

# 1985年與1986年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析

陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學研究所

陳 來 發 周 蘭 芬 李 育 棋

中央氣象局預報中心

## 摘 要

本文利用中央氣象局電腦填繪之 300 mb 天氣圖及日本氣象廳GMS 衛星雲圖與分析資料，分析 1985-1986 年 6 - 10 月西太平洋高層冷渦之氣候特徵、綜觀形勢及伴隨天氣。結果發現頻率季節變化、源區與消散區分佈、路徑、綜觀條件、環流大小及生命期等氣候特徵均和先前研究結果相近。冷渦形成方式，Palmen 型與 Palmer 型頻率相近。其移動方向，一般西進至 145-160°E 間後轉向西北西至西北移行。

冷渦環流平均半徑 800 公里，相當於平均波長 3,200 公里，其平均生命期約 6 天，發生於 150°E 以東者之生命期為以西者之 1.8 倍。天氣現象顯示，冷渦環流內以東南象限之上升運動最強最不穩定，雲量最多，深淺對流亦最多；西北反是。此外，高低雲分佈亦顯示高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，使生對流。

## 一、前 言

在暖季月份的副熱帶高對流層綜觀分析裡，常可辨認一屬於冷心結構的低壓環流系統，其強度自 200 - 300 mb 向上及向下減弱，一般稱為冷（心）低（壓）（cold core low）或冷渦（cold vortex）。此種環流系統，因其發生區及移經區域大都在海上，資料上之限制使得其形成、發展及消散等過程方面之診斷分析研究常感困難。但對暖季月份之區域性對流活動而言，此種環流系統之溫度結構及伴隨的垂直運動場，可能為提供產生對流之有利條件或提供引發對流之有利機制，故仔細分析以辨認冷渦為在暖季月份區域性天氣預報上之重要課題。吳（1976）以其多年分析與預報經驗，認為台灣地區之暖月雷雨若係由此種高層冷渦誘發，

則可在 2 - 3 天前預測，唯其必須移經日本南方諸島及琉球（300mb 高度降至 9,660 公尺，溫度  $< -30^{\circ}\text{C}$ ）且沿北方暖高壓規則西移。

林（1972）分析 1971 年 7 月 31 日高層冷渦移經台灣上空前後之綜觀條件與雷雨發生之關連，發現雷雨於 300 mb 冷渦外圍發生，而於中心附近則無，他認為冷渦前緣伴隨北風之冷平流及冷渦環流所伴隨之高層輻散均有利於雷雨之發生與維持。吳（1976）詳細分析 1975 年 8 月 10 - 14 日發生於大陸之冷渦結構外，亦分析 1974-1975 年 6 - 10 月發生於 140°E 以西之高層冷渦，發現生命期在一天以上之冷渦，最大環流強度在 300 mb，其源區主要在 25 - 35°N，平均源區於七月後與副熱帶高

壓脊同相逐漸偏南。在其分析之17個冷渦，有13個屬西風帶冷槽割離而來，即Palmen型(Palmen, 1949)；僅有4個為在副高南緣之東風槽或鞍形場之中性點附近形成，即Palmer型(Palmer, 1953)。這些冷渦在東亞地區平均約以每日四個緯度( $\sim 5 \text{ ms}^{-1}$ )緩慢移動。王等(1979)分析1963-1977年6-9月東亞及西太平洋300mb之高層冷渦氣候特徵，發現在 $100-155^\circ \text{E}$ 及 $15-40^\circ \text{N}$ 範圍內生命史在一天以上之163個高層冷渦各月均有，8月最多，7月次之。雖然平均向西移動，但路徑極不規則。他們分析發生時之綜觀形勢，發現有46%屬西風槽割離之Palmen型，而有41.1%為屬東風槽或鞍形場之Palmer型。此外，王與羅(1979)並探討颱風與冷渦間之相互影響以及個案之綜觀結構。羅等(1983)利用王等(1979)所分析之同一組資料，探討高層冷渦與颱風之關係，發現兩者距離約有15%在7個緯度內，且兩者可以反鐘向互旋，若兩者直徑均大於5個緯度，則高層冷渦往往變性為暖渦，影響颱風路徑，並使颱風減弱，移速減慢。這些個案之綜觀分析，除顯示冷渦在區域性劇烈對流形成之重要性及其與颱風間之可能相互影響外，亦使我們對冷渦之結構有進一步之認識。而綜觀氣候分析，則使我們對源區、路徑、移動、種類及季節分佈有所了解。

