

大 氣 的 運 動

4-1 風	4-4 大氣環流
4-2 影響空氣流動的力	4-5 季風
4-3 氣壓和風的關係	4-6 局部環流

前面兩章我們討論了輻射、溫度分布、水汽現象等以大氣熱力性質爲主的問題，本章要介紹的則屬大氣的動力性質。其實大氣運動的終極目的主要仍在輸送熱量（當然也輸送水汽、動量等其他性質），以達到熱平衡。動力和熱力性質並非不相關的兩個問題，分別討論只是爲了方便而已。

這裏先提出幾點基本認識，然後分六節引申。

一、風就是空氣水平運動所造成的現象。運動包括垂直和水平方向，但地球上的空氣在絕大多數空間、時間內都作水平運動，也就是習慣上風的定義。

二、運動的尺度大小不等，應該加以區分，才便於分析、研究。一般來說，大尺度系統是大氣科學家致力最多的一個範疇。

三、大氣運動的法則適用牛頓運動定律。但大尺度運動必須考慮地球自轉影響在內。

四、作用於大氣的各力，通常都趨於平衡狀態，故地球上風的加速度很小，大尺度系統尤其如此。

五、驅使大氣運動的根本原因，固屬熱量不勻，但風和氣壓的關係更直接、密切，而易於理解。

4-1 風

4-1.1 大氣運動的尺度

大氣運動的空間、時間規模大小不等，我們稱為運動的**尺度**。地球大氣中經常存在各種不同尺度的運動，小自牆角的旋渦，範圍很小而倏生倏滅；大至水平範圍廣達一萬公里，能維持一週左右的氣壓系統。圖 4-1 表示常見大氣現象所屬的尺度等級。

畫分尺度的用意是在研究上的方便，因為屬於同級尺度的大氣現象，可以針對其特性作一些簡化假設。例如大尺度運動可以認定它沒有垂直加速度；但中、小尺度運動既伴有強烈垂直氣流，就不能作此簡化。另如小尺

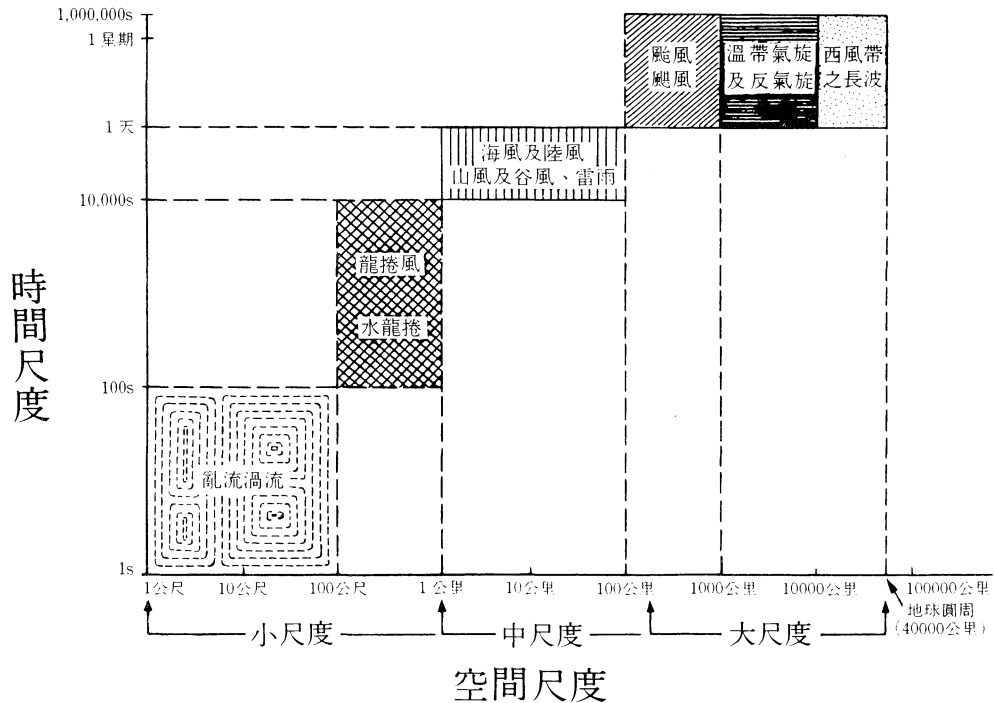


圖 4-1 大氣運動的尺度等級

度運動可以不必考慮地球自轉的影響，所以每種尺度的運動都有它特殊的簡化條件或者複雜問題。

一、綜觀尺度

圖 4-1 內將空間尺度畫分為小、中、大三級，其中以大尺度最為重要。大氣科學家往往以**綜觀尺度**稱之，因為屬於此級大氣現象的典型空間範圍以數千公里為主，必須將各地同一時間上的氣象要素填在一幅地圖上「綜」合「觀」察，才能看出這麼大的天氣型態來。又因為它的時間尺度（生命史）有數天到一週之久，氣象人員可從容分析、解釋、以至預測整區或局地的天氣，具有實際應用價值，所以受到社會大眾的重視。

