

# 冬季風暴雲型分析\*

方 力 僥譯

Lie-Shieu Fang

在噴射氣流與鋒面帶 (jet-frontal zone) 的天氣系統以及擾動裏，據要津者乃是通常所指的「冬季風暴」。亦即在西風帶中所形成的重要氣旋。這種風暴四季所有惟在冬季期間發展較大、較強，而且位置更向南移。

本文係根據每三十分鐘間距重覆影片的紅外線衛星資料來討論冬季風暴的結構和演化。風暴本身是一綜觀尺度，甚至有時尺度更大些，但它們的組成結構却非綜觀尺度。在這次綜觀尺度的空間和時間上有很多非常重要的天氣發生。使用同步氣象衛星紅外線資料，能觀察到這些較小尺度的雲型。本文旨在藉視察分析，來解釋這些類型，並瞭解它們與天氣系統的關係。其中有些部分還有待於在適當時予以合併方適合某一特定的個案，可說是集合這些點滴滴滴的知識來試行提出一種預測技術的探索。

## 一、成熟的冬季風暴雲型

利用氣象衛星資料來觀察一百個以上的冬季風暴雲型，它們皆不相同，這理由是在任一時間每一個風暴都由各部分組合而成。這是瞭解冬季風暴所伴隨的複雜雲型及彼此風暴間不同的重要概念。

一些風暴是以一個短波尺度的擾動 (short wave disturbance) 開始，而且先在任何其他的短波進入環流之前發展成為一個大的成熟風暴，這類風暴最為單純。在衛星雲圖上，它們最可能與同類及同一發展階段的其他風暴相類似。

但在大多數成熟的冬季風暴中，除了有關氣旋生成 (initial cyclogenesis) 的主要短波外，還包含一個或更多的短波擾動。事實上在任一時間，一個大的冬季風暴環流系統內有二個或三個短波擾動是很平常的。這些不完全屬於同一類型或者是在同一層面上的小尺度系統的出現對風暴的雲型及天氣的變化有很大的影響。

雖然在風暴中的雲及天氣類型經常複雜多變，而且一個風暴所展現的雲型及天氣不同於另一個風暴所展現者，但這變化並非全不規則的，而是受短波的特性，活動狀態，以及和周圍環境的關係所支配。

瞭解風暴的結構，如果僅靠它們的雲型是徒勞無功的，因此需要經由下列的途徑：(一)查驗在風暴雲型中沒有其他小尺度擾動；(二)決定這些小尺度擾

動本身的性質和活動狀況；(三)組合上述(一)、(二)的資料，來建立某一時間之風暴的合成雲系和天氣類型。

下列的討論先不考慮風暴內小尺度擾動的存在。成熟風暴的雲型比風暴發展階段的雲型差別比較少。因此我們先來討論成熟風暴的雲結構，然後加以解釋。

圖 1 和圖 2 說明成熟風暴的標準雲型。第一種型態 (稱為 A 類) 展示在圖 1 及圖 3 中，第二種型態 (稱為 B 類) 展示在圖 2 及圖 4 中。圖 1 和圖 2 僅示出兩種風暴型態的雲型，而圖 3 和圖 4 則除這

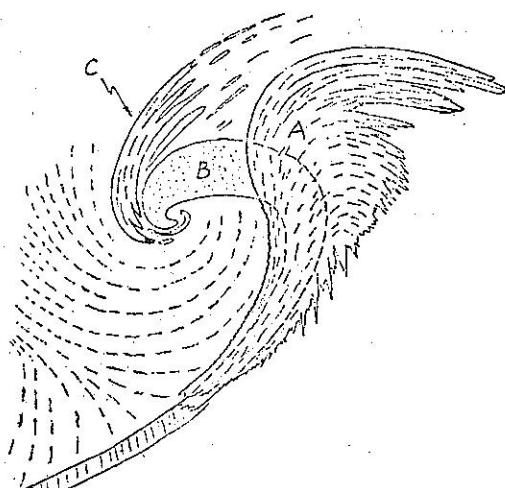


圖 1 成熟風暴的 A 類雲型

\* 本文為美國氣象局氣象衛星訓練教材 "The Structure and Evolution of Winter Storm" 之一部分，原著者為 Mr. R. B. Weldon.