Kelley and Mock (1982) 為求得具有代表性之西太平洋高層冷渦之結構並了解其動力，以威克島、中途島、莊斯頓島及關島等島嶼探空站資料及ESSA人造衛星觀測之雲量，合成分析於1967-1971年6-10月發生於西太平洋 $10-30^\circ \text{N}$ 及 $130^\circ \text{E}-150^\circ \text{W}$ 間的117個高層冷渦，結果發現最大環流強度出現在200mb，最大冷距平則出現在冷渦北部之300mb，最大暖距平位於冷渦之上的125mb。冷渦西北象限為下沉區，雲量最少；東南象限為上升區，雲量最多，最大上升運動則出現在300mb。溫度結構與垂直運動場分佈顯示200mb以下為熱力直接環流，以上則為間接環流。他們的合成雲量分佈與Sadler (1967) 之太平洋副熱帶高層冷渦個案分析結果一致，Sadler 觀測到高層冷渦東側有逗

點狀形式之雲，而西側則為雲量最少區。

在大西洋之冷渦觀測診斷分析研究方面，可能因不同學者所選冷渦個案之環流強度或垂直厚度之差異，或因其處於不同生命階段，亦或因處於不同之環境氣流場，故所得結果彼此並非一致，而這些結果不論在垂直環流形式、垂直運動結構、溫度結構或雲量分佈等，與西太平洋之冷渦研究結果亦不盡相似。例如：Frank (1970) 之冷渦具熱力直接環流，而Muller and Carlson (1970) 則為熱力間接環流。Frank (1970)之下沈在冷渦中心，上升在冷渦周圍；而Carlson (1967), Miller and Carlson (1970) 以及Erickson (1971) 等人分析結果則冷渦東側上升，西側下降。Erickson (1971) 之溫度場結構屬對稱之冷心低壓，而Carlson (1967) 則最低溫出現在冷渦東北側。此外，雲之分佈與垂直運動分佈一致，Frank (1970) 之冷渦中心無雲，雲主要發生在四周；Carlson (1967) 的冷渦東側雲多、西側雲少。

上述有關西太平洋之高層冷渦研究，雖使我們對冷渦之合成結構及動力(Kelley and Mock, 1982)、個案之結構(林, 1972; 吳, 1976; 王與羅, 1979)、綜觀氣候(吳, 1976; 王等, 1979)及其與劇烈天氣(雷雨)之關係(林, 1972; 吳, 1976; 王與羅, 1979)增加許多了解，唯這些研究範圍或因侷限在 $150^\circ \text{E}$ 以西之太平洋(吳, 1976; 王與羅, 1979; 王等, 1979)，或僅分析雲量之合成分佈(Kelley and Mock, 1982)，故均未能獲取較完整的結果。鑑於暖季高層冷心低壓在局部天氣預報之重要性及其與颱風之可能密切關係，同時因近年來海洋上高層民用飛機報告之增多及日本GMS衛星觀測次數之增多，使我們對於高層冷渦之辨認增加信心，故本文先嘗試分析最近兩年資料，以求取一些初步之綜觀形勢及氣候特徵，以與以前之研究結果相互比較，並進而以GMS雲圖分析求取伴隨之天氣分佈形態，以試圖進一步了解可能之結構及動力過程。

## 二、資料及分析

高層冷心低壓為暖季月份之現象，為早已熟知之事實。王等(1979)及羅等(1983)分析以6月至9月為準，吳(1976)及 Kelley and Mock (1982)則取6月至10月。為避免遺漏，本文分析以6-10月資料為準。王等(1979)之分析結果顯示，太平洋地區高層冷渦系統出現約在500mb至150mb之間，Kelley and Mock (1982)之合成分析發現，冷心的溫度場在300mb最為顯著，吳(1976)及王等(1979)在環流方面的分析結果亦皆顯示300mb最為顯著。因此本文分析亦以300mb天氣圖為準，辨認高層冷心低壓之標準如下：  
(1)對中央氣象局電腦例行填繪之300mb天氣圖進行再分析，以確定封閉式氣旋式環流之存在，並以環流之幾何中心為冷渦之中心位置所在(假定對稱環流)，且溫度分佈可辨認係冷心者(例如：中心通過/接近測站時溫度變差為負)。

有時間及空間上之連續性，生命史達兩天以上者。  
(3)在300mb資料較缺乏區域之冷渦中心位置，以較能準確決定位置之冷渦與伴隨之衛星雲圖觀測間之關係，利用衛星雲圖分析外推求取。

本文以上述高層冷渦辨認標準，分析1985年及1986年6-10月發生於台灣以東之西太平洋冷渦，求取其氣候特徵及產生與消散之綜觀形勢，並利用GMS衛星觀測雲型及雲量(JMA, 1985; 1986)分析冷渦各象限所伴隨之天氣分佈。冷渦天氣分佈之分析範圍以半徑800公里為準，此約為其平均之氣旋式環流半徑大小。