「綜觀」一詞已演變為大氣科學中的常用辭彙，舉凡與本尺度有關的大氣現象、氣象勤務，都冠以此形容詞，如綜觀分析、綜觀天氣圖、綜觀預報、綜觀系統等等，不勝枚舉；並且有**綜觀氣象學**（通常稱為天氣學）專門深入探討這方面的學識，本冊後三章內容也都屬於此一範圍。

為什麼綜觀尺度如此重要呢？第一，多數天氣都屬此一尺度，即使小、中尺度天氣也受大尺度系統的影響。第二，綜觀系統的消長、運動較易掌握，其所產生的天氣也易於詮釋。第三，以勤務觀點看，綜觀天氣的預測和現階段資訊科技的開發程度正相配合，已可納入正規作業（詳見第七章）。

二、中尺度

反觀**中尺度**天氣，例如雷暴和小型颱風等並非不重要，但其預報有賴於更細密的觀測網（例如雷達網），加上更快速的資訊處理（例如超級電腦）；至少目前我們的條件還不太夠。所以氣象人員現在只能根據大尺度系統間接推測，作出中尺度天氣的定性預報。至於日常性的定量預報則有待更多、更深入的個案研究，以建立模式，並配合更進步的資訊條件，才有希望實現。也可說**中尺度氣象學**還有很大的發展餘地。

4-1.2 牛頓定律和慣性座標

原則上牛頓的運動第二定律適用於任何尺度的大氣運動。這個重要定

律說明力和加速度之間的簡單關係，我們在基礎理化課本中就已介紹過。

$$F = \frac{\Delta(mv)}{\Delta t} = ma \quad (4-1)$$

F 指作用在物體上的淨力，等於動量（mv）的時間變化率。我們將在下節闡述空氣經常受到的力是那幾種。因為自由大氣不像實驗室裏的空氣，可以控制它的質量，故 m 都以單位質量論。a 是加速度，可以寫作 $\Delta v/\Delta t$ 。

當作用力互相平衡時，F 既為零，就沒有加速度；意即 v 保持恆速不變。這就是本章開始所說地球上的多數情形：風是空氣在力的平衡下作恆速運動的水平氣流。也許你會懷疑，合力為零時，空氣怎麼能運動？這好像你騎腳踏車，開始時必須用力踩兩下，此後即使停止踩它，車子還是會滑行一樣道理。

第二定律固可解釋一切物體運動時的行為，但有一個前提條件：必須使用**慣性參考座標**。這是說用以量度運動的座標系統必須是個絕對標準，本身不能具有加速度。但是我們經常使用的座標系統卻都隨著地球自轉而具有加速度，故屬**非慣性座標**。這對於小尺度運動所產生的誤差不大，可以忽略不計，可是對於大氣或海洋的大尺度運動而言，就不能忽視地球旋轉所生的非慣性效應。理論上，我們只要把兩種座標系統轉換一下，便可得到適用於非慣性座標系的運動定律形式。但這需要較深數學，所以我們直接採用轉換後的結果，在牛頓運動定律中加入幾項**視似力**後，4-1 式便可適應我們習用的非慣性座標系。如此修正過的牛頓定律，稱為運動方程式，是掌握大氣運動法則最基本的方程式。

