

---

## 第五章

---

# 氣團和鋒面

---

5-1 氣團

5-3 氣旋

5-2 鋒面

5-4 反氣旋

中、高緯度地區的天氣大致是幾天晴，接著又是幾天陰雨；變化似有週期，但又不像月之盈虧般有規律。從前靠天吃飯的農人、漁夫憑經驗，多少可以預測未來的天氣動向。此後歐美人士普遍使用一種「晴雨計」來預測風暴的來去，也有相當的準確性。但是，直到第一次世界大戰後，才由挪威學派的氣象學家提出一套有系統的氣旋學說，為現代化的天氣預報奠定基礎。其中包括四個基本概念，就是本章要敘述的**氣團**、**鋒面**、**氣旋**和**反氣旋**。

氣團是指物理性質（氣溫和濕度為主）在水平方面相當均勻的一大團空氣。所謂「大」是說涵蓋至少在二千公里範圍以上，而「相當均勻」是說內部的水平變化很小，比起兩個氣團交界處的變化要小得多。鋒面就是這種交界區域，在數十公里的短距離內，卻有顯著、迅速的變化。沿著鋒面，冷、暖性質不同的氣團把位能轉換成動能，水平、垂直環流都增強，很容易生成移動性的氣旋，也就是通常帶來壞天氣的低氣壓中心。圍繞高氣壓中心的環流和天氣，正好和低氣壓相反，故稱反氣旋，它又和氣團形成有關。所以氣旋和鋒面，反氣旋和氣團，相互之間都有連鎖關係，為行文方便，本章分成四節討論。

# 5-1 氣團

## 5-1.1 氣團源地

空氣在一地滯留日久後，將逐漸受地表影響而獲得其溫度及濕度特性。如果這塊地區相當遼闊而溫、濕性質均勻，例如熱帶洋面，或北極覆雪地面等，它就有資格被稱為製造氣團的源地。

因為反氣旋涵蓋地區遼闊，低層氣流輻散，有利於空氣性質的均勻化，故除赤道輻合帶外，氣團源地都由大型反氣旋所盤踞。



圖 5-1 冬季氣團源地，箭頭代表平均地面氣流。

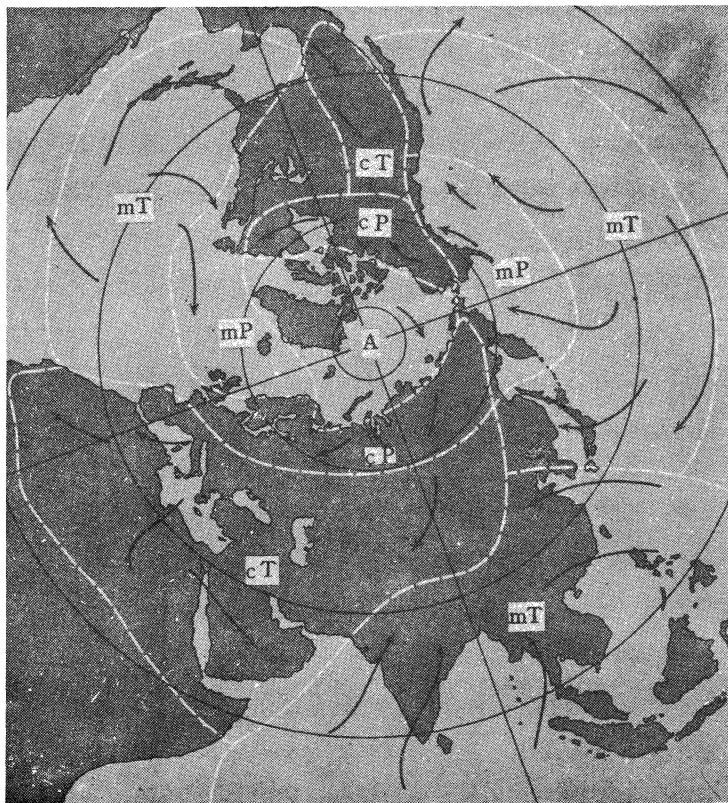


圖 5-2 夏季氣團源地，箭頭代表平均地面氣流。

地表的冷、熱和緯度高低有關；乾、濕則和海陸有關。氣象學家用下列字母分別表示緯度和海陸之不同：

- |   |          |   |         |
|---|----------|---|---------|
| A | 極圈（極冷且乾） |   |         |
| P | 極地（寒冷）   | c | 大陸性（乾燥） |
| T | 熱帶（溫暖）   | m | 海洋性（潮濕） |
| E | 赤道（極熱且濕） |   |         |

兩邊組合起來，便有下列這些不同氣團的符號：

- |    |        |    |        |
|----|--------|----|--------|
| cP | 極地大陸氣團 | mP | 極地海洋氣團 |
| cT | 熱帶大陸氣團 | mT | 熱帶海洋氣團 |
| cA | 北極大陸氣團 | mE | 赤道海洋氣團 |