## 三、結果

### (一)源地與路徑

1985年與1986年6-10月計有22個高層冷渦符合上述標準，各冷渦之起始時刻、地點與路徑，如圖1及表一、二所示。顯見其源地幾皆在130°E

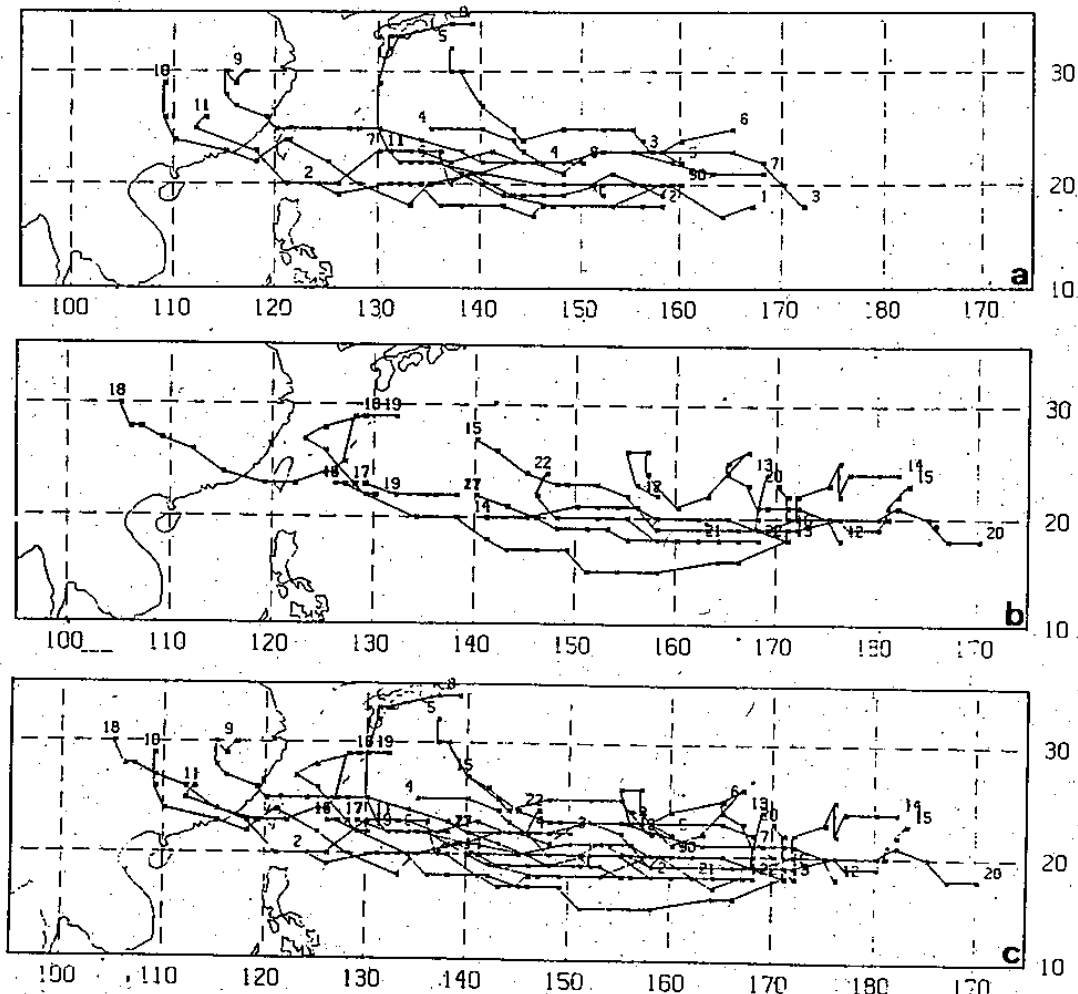


圖1 (a)1985年，(b)1986年及(c)1985與1986年6-10月西太平洋高層冷渦路徑，星號為每12小時之中心位置，數字為編號(見表一及表二)。

表一 1985年6-10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

編號	年份	月份	存在時間	持續天數	產生地點	消失地點
1	1985	6	1412Z - 2000Z	5.5	18°N, 167°E	23°N, 133°E
2	1985	6	2700Z - 0412Z	7.5	18°N, 158°E	20°N, 124°E
3	1985	7	1200Z - 1900Z	7	18°N, 173°E	23°N, 158°E
4	1985	7	1912Z - 2112Z	2	22°N, 146°E	25°N, 135°E
5	1985	8	0412Z - 1012Z	6	22°N, 160°E	32°N, 137°E
6	1985	8	0900Z - 1300Z	4	25°N, 165°E	22°N, 135°E
7	1985	8	1300Z - 1900Z	6	21°N, 168°E	23°N, 130°E
8	1985	9	0100Z - 0612Z	5.5	22°N, 150°E	34°N, 139°E
9	1985	9	0300Z - 1412Z	11.5	20°N, 160°E	30°N, 118°E
10	1985	9	0800Z - 1812Z	10.5	22°N, 160°E	29°N, 109°E
11	1985	9	1712Z - 2012Z	3	20°N, 130°E	26°N, 113°E

