

高層冷心低壓與雙颱風發展之個案研究分析

蕭玲鳳 劉廣英

中國文化大學大氣科學系

摘要

雙至多颱風間以及颱風與高層冷渦間的交互作用是大氣科學重要研究課題之一。民國八十八年八月六日至八日間，在日本南方與台灣西南方海面分別有颱風保羅（Paul）與瑞琪爾（Rachel）分在日本南方與台灣西南方洋面，而在此同時，割離型高層冷渦則在長江口以南活動，本文利用 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析資料探討三者間路徑之關係。

結果顯示在此個案期間駛流是颱風保羅（位於日本南方）向西北移動的主導，而颱風瑞琪爾（位於台灣西南方）的動態先是受制於綜觀與雙颱風效應所提供之駛流，而後則受到伴隨高層冷渦之噴流條的影響。

一、前言

西北太平洋上經常出現雙或多颱風的天氣型態分佈。Hsiao(2000)統計分析發現西北太平洋上每年平均有 7.4 對雙颱風同時存在。Brand(1970)和 Jarrell et al. (1978)發現西北太平洋預報誤差較多是超過一個颱風的情況下。劉（1983）認為影響雙颱風運動的因子包括駛流、科氏參數 f 的變化、雙颱風結構的變化以及地形效應等，所以渦旋與渦旋之間的交互作用是相當複雜的。除了颱風與颱風間的交互作用，在夏季有時也會出現颱風與高層冷心低壓之間的相對運動。夏季東亞高對流層常有氣旋式渦旋單獨出現，且此種低壓環流的中心屬於冷心，因此稱之為高層冷心低壓。吳（1976）發現東亞地區高層冷心低壓多發生於夏季，其中又以八月份出現冷心低壓的機會最多，此類冷心低壓大致上分為兩類：一是 Palmén (1949) 型係高緯度上對流層西風冷槽南端與母槽分離形成之割離低壓（cut off low）。另一種為 Palmer (1953) 型，此類高層冷心低壓形成於太平洋副熱帶高壓南緣的低

層東風波槽或鞍型場的中性點附近之對流層。Simpson (1952) 對 Palmén 型高層冷心低壓加以研究後又依其隔離過程將之分為兩種類型，其一為高緯上對流層槽東移加深中受到上下游高壓推擠，進而形成之割離低壓，約佔總數的三分之二。此種高層冷心低壓向下可發展至低層甚至地面。另外的三分之一則為低緯東風帶上有低壓存在，此時若有極地西風高空槽由其北方通過，可導致高空西風槽亦即槽後冷空氣南伸，待極地西風槽移出後，相對應槽線南端被完全割離出來形成一割離冷心低壓。Palmén 與 Nagler (1949) 指出高層冷心低壓在被割離的過程中，冷空氣在移向低緯度時，通常有下沉作用，致中心氣溫與環境間溫差減小，終至消失。但由於冷空氣強烈下沉的結果，其上層之水平輻合與垂直伸展可加強其渦度。另根據位渦度保守，在空氣向南移動時，科氏參數變小，則相對渦度增加，氣旋式渦度亦會增加，結果不但使高層冷心低壓得以維持，亦使之不會南移很多。Sadler (1963) 研究夏季西北太平洋高對流層低層發現與 Palmer 之高層氣旋相似，惟此高層冷心低壓位

於東西太平洋副熱帶高壓間之上對流層槽與低緯東風帶低壓所形成之鞍型場內。林(1972)分析一次 Palmer 型高層冷心低壓個案發現雷雨現象發生在高層冷心低壓外圍，在中心附近是無雷雨發生。因此認為高層冷心低壓高層輻散有助於雷雨的發生。而鄭(1995)和苟(1998)探討 Palmer 型高層冷心低壓指出若此高層之噴流條與熱帶對流雲簇在適當相對位置時能加強中層渦旋的渦度，使系統的向下垂直穿透厚度增加，有助熱帶對流雲簇發展。颱風與颱風間和颱風與高層冷心低壓之間的交互作用相當複雜且分別研究甚多。本文選取去年 8 月東亞保羅颱風和瑞琪爾颱風與高層冷心低壓同時存在之個案，探討其三者間交互作用對路徑的影響，進而對多渦旋交互作用有更深一層的瞭解。