兩種不同的雲型外，還將三百毫巴氣流線、噴射氣流軸和地面鋒面重疊於雲型上面。

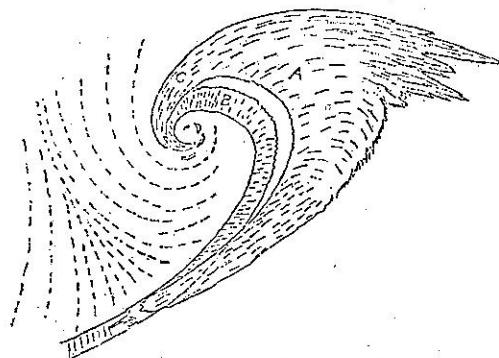


圖 2 成熟風暴的 B 類雲型

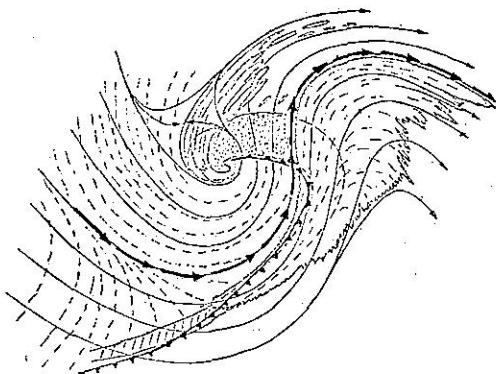


圖 3 A 類成熟風暴雲型與三百毫巴氣流線  
、噴射氣流軸及地面鋒面

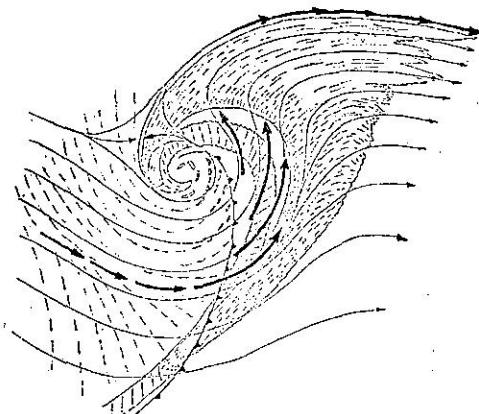


圖 4 B 類成熟風暴雲型與三百毫巴氣流線  
、噴射氣流軸及地面鋒面

這些雲型（包括 A 類及 B 類）是代表近地面或對流層中部（middle troposphere）（譬如說七百毫巴）的風暴。剛達到最低中心氣壓（lowest

central pressure）的階段。自此之後，風暴的演化常會長得更大，即中心氣壓不再更低，但是低壓的面積却擴張，而且強大梯度遠離低壓中心。

本文所用的圖解，除非註明其他的情況，旨在強調具有中層面及高層面雲頂的雲系，這種雲型的模式（models of cloud patterns）係根據最佳的紅外線觀測資料，深具代表性。

## 二、A 類成熟冬季風暴雲型之解說

在圖 1 中，標示 A 部分的雲系代表卷雲組（deck of cirrus），它通常是厚的卷層雲而且經常含有好幾層，同時它也可能包括由低層面對流所致成的雲頂和碎片雲（debris）。這卷雲組的西面和北面通常有一方明顯的邊緣（edge），這與對流層上部的斜壓帶及伴隨該斜壓帶的噴射氣流最有關係。然而，不論是直接的碎片雲或間接的高空濕氣的貯存，這類雲大多數是由對流所造成的。

標示 B 的雲系代表「過度逗點」雲型（“vorticity comma” cloud pattern）的後期雲型，這系統的一部分被斜壓帶之卷雲組覆蓋住。一般來說「過度逗點」系統的雲頂多是在中層面（middle levels）上。然而這系統經常對流很旺盛，而有許多高達卷雲高度的積雲雲頂（cirrus level cumulus tops）包含在內。這逗點雲的型態、高度和數目都比那些 A 部的卷雲組更為善變。幾乎在所有的個案中，與斜壓帶卷雲組後緣（back edge）交叉的逗點雲，多是位在一不同的低層面上。