表二 1986年6-10月西太平洋各高空冷心低壓出現時間及地點

編號	年份	月份	存在時間	持續天數	產生地點	消失地點
12	1986	6	0200Z - 1200Z	10	18°N, 176°E	22°N, 158°E
13	1986	6	2400Z - 2600Z	2	18°N, 171°E	24°N, 169°E
14	1986	6	2800Z - 0712Z	9.5	24°N, 177°W	20°N, 141°E
15	1986	7	0200Z - 0712Z	5.5	23°N, 177°W	27°N, 140°E
16	1986	7	1012Z - 1800Z	7.5	19°N, 171°E	23°N, 126°E
17	1986	7	2112Z - 2400Z	2.5	22°N, 138°E	23°N, 129°E
18	1986	8	1200Z - 1712	5.5	29°N, 128°E	30°N, 105°E
19	1986	8	1712Z - 2100Z	3.5	22°N, 130°E	29°N, 132°E
20	1986	8	2900Z - 0212Z	4.5	18°N, 170°W	23°N, 170°E
21	1986	9	2700Z - 0112Z	4.5	18°N, 162°E	22°N, 140°E
22	1986	10	0700Z - 1212Z	5.5	18°N, 168°E	24°N, 147°E

以東，且以 160°E 以東者最多，達 14 個。再就產生之緯度而言，均位於 18-29°N 之間，其中僅有一個發生在 29°N，其餘皆發生在 25°N 以南。

Kelley and Mock (1982) 所分析之 1967-1971 年高層冷渦則產生在 10-30°N 間。以表一及表二所示之經度分佈而言，1985 年的源地並無明顯季節性變化，而 1986 年 6~7 月的源地則有偏東現象，7 月底到 8 月則偏西在 140°E 以西，8 月底之後

再度偏東。但以此兩年的總和而言，其季節性變化並不顯著，平均源區在 Kelley and Mock (1982) 源區以西，但在吳 (1976) 及王等 (1979) 之源區以東。有一點相當有趣的是，1985 年的高層冷渦皆發生在經度 180 度以西，而 1986 年則有三次發生在 180 度以東的中太平洋，此亦顯示太平洋上高層環流之年際變化。

高層冷心低壓的行徑與太平洋高壓環流有相當

密切的關連，一般而言，其行進方向除有颱風影響者外（羅等，1983），幾乎皆受制於太平洋副熱帶高壓之環流（例如，吳，1976；王與羅，1979），穩定地向西南西至西北西之象限方向移動，一直到移至鞍形場南緣才開始轉向偏北或併入北方槽線。圖1(c)所示1985年與1986年平均路徑亦不例外，140°E以東平均西移，以西則平均有轉向西北移動之趨勢。若比較此兩年之路徑，則亦有相同及相異之處。1985年與1986年之冷渦平均皆約沿20°N由源區西移，1985年則約在145°E以西轉西北西再轉西北，1986年則在160°E以西即漸轉向西北西移行。此當亦為太平洋上高層環流年際變化之顯現。

這些高層冷渦大部份（15個）在130°E以東消散，但亦有西移至青藏高原東側才消散者，例如1986年8月12-17日（編號18）之冷渦即是。它們大部份在30°N以南消散，僅有4個冷渦移至30°N以北後消散於西風帶內，其中1985年9月1-6日之冷渦（編號8）在130°N附近轉向北移，後在日本地區轉向東移至34°N才消散。這兩年冷渦平均移速緩慢，約每日5個緯度（ $\sim 6.5\text{ms}^{-1}$ ），僅較吳（1976）所求1974-1975年平均4個緯度（ $\sim 5\text{ms}^{-1}$ ）略快，但遠較Kelley and Mock（1982）所得之 $4.33\text{ms}^{-1}$ 為快。此種差異除部份表

示年際變化之外，可能部份歸因於Kelley and Mock僅計算130°E以東冷渦之移速。

### (二)冷渦大小及生命期

由前述高層冷渦定義，1985年與1986年22個冷渦若以其中心外圍氣旋式環流之區域來定義水平尺度大小，則平均半徑約為800公里，則波長約為3,200公里，此與Kelley and Mock（1982）所求得之波長（脊與脊之平均距離）3,060公里相當接近。如表一及表二所示，這些冷渦發生頻率，於8月最多（6個），6月、7月及9月次之，均有5個，10月最少僅有1個。這種季節頻率分佈，約與吳（1976）及王等（1979）所得結果一致（表三），他們的分析亦均顯示頻率最高發生在8月，但王等所分析1963-1977年間之冷渦頻率則以7月次多，6月最少。