在天氣圖上都用上列符號表示當地所屬氣團的種類。

季節對於地表溫度當然也有影響，尤其在陸地上，其影響甚至比緯度影響更大。所以氣團源地也應隨季節而作修正。

現在以北半球為主，並分冬、夏兩季，用圖 5-1 及 5-2 表示各種氣團的源地所在。赤道氣團在熱帶海洋氣團之外緣，大約和熱赤道位置相符。幾種主要氣團的性質則在下節予以介紹。

## 5-1.2 氣團性質

下面選擇東亞地區出現頻繁的氣團為例，作一說明。

### 一、極地大陸氣團 (cP)

源地在西伯利亞或蒙古。該地區冬天氣溫極低，且大部分為冰雪覆蓋。故 cP 氣團溫度、濕度皆低，而且地面有逆溫層，十分穩定。夏天退縮到 60°N 以北，但低層氣溫大為增暖，所以變得不太穩定。

### 二、熱帶海洋氣團 (mT)

源地在開闊洋面的副熱帶高壓帶上，範圍甚廣，大部分太平洋、大西洋全年都被 mT 氣團所籠罩。在近洋面的低層空氣，溫度、濕度皆高且水平分布均勻。但高壓東、西部的雲則不一樣，東部穩定而西部不穩定。

### 三、赤道海洋氣團 (mE)

夏季赤道輻合帶北移。這種溫高、濕重、極不穩定的空氣，在亞洲可隨季風環流北上，甚至深入我國內陸腹地，常有地形雨和雷雨發生，是我國夏季雨量的主要來源。

## 5-1.3 氣團的變性

氣團一旦移出源地，其性質就會隨所經地面而改變，尤其低層的穩定度很快便會受到影響。例如經過暖地面時，氣團底部受熱而變得不穩定；反之，暖氣團經過冷地面時，底部受冷而變得穩定，隨著出現的天氣類型因而也迥然不同（見 2-5.3 節）。

圖 5-3 是一幅衛星雲圖，可以作為 cP 冷氣團變性的典型例子。北

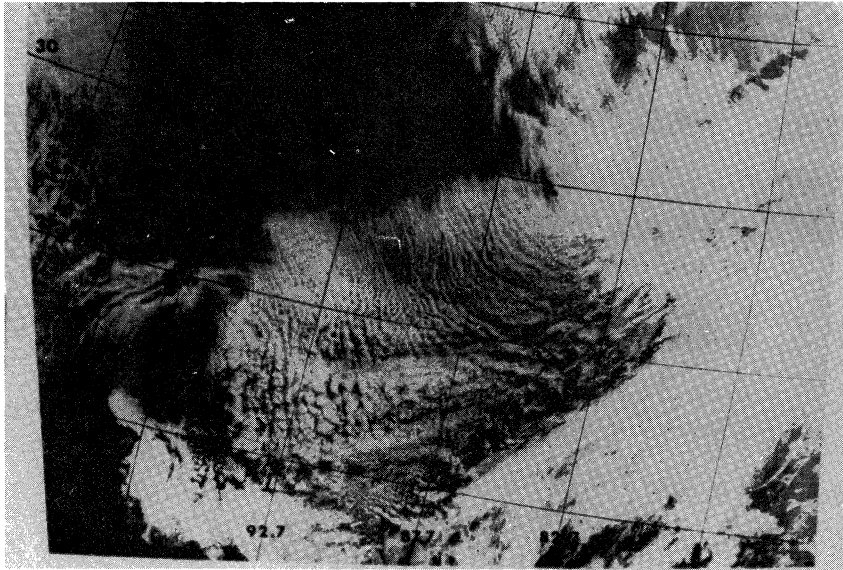


圖 5-3 cP 氣團出海後成為變性氣團，底部受熱，水汽增加，低層不穩定而在海面廣大地區生成積雲。

美洲的極地大陸氣團從美國南部抵達溫度、濕度都很高的墨西哥灣海面後，底部立刻受熱，同時自海面吸收水汽，本來穩定的直減率大增而變為不穩定，因此發生對流而生成大片積雲，在圖中清晰可見，與大陸上的碧空無雲，形成鮮明對照。亞洲的蒙古高壓出海後，其變性情形與之完全相同，請參閱圖 7-8 黃海、東海上的大片積雲區。

事實上，東亞大部地區冬季都在變性極地氣團（NcP）控制之下，參閱圖 5-1 便知此一地區屬於 cP 和 mT 氣團源地間的過渡區域，cP 氣團經過變性成為 NcP 氣團後，終將併入副熱帶高壓而轉變成 mT 氣團。