標示 C 部分是卷雲，常比 A 部的卷雲較低、較薄。這些雲經常是以多重的帶狀及條紋狀出現，可稱為變形卷雲帶（deformation zone cirrus），在西面和北面亦展示出明顯的邊緣，同時沿着邊緣常有一清晰的較亮條紋（可能是較厚而不是較高所致）。

虛線部分代表在低層冷平流氣流場（low level cold advection flow field）內的積雲或層積雲。

橫影線區的雲是自過度逗點尾部延伸出來的，常與低層的冷鋒帶（cold frontal zone）相伴隨，這部分一般沒有旺盛的對流，它的雲頂經常比起緊在其後方的冷平流積雲（cold advection cumulus）為暖和。

圖 3 除了包括剛才在圖 1 所討論的雲型外，還

重疊了其他的資料。其中氣流線代表對流層上部（三百毫巴）的風場；粗箭頭代表噴射氣流軸（jet axis），可以視為在同一層面上氣流場的最大風速軸。

噴射氣流軸是緊靠斜壓帶卷雲組的大部分邊緣，但在噴射氣流軸的南方部分則有一更向西偏離邊緣的趨勢，這種關係並非經常如此，但可以說這是大多數標準的特徵，噴射氣流軸與卷雲組邊緣最一致的地方，一般是在沿脊線上的反氣旋部位。

另一在C區西邊的卷雲的邊緣，沿着通過氣流線雙曲線點（在這裏脊線和槽線相交）的幅合漸近線（convergent asymptote），這在第一部分中已指出，它是成熟風暴共同的特徵。由三十分鐘間距的重覆影片觀察雲的運動，我們發現雲帶的南方部分向南移動，而同一雲帶的相反端即北方部分的雲向北或東北方向移動時，這變形帶卷雲即有變形的傾向。

在噴射氣流軸與逗點雲交叉處以南的地方，逗點尾的後緣和卷雲組的後緣幾乎重合，以大尺度而言，我們可以視為一項尚屬不錯的規則。但注意圖中所示逗點邊緣的後部稍微要超越卷雲邊緣。雖然從一個風暴到另一個風暴（或在一風暴內隨着時間的變化）這種關係會有不同的變化，而在這裏故意以這種方式畫出，來顯示這種具有代表性的特殊模式，換句話說，噴射氣流軸與逗點雲交叉點以南的中層鋒面（middle level front）是在高層鋒面（high level front）的東方。

注意圖上畫着一道鋒面符號，它是代表地面的鋒面位置，它沿着逗點雲後緣一段相當長的距離，雖然卷雲組的後緣也接近部分的鋒面，但鋒面並不沿着卷雲組的後緣。總而言之，地面的鋒面位置與逗點雲型的後緣比較有關。

沿着鋒面帶更往南看，地面鋒由下面橫越中層逗點雲的尾端和低層鋒面帶的雲系，最後延伸至風暴南方位於鋒面帶雲的前緣。惟地面鋒中的實際位置有時可能比圖中所展示的稍有差距。總之，它是在逗點雲尾部的下方和後緣的東方。

### 三、B類成熟冬季風暴雲型之解說

第二種成熟冬季風暴的雲型展示於圖2上，而此類雲型與其他重疊的資料則展示於圖4裏。兩種風暴間的主要不同是在卷層雲組，即在斜壓帶卷雲副的結構。A類的風暴它的卷雲組的後緣由上面橫

越較低層的逗點雲，而B類的風暴則不同，取而代之的是它的卷雲組後緣包繞着環流中心（circulation center）（不是完全地僅在西北邊或西邊包繞），而且它在氣流場雙曲線區的地方與變形卷雲帶合併。

注意圖4中之噴射氣流軸位置，它在B類的風暴類型中，脊線有包繞着低壓更多的趨勢，同時噴射氣流不橫越脊線，取而代之的是反時鐘方向的強風紧跟在卷雲邊緣後面，而形成一寬廣的強風帶。

假設在這個區域裏，繪一噴射氣流軸，它將可能大略地經由所示的粗箭頭而延展，因此這噴射氣流軸對氣流線有一斜角，而顯著地橫越等高線，從高氣壓處到達低氣壓（或高度）處。風速在脊線處有顯著的減弱；沿着脊線北邊的卷雲邊緣，另有一支噴射氣流。