冷渦生命期與路徑有相當程度的關連，一般而言，開始時向西行進者，其生命期常可持續較長，若開始時即以西北甚或北北西前進者，則生命期則常較短（圖1）。如表一及表二所示，各冷渦生命期均在2-11.5天之間，平均為5.9天。分析各月平均生命期，其長短並無明顯之季節變化。但生命期長短與源區關係密切，150°E以東產生者生命期較長，平均為6.7天，約為以西者平均3.7天之1.8倍。

表三 1985年與1986年（括號內數字）6-10月西太平洋高空冷心低壓發生時300mb伴隨之綜觀天氣系統個案數及所占百分比。吳（1976）與王等（1979）之統計個案數亦列入比較。

系統 月份	位於北方槽線 尾端	北方為 高壓	位於兩高 壓間之鞍 形場	發生在 180°E 以東	合計	吳(1976) 1974/ 1975	王等(1979) 1963-1977
6	1 (1)	1 (0)	0 (1)	0 (1)	2 (3)	0/0	20
7	0 (1)	2 (0)	0 (1)	0 (1)	2 (3)	2/3	48
8	2 (2)	0 (0)	1 (0)	0 (1)	3 (3)	3/6	64
9	3 (0)	1 (1)	0 (0)	0 (0)	4 (1)	0/3	31
10	0 (0)	0 (0)	0 (1)	0 (0)	0 (1)	0/0	/
合計	10	5	4	3	22	17	163
%	45.5	22.7	18.2	13.6	/	/	/

三) 形成與消散之綜觀條件

本文分析之22個高層冷渦形成時300mb綜觀形勢，除了3個發生於180°E以東因資料較不完全未加分析外，其餘19個可分成三類如表三所示如次，(1)產生於西風帶槽線南端，顯屬割離低壓，即Palmen型，(2)產生於兩高壓間之鞍形場，(3)產生於高壓南緣之東風槽，(2)、(3)類即為Palmer型。此兩年有45.5%屬Palmen型，40.9%屬Palmer型，此與王等(1979)分析之15年資料所得Palmen型46%及Palmer型41.1%甚為相近，但與吳(1976)所得1974-1975年80%Palmen型及20%Palmer型者大異其趣，此種差異除顯示年際變化外，部份可能導因於吳之分析主要以發生在140°E以西之冷渦為主。本文因所分析之兩年在140°E以西之冷渦個案太少(4個)，故使形成於相似區域間冷渦之比較較為困難。此外，本文Palmen型有70%發生在8-9月，較王等之47%為高。

表四為冷渦消散時所伴隨之綜觀條件分類，其中消散時北方有槽線(即併入西風槽與槽線合併)者最多，占54.5%，遠較王等(1979)所得19%為高。消失於北方高壓脊場為13.6%，稍較王等之17.8%為低。併入熱帶系統之9.1%與王等之7.4%相近，此外王等之消散原因不明或其他原因則高達55.8%，而本文分析於鞍形場消散者占13.6%，其他原因則9.1%，而無原因不明者。

這些差異一則可能係年際變化，再則可能因歸類及主觀分析之差異而來。

四) 伴隨之天氣

冷渦環流內各象限發生之不同雲型次數及百分比，如表五至表七所示。各象限內之不同雲型所占比例，1985與1986年十分相近，高積雲/高層雲(Ac/As)及層積雲(Sc)少，卷雲(Ci)及積雲(Cu)多。就環流內平均而言，1985年積雲最多為45%，卷雲次之為39%，中雲不過2%，1986年亦以積雲為最多46%，卷雲次之為42%，中雲不過1%。除1985年西南象限及1986年西北象限之卷雲頻率較積雲略多之外，其餘各象限此兩年皆為積雲多於卷雲。就各象限出現之積雨雲(Cb)及積雲(Cu)頻率多寡而言，兩年均為冷渦東側多於西側。1985年積雲頻率，最高發生在東北象限(49%)，最低在西南象限(8%)；1986年最高則在東南象限(33%)，最低在西北象限(14%)。積雨雲頻率，1985年最高發生在東北象限(39%)，最低在西北與西南象限(15%)；1986年最高發生在東南象限(58%)，最低在西北象限(4%)。上述1985年及1986年各雲型頻率多寡雖有細微相異，但分佈極為相近，故平均而言(表七)環流內雲型頻率以積雲最高為46%，其次為卷雲41%，較少之積雨雲、層積雲及高積雲/高層雲分別為9%、4%及1%。積雲出現頻率