促使氣團變性的因素固以熱力方面為主，即底部受熱（或受冷）及水汽加入（或除去）為最重要；但也有一部分是動力方面的因素，例如渦流及對流的混合作用等。

#### 5-1.4 我國的氣團

由於我國深受季風環流影響，活躍在冬、夏的氣團大不相同。所以必

須分開敘述。

冬半年我國都是在蒙古反氣旋盤踞之下，可說只受  $NcP$  一種氣團的影響，但由於旅經路線不同，又可分為兩類如下：

### 一、陸上變性 $cP$ 氣團：

雖然底部受熱，直減率增大，但水汽含量並未增加；所以低空雖不穩定，仍不致生成雲雨，能見度特佳。至於高空更因維持  $cP$  氣團原來的小直減率而絕對穩定。總之，這種氣團內的天氣良好，僅在晚間可有輻射霧或層雲，日出即消散。風強時在華北常有沙陣、塵暴等天氣，形成視障。這種氣團如果直接南下到達臺灣，也可帶來一兩日這種好天氣。

### 二、海上變性 $cP$ 氣團：

經過海上變性的  $cP$  氣團，各高度上的溫度、濕度都比陸上變性者為高，到達臺灣的多屬這種氣團，低層空氣內含水汽量很高，故一遇地形擡升便形成雲雨，已見 4-5.2 節所述。我國東南沿海以至中南半島東岸，情形亦相類似，常有細雨迷濛的天氣，雲底很低，但雲層不厚，飛機穿出雲層以上仍是良好天氣。

冬季控制我國地區的氣團除  $NcP$  外，偶然亦有  $NmT$  侵入臺灣、華南地區，此時呈現反常的溫暖天氣，潮濕而多雲。此外，源於青康藏高原的  $cT$  氣團也可伸入雲南高原一帶，天氣暖而乾燥。

夏半年活動在我國的氣團以  $mT$  為主，但登陸後都變性成為  $NmT$ ，地面氣溫增高而水汽含量則大為降低。即使如此，下午仍舊容易產生對流雨，和  $mE$  同樣是我國夏季雨量的主要來源。至於  $mE$  氣團的溫、度與濕度更高，常在盛夏、秋初隨颱風入侵華南、華東、臺灣等地區，不但帶來豐沛雨量，甚至豪雨成災。

---

## 習題 5-1

---

- 試述下列各地區冬季應在什麼氣團控制下： a. 格陵蘭， b. 印度， c. 夏威夷羣島， d. 北非， e. 蘇格蘭， f. 印尼羣島， g. 我國東南沿海。

2. 蒙古高壓盤踞的區域屬什麼氣團？當它南下到達臺灣時，可能變性為那兩種性質的氣團？

---

---

## 5-2 鋒面

### 5-2.1 不連續面

夏天從冷氣室走到室外，空氣的溫度當然迥然不同，這兩種冷暖不同空氣之間的交界面是人為的牆壁。在大自然界兩個不同性質氣團之間是否也有一道無形的牆呢？

這正是挪威學派把「**鋒**」這個軍事名詞借用到氣象中來的本意。原來是兩國兵團列陣對壘的前「**鋒**」，現在借喻為兩個氣團交綏的「**鋒面**」。以此為界，兩方的物理性質不論溫度、密度、風向、風速都截然不同，所以這是一個**不連續面**。但大氣明明是連續性流體，中間又沒有玻璃相隔，不可能發生真正的不連續現象。事實上，兩個氣團遭遇時，其間定有一段過渡地帶，寬度自數公里到 20 公里不等。換言之，這道無形的牆，實際上應有厚度，不過以綜觀尺度的觀點看，氣團廣被數千公里，急遽變化的過渡帶卻只有十來公里，因此不妨視為不連續了。

圖 5-4 是這種不連續面的示意圖。假設北方來的 cP 氣團和南方的 mT 氣團遭遇，較重的冷空氣將楔入暖氣團之下，形成傾斜的交界面 BCGF，暖空氣則沿此面向上滑升，因而產生大量凝結作用，形成雲雨的天氣。

鋒面的坡度 ( $\tan \alpha$ ) 很小，但也不會像密度不同的液體相遇時立刻調整成水平的界面，譬如水和油一樣。這是因為兩種空氣間的平衡不只重力一項，還有科氏力介入的緣故。