二、綜觀分析

本文使用 NCEP/NCAR $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析資料，從底層 1000hPa 至頂層 100hPa 共分為 21 層。在此選取 850hPa、500hPa 及 200hPa 分別代表低、中及高層，逐一由下層向上分析此多渦旋交互作用之個案。由 850hPa 高度場及風場可知 8 月 5 日 0000UTC 時保羅颱風位於日本南方洋面上，颱風環流相當完整且範圍相當大。此時位於台灣西南方海面上則有後來發展為瑞琪爾颱風的熱帶低壓，當時環流尚弱。而高緯副熱帶高壓脊線自日本中部向西延伸至中國大陸華北地區。此一基流型態使得保羅颱風環流向西北移動於 8 月 6 日 0000UTC 時，其環流範圍已擴大。在台灣西南方之熱帶低壓的移動趨勢並不大，但環流已較完整。此時橫跨高緯的副熱帶高壓脊有往東退的趨勢。整體而言，上述二颱風分別受到經日本中部副高脊線與低緯西南氣流的影響，而形成反鐘向的相對運動。至 8 月 6 日 1800UTC，保羅颱風和瑞琪爾颱風出現共同的環流，保羅颱風維持向西北移動，而瑞琪爾颱風則向東北移動的相對

運動更趨明顯，惟在此同時北方之副熱帶高壓脊東退越趨明顯，且已離開大陸華北地區。8 月 7 日 0600UTC 保羅颱風位於韓國正南方海面上，瑞琪爾颱風正通過台灣北部，兩颱風續呈現反時鐘互旋，而副熱帶高壓脊亦持續東退當中。8 月 7 日 1800UTC 保羅颱風已由相對瑞琪爾颱風東北方移至西北方，兩颱風繼續維持反時鐘旋轉。此時瑞琪爾颱風已過台灣至東北方洋面上，而保羅颱風環流已較原先弱，範圍也較小。8 月 8 日 1200UTC 時，保羅颱風仍在黃海海面上，瑞琪爾颱風已至日本西南方，兩颱風環流逐漸減弱，北方副熱帶高壓脊此時開始西伸，至 8 月 9 日 0000UTC，兩颱風共同環流消失，副熱帶高壓勢力逐漸增強。

8 月 5 日 0000UTC 500hPa 高度場及風場上可看出天氣形勢分佈主要為日本南方的保羅颱風、台灣西南方瑞琪爾熱帶低壓、西方的西藏高壓、北方槽線以及日本東方的太平洋高壓。1800UTC 時，兩颱風共同環流出現，且有靠近趨勢。北方低壓槽勢力減弱，副熱帶高壓往東退。雙颱風慢慢趨近，共同環流範圍也越來越小，菲律賓南方出現微弱的季風槽。瑞琪爾颱風在此期間由台灣西南方快速通過台灣本島向台灣東北方移動，兩颱風距離亦逐漸減小。8 月 7 日 1800UTC 瑞琪爾颱風移向保羅颱風東南方且環流在此時已消失，副熱帶高壓脊又開始西伸至 8 月 9 日 0000UTC 雙颱風共同環流消失。在此一系列連續 500hPa 天氣圖中，可見到高緯度西風槽，分別於 7 日 1800UTC 與 8 日 1800UTC 由保羅颱風北方通過，第一次因兩者距離遠保羅颱風未受影響，但後一次槽線形成割離現象，並影響到保羅以及瑞琪爾的移動。

高層 200hPa 高度場及風場在 8 月 5 日 0000UTC 北方低壓槽相當深厚，延伸至長江以南。此深槽處在西方西藏高壓，與經過日本之副高脊線間。此時南方之保羅颱風在此高層仍可見其微弱環流。在台灣西南方亦可由風場

看出瑞琪爾熱帶低壓環流。1200UTC 圖中可見在東西二脊線夾擊下，北方深槽不但變窄且有一低壓環流出現。深槽中的低壓環流逐漸增大至 8 月 6 日 0000UTC 自北方低壓槽中完全割離出來。此低壓割離後位於鞍型場中，東面有副熱帶高壓，西面有西藏高壓，南面及北面分別為瑞琪爾熱帶低壓及低壓槽。0600UTC 時保羅颱風高空環流與此高層低壓有共同環流，但至 1200UTC 保羅颱風環流消失，高層低壓環流一直維持相當對稱直到 8 月 7 日 0000UTC 開始東北西南向傾斜，最後在 8 月 8 日 1200UTC 低壓環流完全消失。