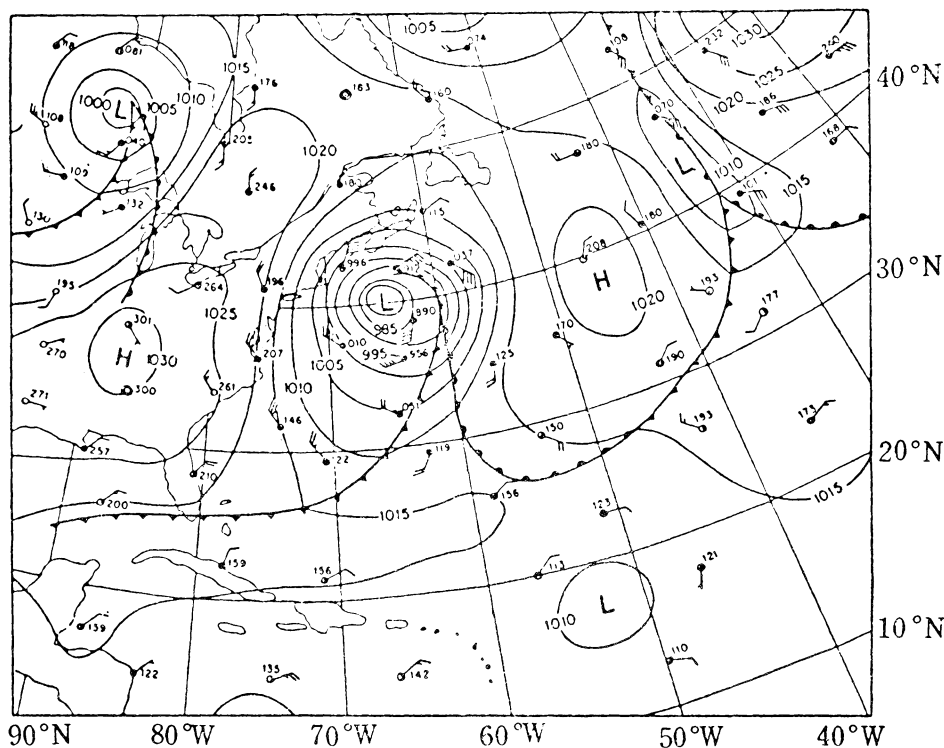
4-1.3 風

今天即使小學生都知道颱風是繞著中心旋轉的風系，但在一百年前，氣象學家還為一個低氣壓周圍的風究竟怎麼吹法而爭議不止。回顧歷史，航海人員因為生死攸關，最早注意到風暴的旋轉風系，後來科學家經觀察得「背風而立，低壓在左，高壓在右」的定律。這種風和氣壓的關係隨

著綜觀天氣圖的日趨完善而愈益明顯。

我們看圖 4-2，只要稍加注意，不難得到下列印象：

一、風向大致都和**等壓線**（氣壓相等各點的連線）平行，而且低壓在左。但若換成南半球天氣圖，則正好相反，即低壓在右。此一事實顯示和地球自轉必有關係，因為兩半球的旋轉方式：北極反鐘向，而南極順鐘向，也是正好相反。



4-2 地面天氣圖，顯示風和氣壓系統間的一定關係。

二、再仔細看，風向並不真正平行於等壓線，而有吹入低壓區的傾向。但若換成一千公尺以上的高空天氣圖，上述傾向又近乎消失。此一事實可以猜想和地面較大的摩擦力有關。

三、等壓線密集區域的風速強，稀疏區弱。換言之，風速和等壓線的間距成反比。

四、若換成一幅全球天氣圖，將可發現上述關係在赤道附近地區不太

適用，應該和地球自轉也有關係。

上述觀察事實顯示氣壓和風的密切關係，我們將在第 4-3 節內進一步闡述其原因。

習題 4-1

1. 請將圖 4-1 中資料改成表的形式，把常見天氣現象分別列入小、中、大三種尺度等級。
 2. 根據風和氣壓的關係，低氣壓中心周圍的風系在北半球應該怎樣吹法？
-

4-2 影響空氣流動的力

在自由大氣中的一個空氣塊所受力，一定包括氣壓梯度力、重力、摩擦力三種**真實力**，以及屬於**視似力**之一的地轉偏向力。

在大尺度運動中，重力幾乎永遠與垂直向的氣壓梯度力互相平衡。摩擦力則將在 4-3.2 節內提及，所以本節僅討論其餘兩種力。

4-2.1 氣壓梯度力

水平面上的氣壓分布不均勻時，空氣將受到**氣壓梯度力**的作用而有從高壓流向低壓的趨勢。這和水管裏的水流情形相仿。

圖 4-3 為一簡單的氣壓場，其中等壓線都作直線，固定以每 3 毫巴繪製一條。圖中箭頭表示氣壓從高到低變化最快的方向，沿此方向量度單位距離內的氣壓變化量，就是**氣壓梯度**。由圖可知其方向應沿等壓線的法線方向，習慣以指向低壓為正；而其大小則和等壓線之間的距離成反比，

換言之，等壓線愈密表示氣壓梯度愈大，所產生的氣壓梯度力也愈大。

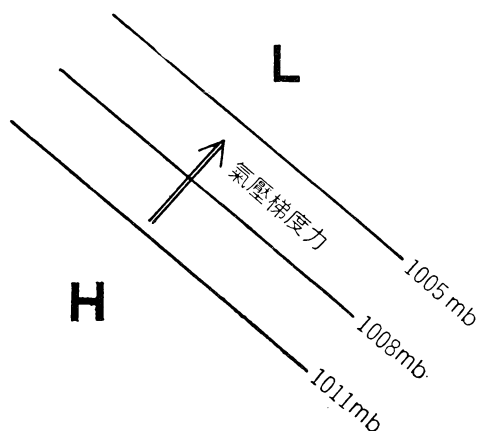


圖 4-3 氣壓梯度示意圖

4-2.2 地轉偏向力

地轉偏向力雖屬視似力，在慣性座標系統內並不存在，但我們人類既然永遠生活在自轉的地球上（太空人航行時例外），使用非慣性參考座標研究運動問題，它的存在也不妨「視」為真實。

西元 1835 年法國科里奧利氏首先以數學明確闡釋這種受地球自轉而偏向的力，故常稱科氏力。我們把數學導證部分留待大學課程去講，現在只討論在大氣運動中科氏力的特性如下：