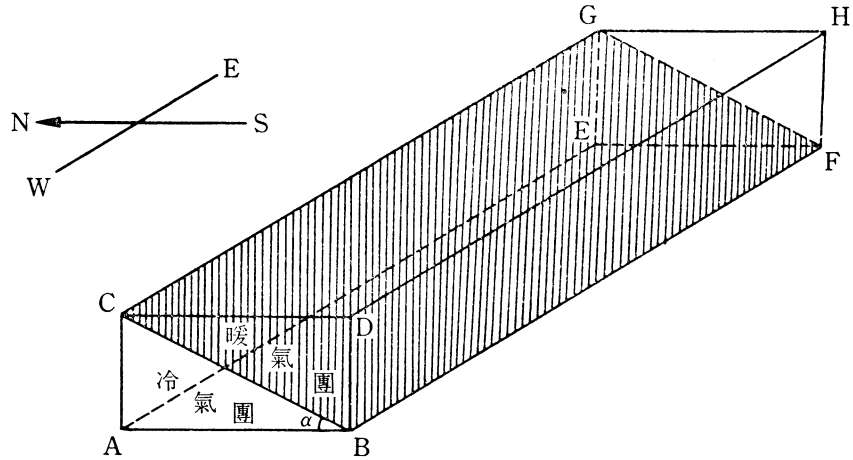


圖 5-4 鋒面是兩個氣團的交界面 BCGF，也是物理性質的不連續面。

我們常看到天氣圖上繪有代表地面鋒位置的一些線條，那是鋒面和地平面的交線，或如圖 5-4 中的 BF 線，也是氣團推進時在地面上的前緣線。實際上它當然也有寬度，但在比例尺通常很小的天氣圖上（例如 1:12,000,000），鉛筆線的粗細就已相當於過渡區的寬度了。

BF 線的兩方氣溫相差既很懸殊，等溫線一定會密集在它的附近，這可以作為鋒的另一種定義。

### 5-2.2 鋒的分類

地面鋒可以根據冷、暖气團運動方向分為四種，以下配合圖 5-5 逐一說明：

- 一、冷鋒：冷氣團推進，地面暖空氣區域漸由冷空氣所取代，如圖 a。
- 二、暖鋒：暖气團推進，地面冷空氣區域漸由暖空氣所取代，如圖 b。
- 三、滯留鋒：冷、暖气團對峙，互不退讓，如圖 c。

四、凸錐鋒：冷鋒前進速度較快，趕上暖鋒，楔入暖鋒之下，如圖 d，而使原在地面的暖空氣被迫騰空。



注意本節所有附圖，涉及垂直比例時都大為誇張，真實的冷鋒坡度平均在  $1/50$  到  $1/150$  之間，暖鋒在  $1/100$  到  $1/300$  之間。至於各種鋒面上的典型天氣將在下節內和氣旋合併討論。

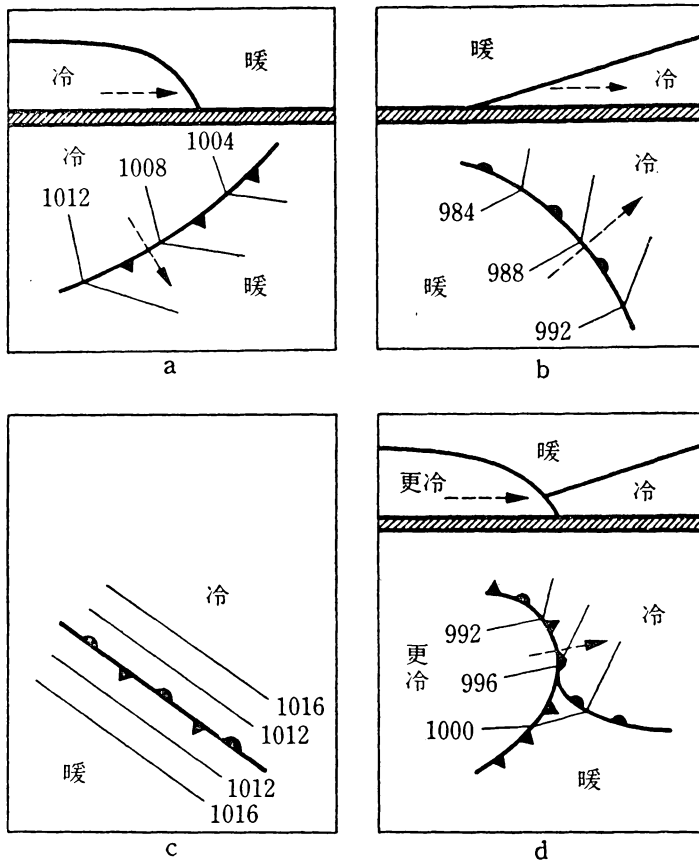


圖 5-5 四種不同的地面鋒。a.冷鋒， b.暖鋒， c.滯留鋒， d.囚錮鋒。箭頭表示鋒面推進方向。a、b、d三圖上方所附為循箭頭方向的縱剖面圖，穿越滯留鋒的縱剖面圖與暖鋒相似。

### 習題 5-2

1. 冷鋒和暖鋒的主要區別何在？
2. 典型的地面冷鋒（如圖 5-5 a）過境前後，風向應如何轉變？

3. 試比照圖 5-5 b 繪出另一型式囚錮鋒平面及縱剖面結構大意。(冷鋒趕上暖鋒, 但暖鋒前的冷空氣更冷, 冷鋒勢將爬在暖鋒面之上。)

## 5-3 氣旋

本節所討論的氣旋限於發生在熱帶以外地區的低氣壓, 與下章的「熱帶氣旋」基本上性質不同。故嚴格而言, 應冠以「溫帶」兩字稱為**溫帶氣旋**以示區別。

從西元 1918 年挪威氣象學家畢雅尼創立「氣旋模式」以來, 氣旋和鋒面便被廣泛應用在天氣分析與預報的理論和實務方面。其後因為高空觀測和氣象理論的進步, 雖然略減此一學說的「全能性」光輝, 然而它的主要觀念仍被現代大氣科學界所接受, 尤其對初學者而言, 更是簡明實用。我們就從氣旋的生命史開始說起。