表四 1985年與1986年(括號內數字)6-10月西太平洋高空冷心低壓消失時300mb伴隨之綜觀天氣系統個案數。

月份 \ 系統	北方有槽線	北方為脊場	位於兩高壓間之鞍形場	併入颱風或熱帶低壓	其他
6	2 (2)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)
7	1 (1)	1 (1)	0 (0)	0 (1)	0 (1) (轉變為T.D)
8	0 (1)	0 (0)	2 (1)	1 (0)	0 (0)
9	2 (1)	1 (0)	0 (0)	0 (0)	1 (0) (進入西風帶)
10	0 (2)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)
合計	5 (7)	2 (1)	2 (1)	1 (1)	1 (1)

表五 1985年6-10月西太平洋高空冷心低壓環流內( ~ 8° 緯度 )，於每12小時( 0000及1200GMT ) 觀測之衛星雲圖，各不同雲型在各象限出現之次數及百分比( 括號內) 以及各雲型在環流內出現總次數及所占百分比。Cu 及 Cb 內( A ) 為該雲型在各象限內所占所有雲型之百分比，( B ) 為該雲型在各象限出現百分比。

象限 \ 雲量	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合計
				(A)	(B)	(A)	(B)	
NE	36 (38%)	1 (1%)	1 (1%)	46 (49%)	49 %	10 (11%)	39 %	94
NW	17 (38%)	2 (4%)	2 (4%)	20 (45%)	21 %	4 (9%)	15 %	45
SW	8 (42%)	0 (0%)	0 (0%)	7 (37%)	8 %	4 (21%)	15 %	19
SE	20 (41%)	0 (0%)	0 (0%)	21 (43%)	22 %	8 (16%)	31 %	49
合計	81 (39%)	3 (2%)	3 (2%)	94 (45%)	100 %	26 (13%)	100 %	207

表六 同表五，但為1986年。

象限 \ 雲量	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合計
				(A)	(B)	(A)	(B)	
NE	72 (39%)	1 (1%)	14 (8%)	83 (46%)	31 %	11 (6%)	24 %	181
NW	38 (45%)	2 (2%)	6 (7%)	37 (43%)	14 %	2 (2%)	4 %	85
SW	50 (43%)	0 (0)	2 (2%)	59 (50%)	22 %	6 (5%)	13 %	117
SE	83 (42%)	0 (0%)	3 (2%)	88 (44%)	33 %	26 (13%)	58 %	200
合計	243 (42%)	3 (1%)	25 (4%)	267 (46%)	100 %	45 (8%)	100 %	583

表七 同表五，但為 1985 及 1986 年。

象限 \ 雲量	Ci	Ac/As	Sc	Cu		Cb		合計
				(A)	(B)	(A)	(B)	
NE	108 (39%)	2 (1%)	15 (5%)	129 (47%)	36 %	21 (8%)	30 %	275
NW	55 (42%)	4 (3%)	8 (6%)	57 (44%)	16 %	6 (5%)	8 %	130
SW	58 (43%)	0 (0%)	2 (1%)	66 (49%)	18 %	10 (7%)	14 %	136
SE	103 (41%)	0 (0%)	3 (1%)	109 (44%)	30 %	34 (14%)	48 %	249
合計	324 (41%)	6 (1%)	28 (4%)	361 (46%)	100 %	71 (9%)	100 %	790

，以東北象限最高為36%，其次為東南、西南及西北各象限，分別為30%、18%及16%。積雨雲頻率則以東南象限最高為48%，其次為東北、西南及西北象限，分別為30%、14%及8%。

冷渦環流由各象限發生之不同雲量次數及百分比，如表八至表十所示。各象限內之不同雲量等級所占比例，除1985年及1986年之東北與東南象限以20~49%雲量等級百分比最高及1986年東南象限之<20%等級之外，其餘均具相同特徵，即雲量愈多之等級其出現頻率百分比愈低。就環流內平均而言，1985年雲量多寡與其發生頻率呈明顯負相關，即雲量<20%者最高為46%，依次為雲量20~49%及50~79%，頻率百分比為36%及15%；最少出現頻率為雲量80~100%者，僅占3%。1986年稍有不同，以雲量20~49%者頻率最高為42%，依次為雲量<20%及50~79%，其頻率分別為36%及16%；雲量80~100%者之頻率仍為最少，僅為6%。就兩年平均而言，雲量多寡與發生頻率呈負相關，雲量<20%及20~49%之頻率相近，分別為41%及39%，雲量50~79%及80~100%之頻率則減少

