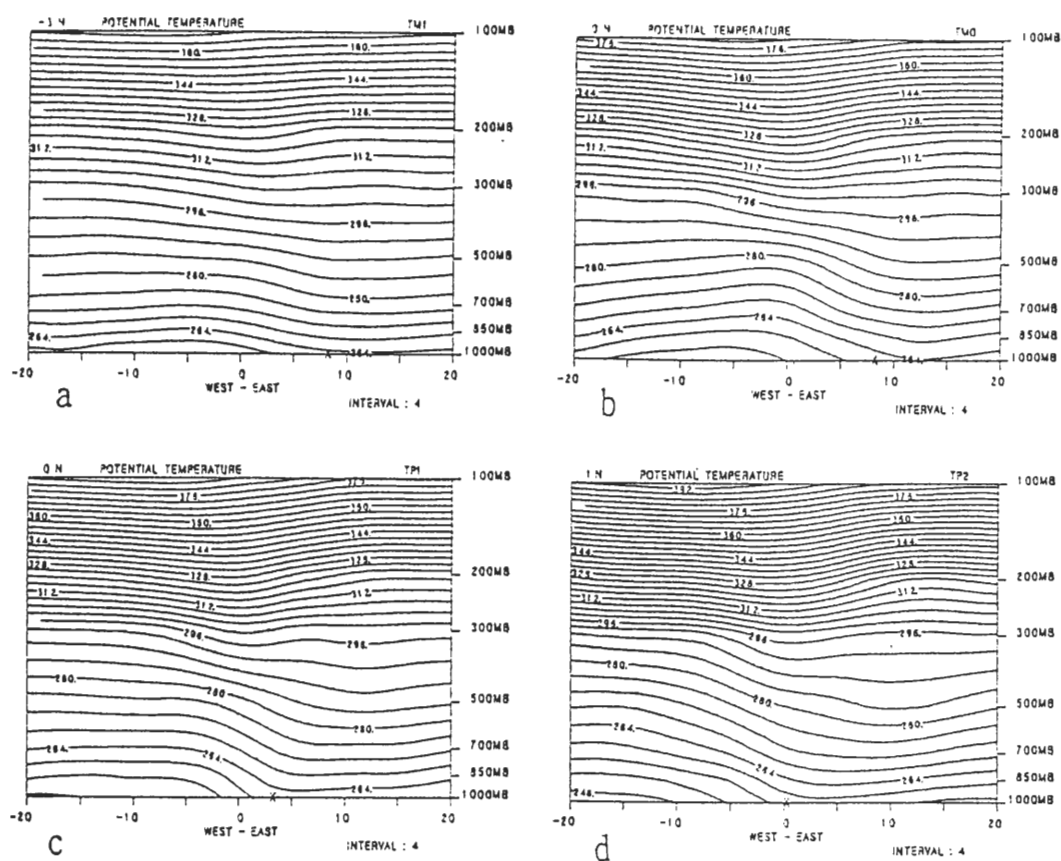


圖 17 自 TM1 到 TP2 通過氣旋中心，位溫之東西剖面圖，等值線間距為 4.0°K ，時間如圖示。

相對渦度強度之垂直遞減率甚大，而一般氣旋其渦度之垂直梯度較弱。因此，相對渦度強度之垂直遞減，為爆發性氣旋發展過程中之特殊現象。在本文中以渦度趨勢方程分析旋生過程中渦度的變化，以求得進一步了解。渦度趨勢方程可以下式表示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \nabla \cdot \vec{V}(\zeta + f) + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \quad (4)$$

其中 ζ 表相對渦度， $\vec{V}$ 為水平風場向量， $\omega = dp/dt$ ，其他符號為一般定義。(4) 式中等號右邊第一項為水平渦度平流，第二項為等壓座標之垂直渦度平流，第三項為由輻合、輻散而來之渦度成長，最後兩項則為渦管之傾側效應。由於渦管之傾側效應遠小於其他項，因此只討論前三項對渦度變化的影響。在計算趨勢方程各項時，以當時之地面氣旋中心位置為中心，向四方各延伸 3 個網格點，取 7×7 個網格點的正方形，以 49 個網格點的平均值來討論各項之垂直分佈情形。

(1) 垂直運動和相對渦度之垂直分佈

圖 19 為 TM1 至 TP1 三個時間的垂直運動與相對渦度的垂直分佈圖。曲線 -1 表 TM1 時的分佈，曲線 0 表 TM0 時的分佈，曲線 +1 表 TP1 時的分佈。在 TM1 ~ TM0 氣旋爆發初期，在