### 5-3.1 氣旋的生命史

氣旋從鋒面上的擾盪開始, 經過初生、成長、減弱以至消失, 有它的生命歷程, 週而復始, 循環不已。同時因為它跟著高空西風氣流移動, 支配著中、高緯度地區的天氣變化。

下面以圖 5-6 配合說明一個北半球典型氣旋的生命四階段:

**一、新生期:** 在冷、暖氣團對峙的滯留鋒上(如圖 A), 生出一個波狀曲折。暖氣流(空心箭頭)開始推向冷空氣方面, 氣壓在波尖處開始下降, 逐漸形成封閉低壓中心及氣旋式環流(如圖 B)。

**二、成熟期:** 氣壓繼續下降, 反鐘向氣旋式環流加強(如圖 C)。暖空氣在氣旋東部滑行在冷空氣之上, 成為暖鋒。冷空氣則在西部切入, 推

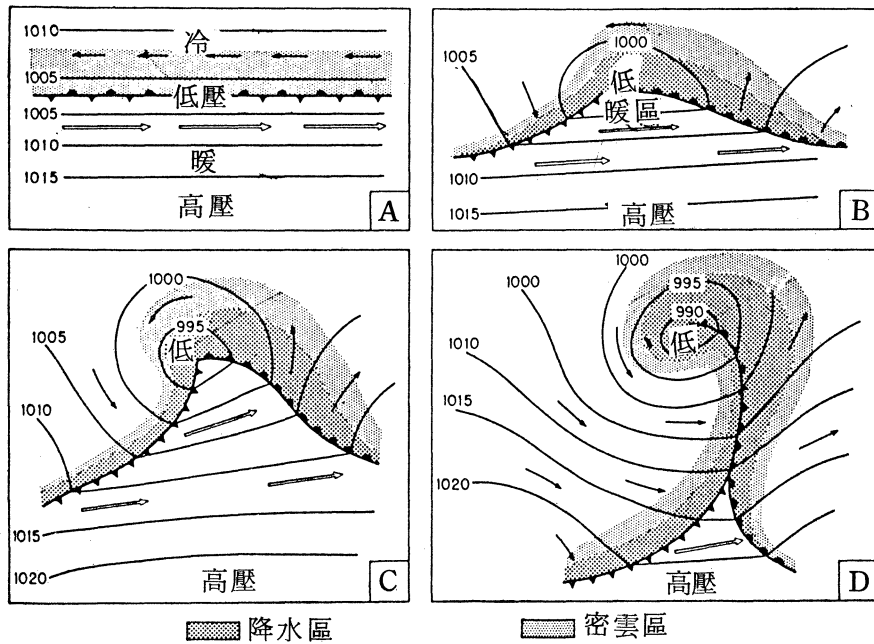


圖 5-6 氣旋生命史的各階段，說明見課文。

動暖區的空氣前進，成爲冷鋒。

**三、囚錮期：**冷鋒的進行速度較快，趕上暖鋒，把暖區的空氣擠升到空中，脫離地面，完成囚錮過程，出現囚錮鋒（如圖D）。囚錮初期是氣旋發展的巔峯時期，此後位能都已轉變成動能，後繼無力，氣旋便開始步入生命的最後階段——消散期。

**四、消散期：**暖空氣全部被擡升離地，地面暖區消失，都被冷空氣所取代，剩下一團冷空氣漩渦，氣旋式環流和上升氣流隨之減弱，終於整個氣旋消滅。

上述循環過程另以立體圖解表示，如彩色圖版三，俾增了解。

所有溫帶氣旋都是移動性的，一般而言，都朝東北移動，可是移速出入很大，從每小時 12~75 公里不等。所以氣旋的天氣雖有模式可循，但因移速及強度都有變化，仍使氣象人員不易把握，造成天氣預報的困難。

### 5-3.2 氣旋和鋒面天氣

溫帶氣旋和鋒面系統是兩位一體的。當暖空氣上升到冷空氣上面時，就會絕熱冷卻而把它所含的水汽凝結形成降水。圖 5-6 中的陰影區域代表與各種鋒面相伴的理想雲雨帶，以成熟期的圖 C 為例，我們知道一個氣旋內的天氣分布並不對稱，而是集中在暖鋒前和冷鋒後的區域。但圖 5-6 只表示出天氣區域的平面分布，我們再用縱剖面圖來看冷、暖鋒面前後的天氣現象，以便獲得一個立體觀念。圖 5-7 A 及 B 分別是正交於地面冷鋒、暖鋒的縱剖面圖。