一、有風速才有偏向力。

二、偏向力永遠和風向垂直。北半球偏右，南半球偏左。因此它只會影響風向而不會影響風速大小。

三、科氏效應在兩極最大，低緯度很小，赤道為零。

為什麼我們日常生活中像打高爾夫球、撞球等活動不會發生計算偏向力的煩惱？事實上科氏效應隨時都有，只是位移很小、速率很大時，彎曲程度太小，可以忽略不計而已。譬如步槍打靶時就不必考慮科氏力，但飛行中的中、長程飛彈雖然速率也很高，卻不可忽視科氏力所產生的偏差。

空氣或海水大尺度運動中的速率不大，位移距離卻很大，所以科氏力在氣象學中才顯得特別重要。不過在赤道附近，或者小尺度的風系，例如龍捲風、牆角捲起的旋風之類，還是可以不必考慮科氏力的。

習題 4-2

1. 一個空氣塊在地球上會受到那些力的作用？如果地球不自轉呢？
 2. 如果你在旋轉中的唱片上懸肘用毛筆從中心沿半徑方向往外畫一直線，你預料線條會呈現什麼現象？
-
-

4-3 氣壓和風的關係

由上節所述，可知驅動空氣的第一種力應該是氣壓梯度力，然後地轉偏向力如影之隨形，立刻加入作用。兩者達成平衡時的空氣運動稱為地轉風。我們將由此出發，在本節內討論氣壓場和風場（速度場）間的較精確關係。

4-3.1 地轉風

圖 4-4 氣壓場內的任意空氣塊都會受到氣壓梯度力的作用，而開始向低壓方面產生加速度。但一旦空氣具有速度，便將受到科氏力的作用而逐漸偏右，如圖中箭頭所示。最後空氣塊終於轉成與等壓線平行的方向，並且自動調整速度到兩力恰相平衡為止。此後的風就保持恆速沿等壓線而吹，氣象學上稱為地轉風。地轉風的速度大小與氣壓梯度力成正比，等壓線愈密集的地方，風速也愈大。

根據地轉風的關係，封閉高壓中心周圍的風應沿等壓線作順鐘向旋

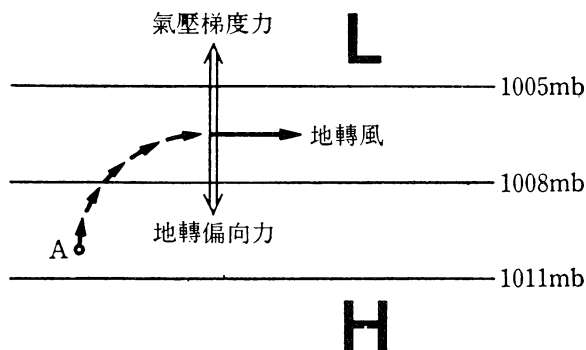


圖 4-4 空氣塊原地在 A 點靜止，因受氣壓梯度力作用而加速越過等壓線運動，但同時受地轉偏向力作用而偏右，終於變成平行於等壓線而達到兩力的平衡（北半球情形）。

轉，封閉低壓中心周圍的風則作反鐘向旋轉，南半球的情況則正與上述相反。

地轉風這種假設，是否過分簡化了自然界風的現象？理論上我們固然省略了太多其他因素，例如摩擦力、離心力的參與，電場、磁場的影響等。但在應用上，除了下節所述摩擦力影響外，地轉風估計往往和實際觀測所得大尺度風速相當接近。所以，運用地轉假設從氣壓場獲知風場，可謂既方便也相當正確。

4-3.2 摩擦力的影響

風在地面附近受到摩擦力影響而減慢，而且風向也會改變，與等壓線呈 30° 以下的角，偏入低壓。這是因為風速減小後，偏向力隨之減小，相對地氣壓梯度力便占優勢，以致將地轉風拉向低壓方面。圖 4-5 可更具體地說明摩擦力加入後，三種力達成的新平衡情況。摩擦效應愈強，地轉風速減小愈多，偏入低壓的 α 角度愈大。最粗糙的地表，風速可能減到地轉風的 30%， α 角可達 45° 。但是像海洋、草原等光滑地表則影響很小，一般偏角不致超過 20° 。