甚快，分別為15%及5%。若僅將雲量多寡區分成多雲(≥50%)及少雲(<50%)兩類，則不論1985年或1986年，冷渦東側多雲之發生頻率均較西側為高，少雲之發生頻率西側較東側為高。此種東側多雲及西側少雲之分佈與Carlson(1967)之大西洋冷渦及Sadler(1967)與Kelley and Mock(1982)之太平洋冷渦雲量分佈一致。多雲發生頻率，1985年以東北象限最高為44%，1986年則以東南象限最高為42%。而多雲發生頻率最少區域，1985年在西南象限，1986年在西北象限。即不論1985年或1986年，多雲頻率出現最高及最低之象限均呈對角線分佈。1986年冷渦東南多雲西北少雲之分佈，恰與Kelley and Mock(1982)之合成分析一致。少雲出現頻率在各象限先後次序之多寡，與多雲者之次序完全相反，恰如預期。就兩年平均而言，東南象限多雲出現頻率最高(37%)少雲出現頻率最低(22%)，西北象限多雲出現頻率最低(13%)少雲出現頻率最高(28%)，此種冷渦東南多雲西北少雲之分佈與Kelley and Mock(1982)所得合成分析結果一致。



表八 1985年6-10月西太平洋高空冷心低壓環流內( ~ 8° 緯度)於每12小時( 0000及1299GMT )衛星雲圖觀測之不同天氣狀況( 雲量%)，在各象限出現次數及所占百分比。雲量( 50%及≥50%在各象限出現之百分比亦列入比較。

象限 \ 雲量	< 20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	< 50 %	≥ 50 %
NE	26 (27%)	40 (42%)	24 (25%)	6 (6%)	21 %	44 %
NW	53 (55%)	30 (31%)	13 (14%)	0 (0%)	26 %	19 %
SW	67 (70%)	23 (24%)	4 (4%)	2 (2%)	29 %	9 %
SE	31 (32%)	45 (47%)	16 (17%)	4 (4%)	24 %	29 %
合計	177 (46%)	138 (36%)	57 (15%)	12 (3%)	100 %	100 %

表九 同表八，但為1986年。

象限 \ 雲量	< 20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	< 50 %	≥ 50 %
NE	32 (26%)	60 (50%)	21 (17%)	8 (7%)	24 %	28 %
NW	64 (53%)	47 (39%)	7 (6%)	3 (2%)	29 %	10 %
SW	61 (50%)	39 (32%)	15 (13%)	6 (5%)	26 %	20 %
SE	19 (16%)	58 (48%)	32 (26%)	12 (10%)	20 %	42 %
合計	176 (36%)	204 (42%)	75 (16%)	29 (6%)	100 %	100 %

表十 同表八，但為 1985 及 1986 年。

雲量 象限	< 20 %	20% - 49%	50% - 79%	80% - 100%	< 50%	≥ 50%
NE	58	100	45	14	23 %	34 %
NW	117	77	20	3	28 %	13 %
SW	128	62	19	8	27 %	16 %
SE	50	103	48	16	22 %	37 %
合 計	353 (41%)	342 (39%)	132 (15%)	41 (5%)	100 %	100 %

#### 四、討論與總結

本文分析 1985-1986 年 6-10 月發生在西太平洋之高層 (300mb) 冷渦頻率季節變化、生成與消散區域分佈、移行路徑、形成與消散之綜觀條件、環流大小與生命期，發現這些氣候特徵與先前研究結果雖非完全相同，但均十分相近 (例如：吳，1976；王等，1979；Kelley and Mock, 1982)。並利用 JMA 分析之 GMS 衛星觀測之雲量及雲型，以探討此兩年高層冷渦環流內之合成天氣分佈。雲量分佈結果顯示 (表十)，冷渦東側多雲 (雲量 ≥ 50%) 出現頻率 71%，為西側多雲出現頻率 29% 之 2.5 倍，而西側少雲 (雲量 < 50%) 出現頻率 55% 僅為東側少雲出現頻率 45% 之 1.2 倍。此似顯示冷渦環流內之上升運動較強時，東西兩側差異較大；上升運動較弱時，東西兩側差異較小。這種上升運動較強時之情況，更以東南象限與西北象限之對比最大 (約 3 倍)，此種結構與 Kelley and Mock (1982) 所得之合成垂直運動分佈結果一致，他們發現東南象限雲量最多為最大上升區，西北象

限雲量最少為下沉區。再分析表七所示淺對流 (積雲) 與深對流 (積雨雲) 在各象限出現之頻率，發現不論積雲或積雨雲，東側均遠大於西側，兩側頻率比值積雲約 2 倍，積雨雲約 3.5 倍。東南與西北象限積雨雲發生頻率比值更高達 6 倍，而該兩象限多雲發生頻率比值僅為 3 倍，此結果似意味東南象限較西北象限更不穩定。此外，在各象限內之高雲 (卷雲) 與淺對流 (積雲) 所占百分比均極相近，顯示高層冷渦伴隨之上升運動與高對流層輻散，似可引發低層輻合使在不穩定之低對流層內產生積雲對流。由上述之分析與討論，本文研究結果可歸納為以下數點。