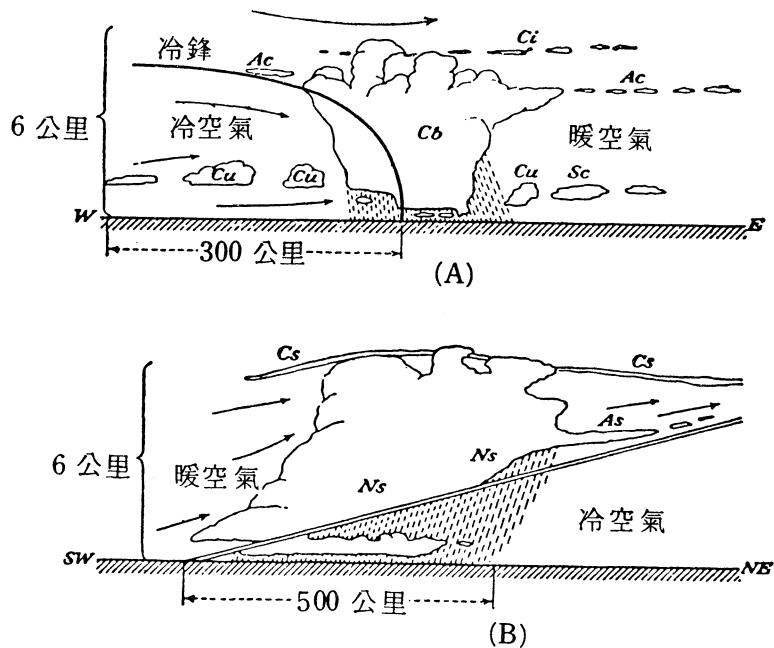


圖 5-7 成熟期氣旋的冷鋒(A)和暖鋒(B)縱剖面圖，顯示天氣分布的理想型式。

注意觀察 A、B 兩圖，可發現冷鋒和暖鋒由於坡度以及暖空氣上滑方向之不同，所產生的天氣型式也不一樣。

#### 一、冷鋒：

坡度較陡，故鋒前暖空氣被猛烈擡升，易生積雨雲，降水強度大。但因鋒面高空的西風有下滑趨勢，常把上述天氣現象局限於地面鋒位置前後一條狹長地帶內。對於地面某固定點的觀測者來說，伴隨冷鋒而來的天氣往往劇烈而短暫。冷鋒過境後，當地天氣在冷氣團控制下大都立刻轉晴，或僅有少數積雲（參閱圖 5-3 衛星雲圖右下方的冷鋒雲系）；氣溫的明顯下降和風向的轉變當然也是冷鋒過境必有的現象。

## 二、暖鋒：

暖鋒坡度遠較冷鋒為小，沿鋒面上滑的暖空氣緩緩上升，涵蓋面極廣；所以生成的雲狀多屬層性雲（除非暖空氣本身十分不穩定），降水強度不大，但持續時間很長。因為氣旋大概都向東北移動，故當氣旋接近某地時，首先遭遇的總是暖鋒天氣。當地觀測者在地面所見的雲系和天氣應該像圖 5-7B 自右到左的順序：西南方出現卷雲，逐漸變密降低成為卷層雲、高層雲，然後更變厚降低成為雨層雲，同時降水開始，並在鋒面下的冷空氣中生成襤褸狀的碎層雲。因此老農或水手常能藉上述現象預測壞天氣的來臨。例如我國俗諺「天上掃帚雲，三日雨淋淋。」就是說卷雲、卷層雲出現後，暖鋒雨跟著就會來臨的意思。西方各國也不乏這一類天氣諺語。

## 三、囚錮鋒：

囚錮鋒的天氣應該是冷、暖鋒天氣的聯合，其理想的雲雨區可參見圖 5-6D。但實際情況十分複雜，故此處不討論其剖面圖的細節。

至於滯留鋒的情形和暖鋒相似，只是天氣持續的時間較暖鋒更長而已。

### 5-3.3 氣旋的生成

氣旋學說認為溫帶氣旋的生成是由鋒面波開始，當波幅增大時（如圖 5-6B、C），空氣形成氣旋式環流，根據風和氣壓的相互調整關係，波峯尖頂處自然成為低壓中心。同時由於摩擦作用，空氣向中心輻合，產生上升運動而使低壓加深，於是氣旋不但生成，並能繼續增強，直到囚錮期為止。

此外，有一種氣旋雖生成於溫帶，但其中並無鋒面系統存在，例如大陸夏季地面受熱過甚，而生成的熱低壓，純因低層空氣膨脹上升，至高空外流（輻散）而成。所以它們既不移動，也少有天氣現象，甚至連雲都沒有，在天氣圖上很容易辨認。

另有一種情形是：西風越過山脈後，在其背風面生成氣旋，因其理論較深，不擬在此討論。不過它一旦形成後，常會移出生成地區，遇有鋒面時即能充分發展為溫帶氣旋。最典型的例子在美國落磯山脈以東的科羅拉多州。西藏高原以東也能產生這種效應，而在華南地區生成氣旋。