因為摩擦效應隨高度而趨弱，故在地面以上 600~1,000 公尺處，就

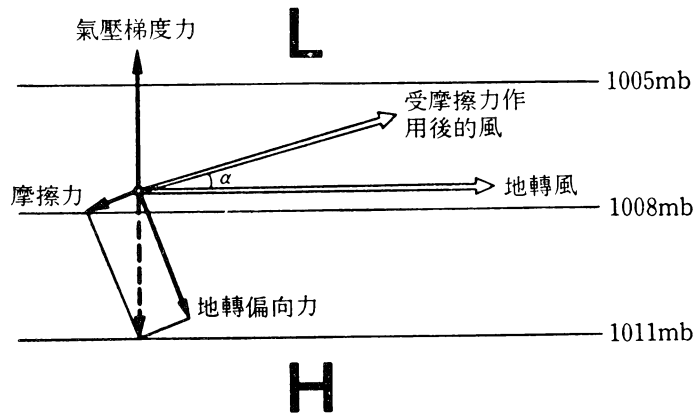


圖 4-5 摩擦力加入後的新平衡，結果使風速減小，風向偏入低壓方面。

逐漸恢復地轉平衡。上述高度以下的氣層稱為**摩擦層**或**行星邊界層**。

近地面的高、低壓環流受到摩擦力作用後，本來沿等壓線吹的風將偏向低壓方面，結果形成如圖 4-6 的情形。值得注意的是低氣壓，因為氣流不僅作反鐘向旋轉，同時也向中心內流而**輻合**，逼使空氣向上作垂直運動，造成低壓中心所在地區常有的惡劣天氣。高氣壓的氣流則自中心向外流而有**輻散**現象，情形和低氣壓正相反，天氣一般良好。

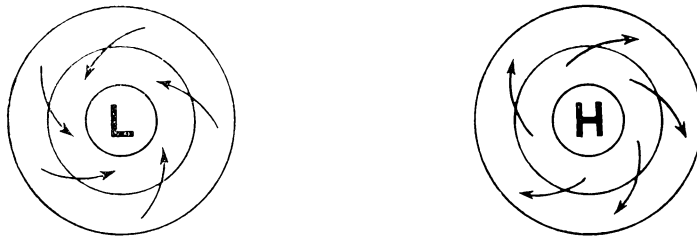


圖 4-6 低壓環流因受摩擦作用而向中心內流（輻合），高壓環流則自中心向外流（輻散）。

4-3.3 輻散、輻合和垂直氣流

圖 4-7 顯示低壓系統內低層有水平輻合現象，因此空氣向上運動，而

在高空向外輻散。高壓的情形正好相反，因為低層水平輻散，空氣自上向下運動補償，引起高空的輻合。這種關係可用圖 4-7 簡單說明，但請注意圖中的垂直比例已大加誇張，須知大尺度的高、低氣壓範圍都在 1,000 公里以上，所產生的垂直氣流速度通常很小，不致超過 5 公分／秒。然而即使如此微弱的上升氣流，已足使低氣壓區域內產生大量雲雨。反之，高氣壓區域，則因下降氣流而晴朗少雲。上述程序也可自上而下，例如高空先有輻散現象，便可引起地面輻合而誘生地面低壓。

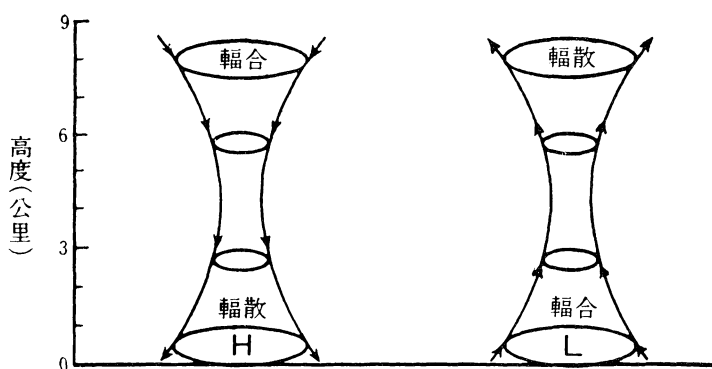


圖 4-7 配合大尺度高、低氣壓的輻散、輻合型態。

習題 4-3

1. 試作圖表示南半球的地轉風平衡情形。
 2. 地面輻散可使氣柱伸長抑縮短？這和垂直氣流有什麼關係？
 3. 在什麼樣的地面氣壓系統常有輻合現象？到高空後氣流依舊輻合嗎？
-

4-4 大氣環流

所謂**大氣環流**就是全球大氣運動的平均型式。我們討論時先著眼於整個地球大氣系統必需的熱平衡，從簡單的模式開始，逐步修正到一個接近實際情況的**三胞環流**模式。這種**行星風系**和全球平均氣壓分布型態也能符合上節所述的關係。

4-4.1 三胞環流

十四、五世紀的航海探險家，在找尋新航路中發現了新大陸，其對人類文明影響之深遠自不待言。航海科技無數副產品之一是對全球風系的逐漸了解；**信風**（昔稱**貿易風**）、**馬緯度**這類氣象學名詞的沿用，最足以說明那個時代精神的遺緒。

一、單胞環流

如果地球是一個靜止不轉，沒有海陸分布的球體，對流層內只有因日射隨緯度變化而產生的溫差，則爲了保持熱平衡，大氣會建立熱力性對流：赤道地區熱空氣上升，在高空流向兩極，低空則從極區流向赤道，完