圖 1 可看到高層低壓發展過程。8 月 5 日 0000UTC 溫度槽落後高度槽，且高度槽振幅相當大。槽內及槽後有冷平流，使得此低壓槽發展相當深厚。大陸上的西藏高壓及太平洋上的副熱帶高壓於 8 月 5 日期間持續向此低壓槽推擠，且兩高壓暖平流使槽後冷平流範圍減小。於 1200UTC 高度槽中有一低壓環流出現，1800UTC 時此高度槽中之低壓冷心結構明顯。至 8 月 6 日 0000UTC 低壓完全從槽中割離出來，隨後冷心低壓動力及熱力結構越趨完整。由此可知，此割離低壓為 Palmén 型，且又為 Simpson 分類中由高緯上對流層槽東移加深中受到上下游高壓脊推擠而形成之。

從綜觀分析中可發現保羅颱風和瑞琪爾颱風路徑皆受副熱帶高壓駛流作用向西北方向運動，而瑞琪爾颱風前段從台灣西南方穿越後至東北方這段期間應是受到季風環流的影響。高層冷心低壓在西藏高壓與副熱帶高壓推擠中從低壓槽割離出來，開始維持相當對稱的環流於鞍型場中，但隨後高層冷心低壓沿伸展軸開始傾斜，環流也漸趨不對稱，最後消散。

三、渦旋間交互作用之影響

圖 2 為三個渦旋中心位置的路徑圖。保羅颱風由日本南方洋面往西北移動，只有在 8 月 5 日 0600UTC 時達到輕度颱風強度。大致

上都維持輕度颱風。瑞琪爾颱風則是從台灣西南方海面通過台灣本島向東北方向移動，於 8 月 8 日 1200UTC 以後開始北折，繼而往西北方向移動。在瑞琪爾颱風生命期當中，皆是維持輕度颱風強度。割離出來的高層冷心低壓的位置大致都在長江口南方，除了消散前幾個小時，活動範圍相當小。綜觀環境駛流作用主宰三個渦旋路徑移動方向，而渦旋間交互作用亦有相當影響，特別是在環境駛流弱的狀況下（如此個案副熱帶高壓東退時），交互作用即決定渦旋的路徑，以下就此個案分別探討三渦旋間的交互作用。

1. 保羅與瑞琪爾颱風

總體而言，二颱風移動路徑可概分為三期。首先日本南方之保羅主要受副高脊南面之東南風駛引，而台灣西南方之瑞琪爾（含熱帶低壓期）則受低緯西南氣流的駛引。自 6 日 1200UTC 起，兩者的交互作用形成相對反鐘向運動。圖 3 為保羅與瑞琪爾颱風相對路徑圖。由圖中可見兩颱風為反時鐘互旋，而從 8 月 6 日 1200UTC 至 8 月 7 日 1800UTC 為吸引的趨勢，但至 8 月 7 日 1800UTC 後兩中心開始遠離。8 月 6 日 0000UTC 副熱帶高壓東退，此時保羅颱風受環境場的作用開始減弱，於 0000UTC 至 0600UTC 仍受副熱帶高壓環流東退向北移動，隨後的路徑則是受到雙颱風反時鐘互旋的影響。至 8 月 7 日 1800UTC 保羅颱風由瑞琪爾颱風東北方移至西北方後，兩中心開始遠離。8 月 8 日 1200UTC 副熱帶高壓開始西伸後，保羅颱風的強度已減弱，於是瑞琪爾颱風路徑不再是雙颱風交互作用影響，而由環境駛流所控制轉折偏向西北方。

2. 保羅颱風與高層冷心低壓

保羅颱風高層仍有微弱環流，於 8 月 6 日 0600UTC 與高層冷心低壓有共同的環流。此冷心低壓與保羅颱風在高層也有交互作用，保羅颱風環流沿著高層冷心低壓外圍反時鐘旋轉。故冷心低壓與保羅颱風高層反時鐘互

旋的交互作用也提供環境場弱時，且除了與瑞琪爾交互作用外，保羅颱風向西北移動的機制。

3. 瑞琪爾颱風與高層冷心低壓

瑞琪爾颱風在前段東北向移動過程中，環境場受到西南季風的影響，在此同時高層冷心低壓開始東北西南向延伸展軸傾斜。東南側開始出現噴流條，此噴流條有利加速瑞琪爾颱風東北向之移動。所以，瑞琪爾颱風通過台灣前後移速增加，高層冷心低壓之噴流條可能是其主要原因之一。