- (1) 西太平洋高層冷渦產生後西移，在 145 - 160°E 間轉為西北西至西北方向移行，平均移速緩慢僅約 6.5 ms<sup>-1</sup>。
- (2) 冷渦發生頻率以 8 月最高，其環流半徑約 800 公里，即平均波長約 3,200 公里。生命期平均 5.9 天，源區 150°E 以東者生命期較長，約為以西者之 1.8 倍。

(3)冷渦形成時之綜觀形勢，45.5%為Palmen型(西風槽割離)，40.9%為Palmer型(東風槽及鞍型場)。這些冷渦並以併入或在西風槽內消散者最多，達54.5%。

(4)冷渦環流之東南象限雲多且深淺對流亦多，西北象限雲少且深淺對流亦少，顯示東南象限上升運動較強且較不穩定。

(5)冷渦環流內各象限卷雲與積雲出現頻率之相近，顯示高層冷渦似可引發低層輻合及上升運動，使生對流。

本文雖僅分析1985年及1986年2年高層冷渦之氣候特徵及伴隨天氣，但仍獲得相當合理一致的結果。唯若欲了解冷渦之確切結構及動力，在探空資料空間解析度限制不易以個案診斷分析處理之情況下，以較多個案資料進行合成分析當為可行之道。類似Kelley and Mock (1982)使用於分析太平洋島嶼探空及相關衛星觀測之方式，應可用於東亞地區，以了解太平洋上及東亞地區冷渦結構之地區性差異。此外，若能有較多冷渦個案以區分其不同的生命階段，則冷渦演變之結構與動力亦將可透過合成分析方式來探討。這些均將為今後我們研究之主要課題。

## 誌謝

本研究在中央氣象局計畫CMB 76-01-15“高層冷心低壓之診斷研究”支持下完成。感謝台大大氣系黎定華及謝雅如小姐在打字、校稿、表格繪製之協助，以及中央氣象局預報中心與衛星站之資料提供。

## 參考文獻

王時鼎與羅季康，1979：東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候與天氣特徵分析。空軍氣象中心研究報告016號，48頁。

王時鼎、羅季康與梁瑞禎等，1979：東亞及西太平洋夏季高空冷心低壓之氣候學。氣象預報與分析，81，12—32。

吳宗堯，1976：夏季高層冷心低壓之分析。大氣科學，3，1—11。

林翰情，1972：由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用。氣象學報，18，2，27—39。

羅季康、梁瑞禎與謝維權，1983：夏季高空冷心低壓與颱風之關係。氣象預報與分析，94，1—20。

Carlson, T.N., 1967: Structure of a steady-state cold low. Mon. Wea. Rev., 95, 763-777.

Erickson, C.O., 1971: Diagnostic study of a tropical disturbance. Mon. Wea. Rev., 99, 67-78.

Frank, N.L., On the nature of upper tropospheric cold core cyclones over the tropical Atlantic. Ph. D. dissertation, Florida State University, Tallahassee, 241 pp.

Japan Meteorological Agency, 1985, 1986: Monthly Report of Meteorological Satellite Center.

Kelley, 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.

Miller, B.I., and T.N. Carlson, 1970: Vertical motions and the Kinetic energy balance of a cold low. Mon. Wea. Rev., 98, 363-374.

Palmen, E., 1949: Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. Tellus, 1, 22-31.

Palmer, C.E., 1953: The impulsive generation of certain changes in the tropospheric circulation. J. Meteor., 10, 1-9.

# A Preliminary Study on the Western Pacific Upper-Tropospheric Cold Vortex in the Warm Months of 1985-1986

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

Lai-Fa Chen      Lan-Fan Chou      Yu-Chi Lee

Forecast Center, Central Weather Bureau

## Abstract

Automated 300 mb charts of the Central Weather Bureau were reanalyzed. These together with the GMS satellite pictures as well as analyzed cloud type and cloud amount data of the Japan Meteorological Agency were used to study the climatological characteristics, synoptic conditions, and accompanied weather of the western Pacific upper-tropospheric cold vortex (cold core low) in the period of June-October, 1985-1986. The near equal frequencies of the Palmen type and Palmer type were observed in the cold vortex formation processes. The cold vortices generally moved slowly westward from their genesis region, then recurved west-northwestward or northwestward in area between 145°E and 160°E.

The mean radius of the cold vortex circulation was estimated to be 800 km. This is equivalent to a wavelength of 3200 km. An averaged life time of cold vortex was 6 days and it was longer for those originated to the east of 150°E than for those to the west. The distribution of the clouds indicated that the area of the strongest upward motion, the most unstable air, the greatest cloud amount, and the most frequent occurrence of shallow/deep convections was to the southeast of the cold vortex center. The reverse was true to the northwest. Finally, the occurrence of the low clouds and high clouds seemed to suggest that the cold vortex perhaps induced the low-level convergence and upward motion, thus enhanced the convections.