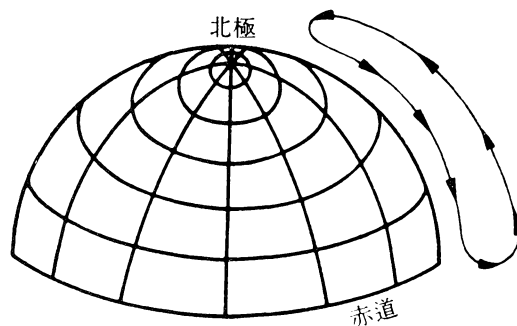


圖 4-8 靜止地球上的單胞直接環流模式

成一封閉的對流胞，如圖 4-8 所示。這是哈雷（即計算哈雷彗星軌道的天文、氣象學家）早在西元 1686 年根據兩半球井然有序的信風而提出的大氣環流假說。半個世紀後，哈德里把地球自轉的因素加入，解釋北上、南下的氣流如何因偏向而成爲高空西風、地面東風的結果。

二、三胞環流

單胞環流當然有許多不合理的地方，尤以絕對角動量守恆定律來看，從赤道移動到高緯度後的空氣塊，將因旋轉半徑縮短而產生決不可能的巨大西風速率。所以白吉龍修正爲三個環流胞，以符實際觀察所得情形。它在子午線截面上的環流情形如圖 4-9 所示，但須注意南北向的平均風速遠較東西向的風速爲小，不足其十分之一。

（一）哈德里胞

大致仍如單胞學說所述，但在南北緯 30 度附近就下沉，形成副熱帶高壓帶，然後一部分流向極區，一部分流回赤道，完成封閉的環流胞。南北兩半球向赤道附近匯合的低空氣流形成所謂的間熱帶輻合區（ITCZ），暖濕空氣在此區猛烈上升，凝結成大量雲簇。

（二）費雷爾胞

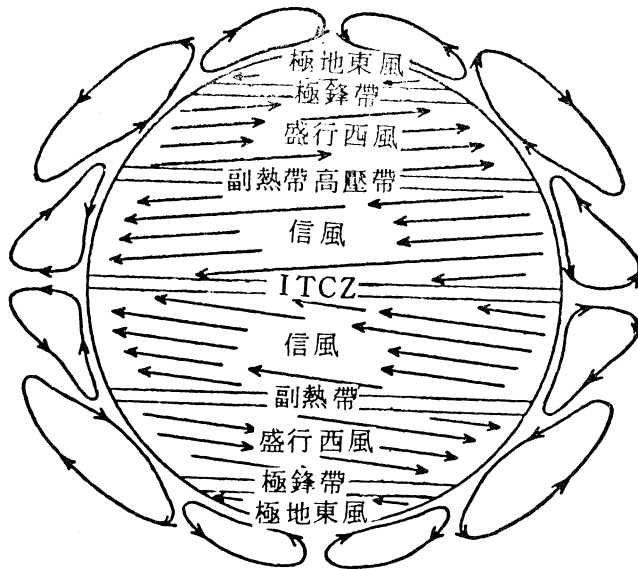


圖 4-9 三胞環流模式和地面行星風系

在副熱帶高壓帶下沉後向極區進行的空氣，在緯度 60 度左右遇到來自極地的寒冷氣流而形成**極鋒帶**，但決不會像圖 4-9 中所繪那樣整齊。在極鋒帶上，地面空氣又輻合上升，雲雨豐盛，但多屬移動性（詳見下章）。

費雷爾胞的環流遠不及哈德里胞顯著，南北向的風速更弱，而高空西風特別強勁，產生 4-4.3 節所述的**極鋒噴流**。

(三)極區胞

極地大氣因輻射淨損失熱量很多而冷空氣沈降，向赤道方向推出，偏向力使它變成**極地東風**，在緯度 60 度附近構成極鋒後上升回向極地。這一個胞十分微弱，若干學者甚至認為根本不存在。

4-4.2 行星風系

我們再看圖 4-9 中間所繪的地面風系，以及配合風系的氣壓分布（以北半球為例）。

由於緯度 30 度附近是高壓帶，所以在其南到赤道間的地區吹東北信風，因其恆定不變、信而有徵之故。

高壓帶以北向中緯地區應該是西風帶，但遠不若信風之可靠，故稱**盛行西風帶**。這種西南風和極地東風帶吹來的東北風平均在緯度 60 度相遇，形成氣旋式風切，所以常常有低壓發生，亦即前述的極鋒帶。

綜合起來說，每個半球上有兩個高壓、兩個低壓帶。高壓區空氣下沉，天氣晴朗少雲，尤以副熱帶為顯著（沙漠多在此區）。低壓帶空氣上升，天氣多雲，降水豐沛，尤以 ITCZ 為明顯。這些都可在全球的平均衛星雲圖上明確顯示（參閱圖 6-2），即使個別的雲圖上也看得出來。