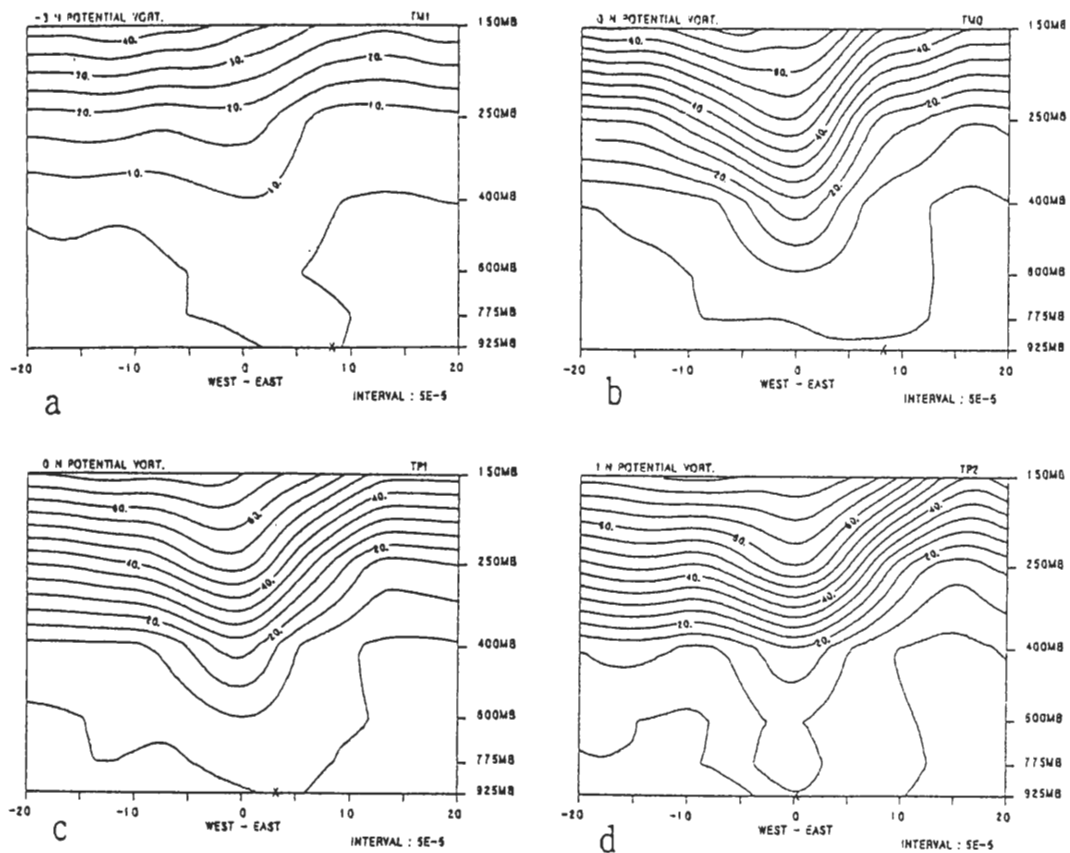


圖 18 自 TM1 到 TP2 通過氣旋中心，位渦之東西剖面圖，等值線間距為 $5.0 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{K hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，時間如圖示。

700–500 hPa 有較強的上升運動，且 500 hPa 之上升運動大於 700 hPa。此時系統隨高度向西傾斜，500 hPa 的相對渦度極大值仍落後於地面氣旋，地面氣旋中心上方的相對渦度值較小（可見圖 13d ~ 16d），故氣旋中心附近之相對渦度隨高度減小。在 TP1 時，以 700 hPa 的上升運動為最強，500 hPa 的相對渦度極大值已趕上地面氣旋，故 700–300 hPa 間相對渦度隨高度增加。自 TM1 到 TP1 各層之相對渦度均隨時間迅速增強。在 TM0 ~ TP1 的 12 小時中，500–300 hPa 間的 $-\partial\theta/\partial p$ 亦隨時間增加（圖 17），故此時中、高層的位渦亦增加。配合位渦的垂直分佈（圖 18）可以得知，高位渦的垂直向下延伸除了因高層的高位渦注入低層外，由於氣旋本身的發展，致使中層位渦的增加亦是原因之一。