在卷雲邊緣後方的渦度逗點，即圖2中標示B部分，它的雲頂比卷層雲組較低，這是許多種B類風暴的典型，但逗點雲並不一定在卷雲邊緣的後方，在有些個案中，逗點雲的後緣和卷層雲的後緣會重合；或者逗點邊緣僅僅是稍為落後一點，而有一部分的逗點雲顯現出來。

在B類風暴發展的階段中，斜壓帶卷雲有比中層逗點雲移動得較快的趨勢。因此隨着時間的進行，逗點將由卷雲後緣的下方出現。整個逗點雲將會出現使得在這兩系統的較高、較冷的雲中有一條溝界或長縫出現。

這種高層卷雲邊緣的流出而超越中層逗點雲的趨勢，甚至可向下伸展至低層的大氣中；因此地面鋒位置如圖上所繪更為落後。這種情況雖然不是經常如此，但它是相當普遍值得注意。

從截至目前在這方面所看到的，我們必須說，對流層上部的卷雲邊緣流出超越中層逗點雲的情形，比中層逗點雲流出而超越地面鋒的情形更為普遍。

通常在卷雲組的下方將會發生大雨和對流，有的甚至發生在逗點雲出現以後。繼之，對流性降水發生在逗點雲上或在逗點雲中，即使在秋冬期間此處的對流也能引起大雨，而在春天期間則可能發生劇烈的雷雨。至於在地面鋒位置當可能有更多的對流性降水發生。

在圖4中沿着鋒面帶更向南看，卷雲組的後緣漸漸地接近逗點雲尾部的後緣。同時地面鋒由下面

橫越兩種雲系的邊緣位於鋒面雲帶前緣。自垂直方向觀之，一個連續的斜壓帶的坡度，在鋒面帶的北方部分隨高度之增加往前傾斜，而在南方部分則是向後傾斜。

充分的例證顯示：顯著的斜壓帶（密度梯度）存在於對流層部的逗點雲後緣和對流層上部的卷雲組後緣。但尚未能確定它們是否各為一連續斜壓帶的一部分，抑或是在垂直方面，分離成為不連續（目前兩者都有可能，通常這系統開始是呈一連續帶，然後由於局部垂直運動的改變，於是形成分離而不連續的部分；當有山岳障礙牽連在內時，這類變形可能相反地進行即先分後合。）

隨便那一種個案，在風暴之鋒面地區，有關雲層邊緣，經常相互地交叉，就像圖 3 和圖 4 所展示的情形一樣，有時它們也以其他的方式交叉，但畢竟不是經常出現。

#### 四、問題與評論

為什麼會有兩種不同型態的成熟風暴？對於這個問題，目前雖無確切的解答，但是相信這兩種不同的類型乃代表垂直發展不同的程度。換句話說，B 類型代表一種在大氣中已經發展得較深或較高的風暴，它在對流層上部的脊線和暖空氣已包繞了氣旋式的環流。

由此言之，在冬季風暴發展階段中，B 類較 A 類更為成熟。有些大的風暴實際是由 A 類的結構演化至 B 類的結構；而其餘未經這樣演化過程的風暴，也可以解釋是這些風暴祇因沒有足夠長的時間來繼續它們的發展。

但事實上由同一類氣旋生成的一些風暴常能直接地發展成為 B 類風暴的結構，這個事實並不否定了 B 類風暴是一發展較深的風暴的觀念，需另行討論。

在圖 3 或圖 4 中未曾指出地面的暖鋒，最主要的一個理由是不知道在何處來置放暖鋒。風暴附近的地面的暖鋒經常很困難（或不可能）在衛星雲圖上定位，主要的是因為廣泛而深厚的卷雲覆蓋着這個地區，有時伴隨暖鋒的低雲，它向內延伸而趨向中心。有些時候當卷雲很薄時，在可見光雲圖上才能夠偵察到接近風暴中心的低層暖鋒雲。

省略暖鋒的另一個理由，假如我們描出了地面暖鋒，則囚錫鋒也要介紹，同時還引出了上滑性 (upglide) 或侵佔性的 (overrunning) 降水問題。

總而言之，暖鋒亦具重要性，伴隨暖鋒的風變、低雲幕和低能見度都是很重要的，只因限於瞭解，目前還沒有辦法好好地來應用衛星資料至成熟風暴附近的暖鋒方面。