三個風帶中只有信風最恆定，其他風系只有在海上較明顯，否則都受海陸分布（北半球尤甚）、熱力作用所生的氣壓系統所控制，就是 4-5 節內要敘述的季風。

上述所有系統都隨季節而作南北擺動，例如 ITCZ 並不真在地理赤道而總在夏半球，其他系統也都跟著春進秋退。

4-4.3 噴射氣流

第二次世界大戰末期，美空軍西飛轟炸日本時，在高空遇到強烈的頂頭西風，使飛機的地速度變零，無法前進。因此氣象學家發現了噴射氣流，或簡稱噴流。它是一束高空強風帶，高度在對流層頂附近，寬不過百餘公里，繞地球蜿蜒而行。其核心最高風速常達 100 公尺／秒之譜。起初以為只有西風的噴流，後來又發現夏季時在印度上空還有熱帶東風噴流的存在，但威力遠遜，核心最高風速不過 35 公尺／秒。

為什麼西風噴流會如此密集而強勁呢？我們已知風速的大小決定於水平氣壓梯度，而南北間的溫度分布又會影響氣壓梯度。溫度梯度如果在某處特別大（等溫線密集在一起，例如鋒面附近，見下章），就會在高空形成自南指向北很大的氣壓梯度，所以就有西風噴流的發生。

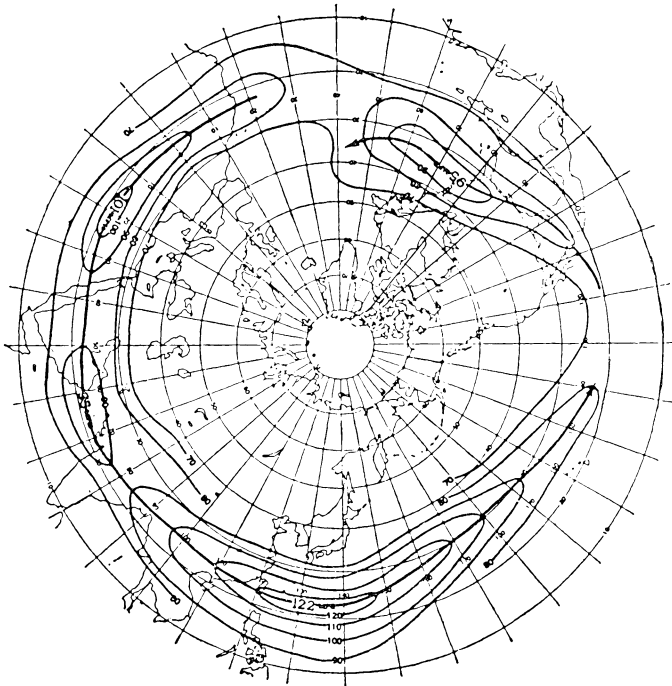


圖 4-10 北半球一月分西風噴流的平均位置及強度（以等風速線表示，單位：哩／時）

 習題 4-4

1. 在緯度 ϕ 處靜止於地面的空氣質點，具有 $v_{\phi} = \Omega R \cos \phi$ 的絕對速度。根據角動量守恆定律， $v_{\phi} (R \cos \phi) = \text{常數}$ ，計算一質點在赤道及移置 30°N 後的絕對速度各為多少 ms^{-1} ？（ Ω 是地球自轉角速度， $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ）
 2. 請列舉位於副熱帶的沙漠三處。
 3. 熱帶東風噴流發生在印度高空，該區的溫度梯度應該是什麼方向？
 4. 夏季的西風噴流風速約僅冬季的三分之一，為什麼？
-
-

4-5 季風

上節所討論的大氣環流是全球尺度的「**主環流**」，它來自統計的平均情況，雖然是一種重要的基本觀念，卻抹煞了次一級尺度的「**次環流**」，包括綜觀尺度的高低氣壓系統及季風系統等。由於大範圍海陸分布而產生的**季風**現象，對於亞洲的氣候極端重要，故先在本節加以論述。然後再在 4-6 節內對尺度更次一級的「**局部環流**」作一介紹。

4-5.1 理想季風模式

按字面意義，季風就是隨季節轉換而風向更替的風系。世界上真有很多地方每六個月風向作 180 度轉變的，澎湖就是其中之一，不過西南季風期略長於東北季風而已。

較精確的定義是：季風是大陸與其周圍海洋間的季節性直接的熱力環流。冬季大陸較海洋為冷，由冷性高壓盤踞，低層空氣外流；夏季大陸較熱而生成暖性低壓，空氣內流（參閱圖 4-6）。

大陸真實的地理形狀及聳峙的山脈當然會和上述單純模式大有出入。事實上除亞洲外，世界其他地區縱有季風現象，亦不明顯。

4-5.2 亞洲季風

有人認為亞洲中以印度的季風最為典型，其實印度北有喜馬拉雅山脈，東有滇緬、中南半島的山脈，冬季季風完全被阻，只剩夏季一季而已。主要是印、緬的季風雨特別有名，它和近十億人口的生活密切有關，每年初臨時的聲勢煊赫奪人，所以給氣候學家印象特深。

亞洲東南部分卻冬、夏季風相等明顯，圖 4-11a 及 b 分別以氣流線（到處平行於風向的線）表示一月分和七月分的平均氣流。以臺灣地區而論，冬季吹東北風，夏季吹西南風或東南風，交替時間各在五月及十月前後。