(2) 渦度趨勢之垂直分佈

圖 20 為 TM1 至 TP1 三個時間的渦度趨勢垂直分佈圖。曲線 A 為 (4) 式中的水平渦度平流項，曲線 B 為垂直渦度平流項，曲線 C 為渦度之輻散項。在 TM1 及 TM0 時，低層以輻散項（曲線 C）對渦度增強貢獻最大，在 500 hPa 以上此項則有較大的負值。自 TM1 到 TP1 的 24 小時中，渦

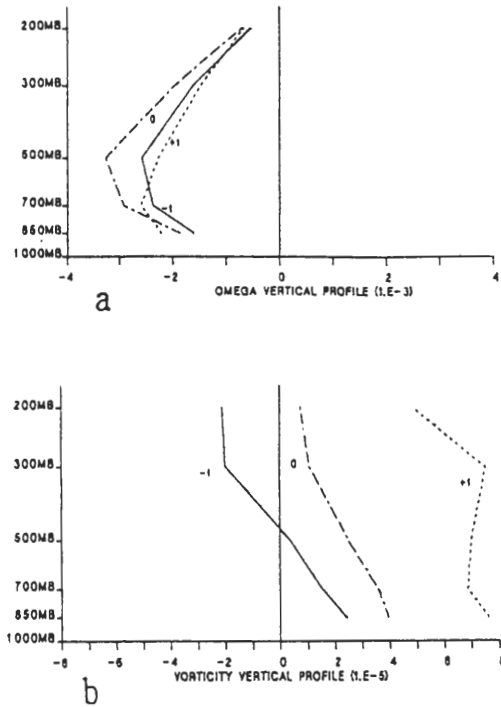


圖 19 自 TM1 到 TP1 a) 垂直運動的垂直分佈圖，單位為 $1.0 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ ；
b) 相對渦度的垂直分佈圖，單位為 $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。曲線 -1 表 TM1 時的
分佈，曲線 0 表 TM0 時的分佈，曲線 +1 表 TP1 時的分佈。

度輻散項的變化並不大，在 700 hPa 以下為正，而 700 hPa 以上為負。在氣旋之爆發期時，水平渦度平流項 (曲線 A) 在中、高層的貢獻顯著。在 TM1 及 TM0 時低層之水平渦度平流變化不大，但在 TM0 ~ TP1 的 12 小時中，其貢獻則明顯增加。此乃因中層的相對渦度之極大值 (或高度槽) 迅速趕上地面氣旋之故，此時中、低層耦合，系統發展增強。垂直渦度平流項 (曲線 B) 在整個對流層中均為正值，由 (4) 式中得知，當相對渦度隨高度增加而減小時 ($\partial\zeta/\partial p > 0$ ，圖 19) 在上升運動區 ($\omega < 0$) 渦度增強，此項在 500 hPa 值最大。由於在 TM1 及 TM0 時 500 hPa 的上升運動大於 700 hPa，而 700 hPa 的相對渦度大於 500 hPa。因此，500 hPa 的垂直渦度平流主要由垂直運動場所貢獻，在低層則以渦度垂直梯度為主。故在氣旋中心，低層的上升運動會將低層的高渦度帶至中層。由前一章的分析結果，在氣旋發展期間，於氣旋中心附近高層有高位渦空氣垂直向下延伸至中對流層。所以在 TM1 ~ TM0 時垂直渦度平流有較大貢獻，但在 TM0 ~ TP1 的 12 小時中，其貢獻則降低。