由以上分析可知，保羅颱風後段西北向移動過程中，因副熱帶高壓東退，環境場勢力減弱，所以運動主要受低層其與瑞琪爾颱風和高層冷心低壓交互作用的影響，有反時鐘互旋的趨勢。同時在瑞琪爾颱風前段東北向移動過程中，因副熱帶高壓和季風環流場弱，使得快速東北向運動的原因主要來自有低層與保羅颱風反時鐘互旋，高層因為於冷心低壓東南側之噴流條外圍，加速其通過台灣本島移至台灣東北方，至保羅颱風遠離且高層冷心低壓消散，瑞琪爾颱風才停止東北向移動。

四、結論

此個案經由綜觀分析發現兩颱風皆受到環境駛流影響。保羅颱風於前段和瑞琪爾颱風後段西北向移動都是在副熱帶高壓西伸的過程中。瑞琪爾在前半段東北向一動也受到微弱的季風環流影響。北方深厚的低壓槽發展甚遠至長江口以南，而後因西藏與副熱帶此上下游兩高壓推擠，使高層冷心低壓由母槽中割離出來，形成一完整的低壓環流。初始此低壓在鞍型場內維持對稱環流，隨後沿著伸展軸傾斜最後消散。

在環境流場弱的情況下，也就是副熱帶高壓東退時，渦旋間之交互作用即成為颱風路徑移動的主因。保羅颱風後段西北向及瑞琪爾颱風前段東北向期間內，副熱帶高壓東退且西

南季風也相當微弱，此時兩颱風的路徑就受到三渦旋交互作用的影響。保羅颱風低層與瑞琪爾颱風反時鐘互旋，而在高層也沿著冷心低壓外圍環流移動。瑞琪爾颱風此時低層也是因保羅颱風交互作用向東北移動，高層則是受冷心低壓傾斜後東南側噴流條的影響，導致瑞琪爾颱風快速通過台灣本島往東北向移動。

多渦旋情況在夏季西北太平洋上經常發生，於駛流弱的天氣情勢下，複雜交互作用就顯得相當重要。往往也就是此時產生相當大的路徑異常，造成莫大的災害。本文針對綜觀流場與渦旋間交互作用對颱風路徑移動作分析，未來將進一步探討渦旋間交互作用對渦旋強度的變化，進而期望能減少多渦旋造成的預報誤差。

參考文獻

- 吳宗堯，1976：夏季高層冷心低壓之分析。《大氣科學》，3，1-11。
- 荀潔予，1998：高層冷心低壓及其與熱帶氣旋發展之關係探討。文化大學地學研究所博士論文，72-84。
- 林鞠情，1972：由特例看高層輻散對雷雨觸發作用。《氣象學報》，18，2，27-39。
- 鄭月娥與陳泰然，1995：伴隨黛特颱風(1990)之高層冷心低壓診斷分析研究。《天氣分析與預報研討會論文彙編》，中央氣象局，338-341。
- 劉廣英，1983：西北太平洋和南海間雙颱風之相對運動。國科會 NSC73-0202-M072-02 報告。
- Brand, S., 1970: Interaction of binary tropical cyclones in the western North Pacific Ocean. *J. Appl. Meteorol.*, 9, 433-441.
- Hsiao, L. F., 2000: An eof analysis and modeling study of the multi-typhoons movement over the west northern Pacific and the south China sea. 24th Conference on Hurricanes

and Tropical Meteorology. Ft. Lauderdale.

(in press)

Jarrell, J. D., S. Brand, and D. S. Nicklin, 1978:

An analysis of western Pacific tropical cyclone forecast errors. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 925-937.

Kelly, W. E., and D. R. Mock, 1982: A

diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 471-480.

Palmén, E., 1949: Origin and structure of high

level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, **1**, 22-31.

———, and K. M. Nagler, 1949: The formation

and structure of a large-scale disturbance in the westerlies. *J. Meteor.*, **6**, 227-242.

Palmer, C. E., 1953: The impulsive generation of

certain changes in tropospheric circulation. *J. Meteor.*, **10**, 1-9.

Sadler, J. C., 1963: Utilization of meteorological

satellite cloud data in tropical meteorology. *Rocket and Satellite meteorology*. North Holland Publ., Amsterdam. 156pp.

Simpson, R. H., 1952: Evolution of the Kona

storm, a subtropical cyclone. *J. Meteor.*, **9**, 24-35.