#### 5-3.4 我國的氣旋活動

因為鋒面常在特定有利區域內發生，氣旋的生命又相當規則化，所以第一次世界大戰後，各國學者都就本地區的氣旋活動加以統計分析，並就平均路徑分門別類，或計算其出現頻率等。今歸納我國氣象學者研究東亞溫帶氣旋所得，擇要介紹特性四點如下：

- 一、氣旋出現最高頻率在三、四、五月分，最少在八、九、十月分。
- 二、氣旋路徑主要可分四類：北方的蒙古類、華北類，南方的長江類、東海類。（見圖 5-8 及說明）

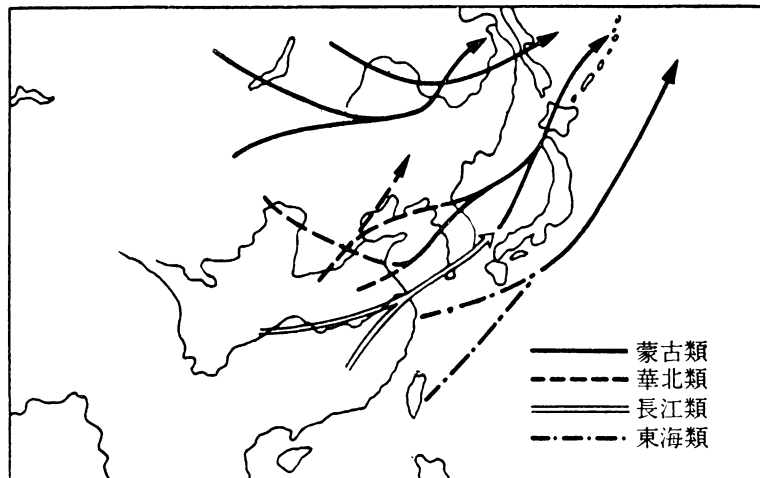


圖 5-8 東亞氣旋主要路徑圖

三、不論何類氣旋，必須到達內蒙以東、東北九省，或在東海地區才會適度發展。

四、移速以冬季最快，夏季最慢。平均一天可走 8～9 個緯度距離（約當 40 公里／時），但個別差異很大。

東海類偏南，在臺灣以東或東北方近海生成的氣旋，常另稱為臺灣低壓類。據調查其生成頻率集中在冬、春兩季，而以三月分爲最高。有利於臺灣低壓發生的條件如下：

一、東北季風減弱，大陸移動性高壓自黃海出海移到琉球洋面，使該區風向轉爲東南。

二、高空有低壓槽移近。

三、臺灣東方海水溫度偏高。

此類低壓生成後，都循暖洋流（黑潮）路徑向日本方面迅速移出，造成臺灣北部陰雨天氣，但最多一、兩天便已遠颺。

長江類及東海類氣旋都從臺灣以北通過，且多在發展初期，所以不會出現暖鋒或囚錮鋒天氣，只有冷鋒過境和滯留鋒徘徊不去，是使臺灣地區天氣惡劣的主要因素。後者常造成持久性的陰雨天氣，有時可連續十餘日之久。滯留鋒雖以冬季爲多，但在五、六月間橫亙臺灣地區的滯留鋒會造成梅雨期，帶來充沛雨量，如果雨量過於集中時亦常造成水災。

---

### 習題 5-3

---

1. 氣旋中心在一地稍北處移過，請問該地的風向將如何轉變？
  2. 試以高空輻合的觀點解釋爲何冷鋒過境後天氣很快轉晴。（參考圖4-7左邊部分）
  3. 氣旋發展到囚錮期後便盛極而衰，這是什麼原因？
  4. 試繪一南半球的成熟期氣旋模式圖，並表示出冷鋒、暖鋒位置，暖區所在，以及環流方向。
-

# 5-4 反氣旋

上章提到的副熱帶高壓是半永久性的反氣旋。例如太平洋副熱帶反氣旋，終年停留在北緯二、三十度附近洋面上。在夏季對華東、華南地區的天氣影響很大，帶來穩定而炎熱的晴朗天氣（颱風路徑深受它位置的影響，將在下章敘述）。

但本章要討論的是另一種反氣旋，它和溫帶氣旋相偕在中、高緯度地區活動不已，主宰著冷季的天氣變化，一般稱為移動性反氣旋。

## 5-4.1 移動性反氣旋

所有移動性氣旋的結構、生命史大致都相差不遠；相對而言，移動性反氣旋卻不規則得多，不論大小、形狀、強度、路徑、生命期等，相互間常有很大出入。

實際上，它們就是在冬半年生成的極地大陸性冷高壓，全由冷空氣所構成，但厚度很淺，不超過 3,000 公尺。就亞洲而言，盤踞蒙古高原的強大冷高壓往往滯留不動，生成在裏海以北的冷高壓則先往東，到中國後再向東南移動，然後在華東出海，逐漸變性而併入太平洋高壓，終於成為熱帶海洋氣團。