由上面的分析可見，氣旋發展期間氣旋式渦度的增加在低層主要是由空氣之輻合而導致氣

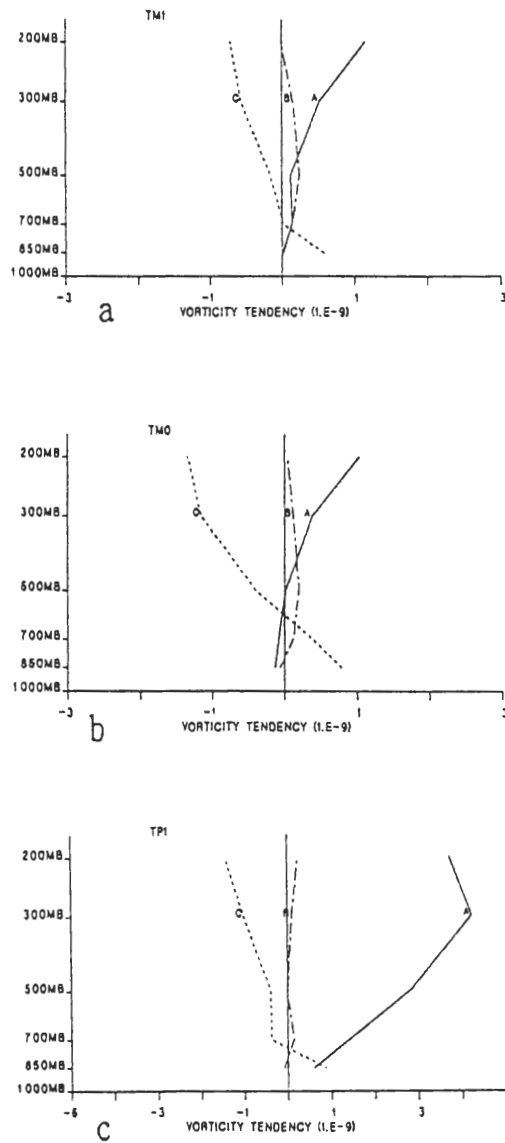


圖 20 自 TM1 到 TP1 渦度趨勢的垂直分佈圖，單位為 $1.0 \times 10^{-9} s^{-2}$ 。曲線 A 為水平渦度平流項；曲線 B 為垂直渦度平流項；曲線 C 為渦度之輻散項。

旋的發展。在氣旋爆發過程的前12小時，中層以垂直渦度平流為主要機制。在氣旋爆發過程的後12小時，中、高層以水平渦度平流為主要機制。

六、討論與結論

本文選取1980～1990年間發生在東海鄰近台灣附近海域強度較強、路徑相似的12個爆發性氣旋個案做合成分析。以海平面氣壓下降率最大的24小時之中間時間為中心時間(TM0)，分別自TM3(前36小時)到TP2(後24小時)共60小時，對合成氣旋分析其水平、垂直結構，並探討大尺度環境對低層氣旋系統發展的影響。

在TM1時，1000 hPa只有低壓出現，直到TM0時才有封閉系統。在TM0以前，500 hPa的高度槽位於地面氣旋的西方，至TP1時則已趕上地面氣旋。在氣旋發展期間，自TM1起，在850 hPa於地面氣旋中心東方均有熱力脊，此熱力脊和低層高度槽密切相關。高度場和溫度場之間有明顯的相位差，且系統向西傾斜。此合成氣旋在發展初期(TM2～TM1)的主要機制為低層的斜壓性不穩定，自TM0起，低層的斜壓不穩定和中層的高度槽結合，進而加強了氣旋的發展。

在水平風場方面，氣旋發展初期，在CB的第四象限低層有南來氣流，此氣流帶來暖濕空氣使低層大氣變得不穩定，促使系統發展。由相當位溫的垂直剖面分析亦可看到，在TM1到TP2期間，低層的條件性不穩定度有隨時間增加之趨勢。在300 hPa的水平風場中，自TM1起高層噴流迅速增強，地面氣旋位於高層噴流的前方；在地面氣旋加深率最強的TM0～TP2時，地面氣旋由高層噴流的前方移到出區的左方。高層噴流出區左方的輻散更有利於低層氣旋的發展。

不同於1000 hPa高度場的合成結果，自TM3起，500 hPa即存在明顯的相對渦度極大值，此時的極大值約為 $5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。在氣旋發展期間500 hPa相對渦度極大值，隨著時間增加而增強，在TM0時極大值已增為 $10 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，其位於地面氣旋的西方，在1000-500 hPa中，相對渦度場極大值的位置隨高度增加而向西傾斜。顯示在合成氣旋的發展過程中，中、低層大氣的斜壓性顯著。在TP2時500 hPa的相對渦度極大值則增為 $14 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，此時極大值則稍偏於地面氣旋的南方。

在700 hPa的垂直運動場分佈中，自TM2起，在CB右半部有個上升運動中心。其強度、梯度隨時間增加而增強，且這些上升運動區分佈在氣旋中心的東北方。500 hPa的垂直運動場的分佈情形和700 hPa相似，而到了300 hPa以上，垂直運動的強度則小了許多。在垂直分佈上，以700-500 hPa之間有較強的上升運動。在700 hPa以下，在氣旋中心附近為輻合，在300 hPa則為輻散，500 hPa為非輻散層。由於300hPa的輻散場、垂直運動場強度甚弱，但是渦度場很強，且地面氣旋中心由高層噴流的前方(TM1)移到出區左方(TM0～TP2)。因此，300 hPa的強渦度場應為高層噴流所引起的，而非氣旋系統的渦度場。合成氣旋的發展高度僅到500 hPa，此氣旋系統為一淺層系統。