反氣旋區域內天氣通常都很良好而寒冷，變性後底層較不穩定，雲量增多。至於臺灣區冬季天氣都受 NcP 氣團影響的情形已見 5-1 節內所述。

## 5-4.2 寒潮

**寒潮**（俗稱**寒流**）是大陸冷高壓驟然南移的特殊情形，在冬季亞、美



大陸屢見不鮮，爆發週期約在四至八天左右。來自北方的極冷空氣加速潰流的結果，除使前緣產生激烈冷鋒天氣，如強風、陣性降水、沙暴、塵暴之外，最大特色就是氣溫猛降，一日內可降  $10^{\circ}\text{C}$  以上。所以寒潮的定義便是根據氣溫的低降率而定，而且因地區而異。例如臺灣現行規定：兩日內最低溫度降低  $4^{\circ}\text{C}$  以上就稱為寒潮，降低  $6^{\circ}\text{C}$  以上則稱強烈寒潮。

北美洲因山脈縱走，寒流南下時得以長驅直入，氣溫劇降，加以風狂雪暴，使寒潮的程度遠較亞洲為烈。如西元 1982 年一月中旬，寒潮反復

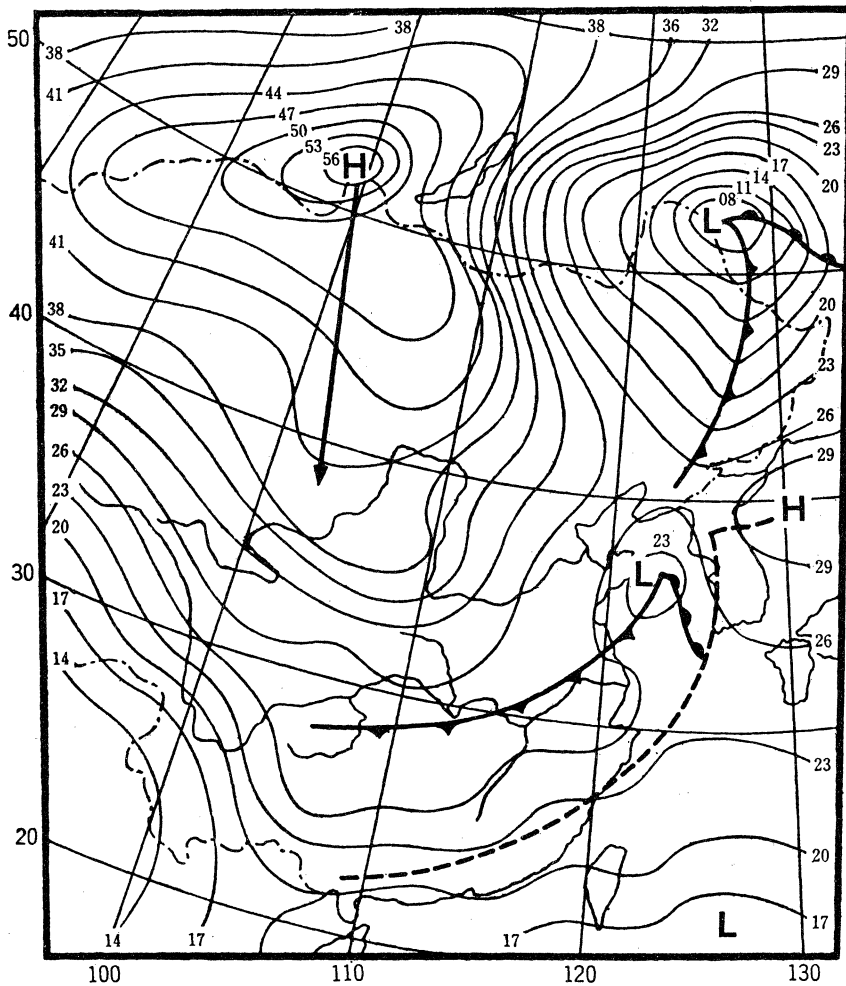


圖 5-9 引起寒潮爆發的地面天氣圖形勢 (民國六十八年十一月二十一日 0000Z)，箭頭和斷線分別表示二十四小時後高壓及鋒面抵達位置。

爆發，大湖區域最低氣溫竟低至  $-73^{\circ}\text{C}$ ，打破百年紀錄，全美寒害損失達美金 30 億元之巨。

引起寒潮爆發的有利條件，可分地面及高空兩方面：

一、冷高壓前方的氣旋發展極盛，導致強盛經向氣流，牽引高壓南下，如圖 5-9 所示。

二、高空 500mb (約 6,000 公尺) 以下各層出現顯著西北風，產生駛流作用，引導地面高壓往東南移動。

---

### 習題 5-4

---

1. 試述反氣旋區域天氣良好的主要原因。
  2. 寒潮南下時，為什麼必有冷鋒為之前導？
  3. 試簡述寒潮通過後 a. 華北， b. 渤海、黃海， c. 臺灣北部地區的天氣特色。
- 
-