水汽輻合場的分佈情形和700 hPa的垂直運動分佈極為相似。在上升運動區為水汽輻合區，在下降運動區則為輻散區。文中以水汽輻合場來討論潛熱釋放情形，因此由以上結果推論，系統本身的上升運動會將低層的水汽往上帶至中層並釋放潛熱，提供系統能量進而加強氣旋的發展。

在位渦分析方面，自TM1起，在500-300 hPa間，地面氣旋之西有高的位渦值和下降運動

區，此高位渦和下降運動位置的一致性說明在氣旋進入爆發期時，高層有高位渦的空氣往低層注入。在位渦的垂直剖面圖中可以清楚看到，在氣旋發展期間有高層的高位渦往低層延伸。因此在500–300 hPa間迅速增加的位渦，部份為平流層的空氣注入對流層所致。顯示在爆發性氣旋的發展中，高層大氣有相當的貢獻。

在TM1 ~ TM0氣旋發展期間，700 hPa以上相對渦度隨高度減小，且各層之相對渦度均迅速增加。渦度趨勢分析指出，在氣旋發展初期，氣旋式渦度的增加在低層以渦度輻散項為主。在氣旋爆發期之前12小時(TM1~TM0)，中層垂直渦度平流項的效應顯著；而在氣旋爆發期之後12小時(TM0~TP1)，中、高層水平渦度平流項的強度迅速增強，為渦度增加之主要貢獻項，此乃因中、高層的相對渦度之極大值(或高度槽)已趕上地面氣旋之故。所以，在氣旋發展期間，在低對流層主要是由空氣之輻合及渦度之垂直平流而導致氣旋的發展，而中、高層則以渦度之水平平流為爆發性氣旋發展的主要機制。

MacDonald與Reiter (1988)指出，在旋生初期，若低層先前已有明顯之正渦度，則將引發氣旋的發展，此低層之正渦度則和低層噴流有關。在其所選取的陸地個案中，在850 hPa有較大正渦度，低層有最大風速存在。這些最大風速不僅提供正渦度，亦提供了來自墨西哥灣的水汽，經由潛熱釋放，加強氣旋的發展。在暖流Kuroshio和Gulf Stream區域中，若在海平面水平溫度梯度較大的區域，經由熱通量的傳輸提供大氣足夠的斜壓性，將促使低層噴流的形成。在本文的合成分析中，850 hPa的水平風場(圖3)在TM0以前並沒有較強的低層噴流出現，在850 hPa亦無較大之正渦度。因此，無法提供證據來說明東亞地區爆發性氣旋在爆發之前是否和低層噴流有密切關係。

本文的合成分析結果指出，東亞地區爆發性氣旋的發展機制，主要建立在低層斜壓擾動的基礎上。在氣旋發展初期，系統隨高度向西傾斜，並且在低層為不穩定的暖濕環境，在500 hPa有渦度平流，此均利於氣旋發展。同時在初期，於地面氣旋上游有高層的高位渦往低層注入，但是，並無明顯的對流層頂摺疊現象，且隨著時間增加，高位渦延伸至更低層。此外，潛熱釋放對氣旋的發展亦有相當貢獻。在Uccellini等(1985)的個案分析及Sanders (1986)、Rogers與Bosart (1986)和Manobianco (1989)的合成分析與本文的結果均說明：在爆發性氣旋發展期間，於氣旋上游500 hPa均存在有一渦度極大值。當中、高層的大氣環流(如高度槽)和低層系統結合時，會加強/或加速氣旋的發展，此種屬於Petterssen與Smebye (1971)的Type B型式。由於資料受限，在本文中並未討論海氣交互作用以及積雲對流等對爆發性旋生的影響，這一部份將在個案討論中作較深入的探討。

誌 謝

本研究承國科會經費支援(專題研究計劃NSC82-0202-M008-052)，謹此誌謝。兩位審查人細心的審稿與寶貴的建議，亦一併在此表示謝意。

參考文獻：

- 呂振福，1986:西北太平洋地區爆發性旋生的綜觀氣候分析。臺大大氣科學研究所碩士論文，66頁。
- 劉廣英，1980:東亞沿海地區冬季旋生及發展之綜觀分析。空軍氣象中心研究報告017號。

- Anthes, R.A., Y.-H. Kuo and J.R. Gyakum, 1983: Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1174-1188.
- Bosart, L.F., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic event. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1542-1566.
- Bosart, L.F., and S.C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2148-2177.
- Chen, G.T.J., and F.W.C. Yeh, 1982: The climatology of winter monsoon over subtropical China and adjacent oceans. *Papers Meteor. Res.*, **5**, 85-98.
- Chen, S.J., Y.H. Kuo, P.Z. Zhang and Q.F. Bai, 1991: Synoptic climatology of cyclogenesis over east Asia, 1958-1987. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1407-1418.
- Chen, T.-C., C.-B. Chang and D.J. Perkey, 1983: Numerical study of an AMTEX '75 oceanic cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1818-1829.
- , ----- and -----, 1985: Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX '75. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 349-361.
- Gyakum, J.R., 1983a: On the evolution of the QE II storm. I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1137-1155.
- , 1983b: On the evolution of the QE II storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1156-1173.
- , 1991: Meteorological precursors to the explosive intensification of the QE II storm. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1105-1131.
- Hanson, H.P., and B. Long, 1985: Climatology of cyclogenesis over the east China sea. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 697-707.
- 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.
- Kuo, Y.H., M.A. Shapiro and E.G. Donall, 1991: The interaction of baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 368-384.
- Liou, C.S., and R. Elsberry, 1987: Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1809-1824.
- MacDonald, B.C., and E.R. Reiter, 1988: Explosive cyclogenesis over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1568-1586.
- Manobianco, J., 1989: Explosive east coast cyclogenesis over the west-central North Atlantic Ocean : A composite study derived from ECMWF operational analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2365-2383.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- Petterssen, S., and S.J. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 457-482.
- Rogers, E., and L.F. Bosart, 1986: An investigation of explosively deepening ocean cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 702-718.
- Sanders, F., 1986: Explosive cyclogenesis in the west-central North-Atlantic Ocean, 1981-84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1781-1794.

- , and J.R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- Uccellini, L.W., 1986: The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1019-1027.
- , P.J. Kocin, R.A. Petersen, C.H. Wash, and K.H. Brill, 1984: The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 31-55.
- , D. Keyser, K.F. Brill and C.H. Wash, 1985: The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962-988.

A Composite Study of Explosive Coastal Cyclones Over East Asia

Song-Chin Lin

Institute of Atmospheric Physics

National Central University

Bih-Shya Wang

Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, twelve cases of explosive cyclones (with central sea-level-pressure deepening rate larger than 1.5 bergerons) occurring over the East Sea near Taiwan during 1980-1990 were selected to perform composite analysis. A $40^{\circ} \times 40^{\circ}$ latitude/longitude compositing box with 500 hPa relative vorticity maximum as the center of this compositing box is defined to investigate the composite structure and mean characteristics of explosive cyclones during the cyclone's development (36 hours before and 24 hours after the maximum pressure deepening time). The data utilized are ECMWF's analyses with 12 hours' interval.

The results show that a distinguish 500 hPa relative vorticity maximum can be seen in association with the cyclone's development. The incipient cyclone mainly caused by low-level instability is characterized by prominent baroclinicity with 500 hPa trough tilted to the west of the surface cyclone. The 500 hPa trough becomes in phase with the surface cyclone as the warm-core cyclone deepens explosively.

The relative vorticity and three-dimensional wind analyses reveal that the composite cyclone is a shallow system with vertical extent up to 500 hPa level only. The 300 hPa strong cyclonic vorticity is a part of the secondary circulation of the upper-level jet stream. However, the strong upper-level divergence of the indirect circulation at the left-front region of the upper-level jet stream is a favorable condition for the explosive deepening of the surface cyclone. The vorticity budget and the isobaric potential vorticity analyses also reveal that the increasing of cyclonic vorticity during the antecedent development is due to convergence in the lower levels and vertical vorticity advection in the middle levels. At the explosive stage, horizontal vorticity advection is the major contribution to the increasing of cyclonic vorticity. At the upstream to the west of surface cyclone, downward intrusion of high potential vorticity air can be seen in the upper levels as the cyclone begins to deepen explosively. In 700-500 hPa layer, moisture convergence can be seen in region of upward vertical motion in association with the surface cyclone, which indicates the significance of latent heat release to the development of the explosive cyclone. Thus, in addition to the low-level baroclinic instability, latent heat release and upper-level large scale forcing could also be important to the development of explosive cyclones occurring over the East Sea.

Key Words: Cyclogenesis, Explosive Cyclone