亞洲的冬季季風從大陸腹地吹出，開始時乾冷穩定，不會降水，一旦出海，空氣立刻從暖洋面上吸收水汽，而變成不穩定的西北季風。日本西海岸首當其衝，山脈的迎風面雨量豐沛(圖5-3)。位置在其南的臺灣、菲律賓則吹東北季風，空氣經過海面的路徑更長，吸收水汽更多，一遇地形擡升，便有降水。臺灣東北部在冬季內雨日、雨量都多，就是這個原因。可是因為中央山脈的阻擋，使臺灣西海岸自新竹以南，整個冬天幾無雨澤可言；但是當西南季風一開始，情形立即改觀。東部則除有颱風來襲外，極少降雨。

不論環流尺度大小，山脈（及其方向）的影響始終不可忽視。以亞、美兩洲比較，喜馬拉雅山東西橫互，使冬季西伯利亞（ -60°C ）和印度（ $+30^{\circ}\text{C}$ ）氣溫相差達攝氏 90 度之多，即使秦嶺（高約二千公尺）也能保護四川盆地在冬季免受嚴寒的侵襲。美洲的主要山脈大多縱走，故南北間熱量得以交換，溫差較亞洲大陸緩和得多，因此季風環流也遠不如亞洲顯著。

至於南半球，因為海多於陸，且大陸塊很少伸入高緯，故整體而言，行星風系顯占優勢，只有在南美、南非、澳洲等地稍受破壞，略具季風環

流型態而已。

習題 4-5

1. 圖 4-11a 中的氣流線代表冬季東亞地區的風場。根據風場和氣壓場的關係，控制我國天氣的主要氣壓系統是什麼？

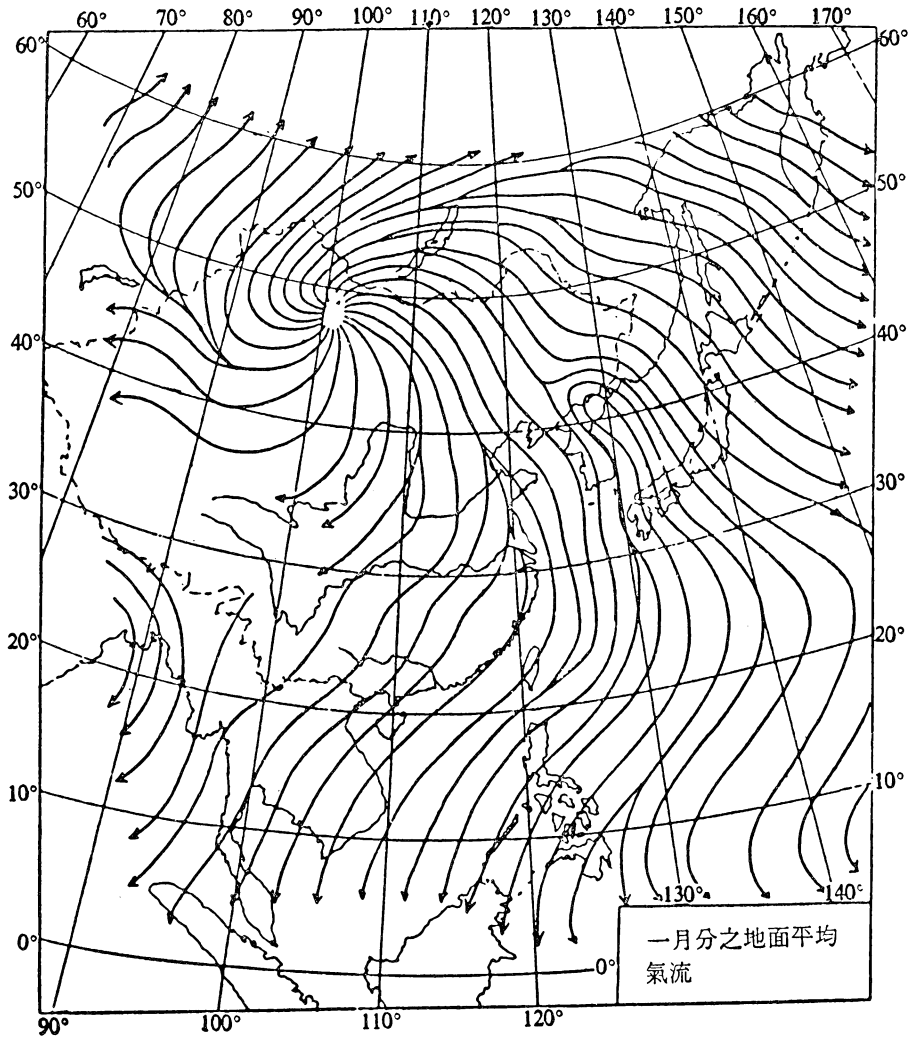


圖 4-11a 東亞一月分平均氣流圖

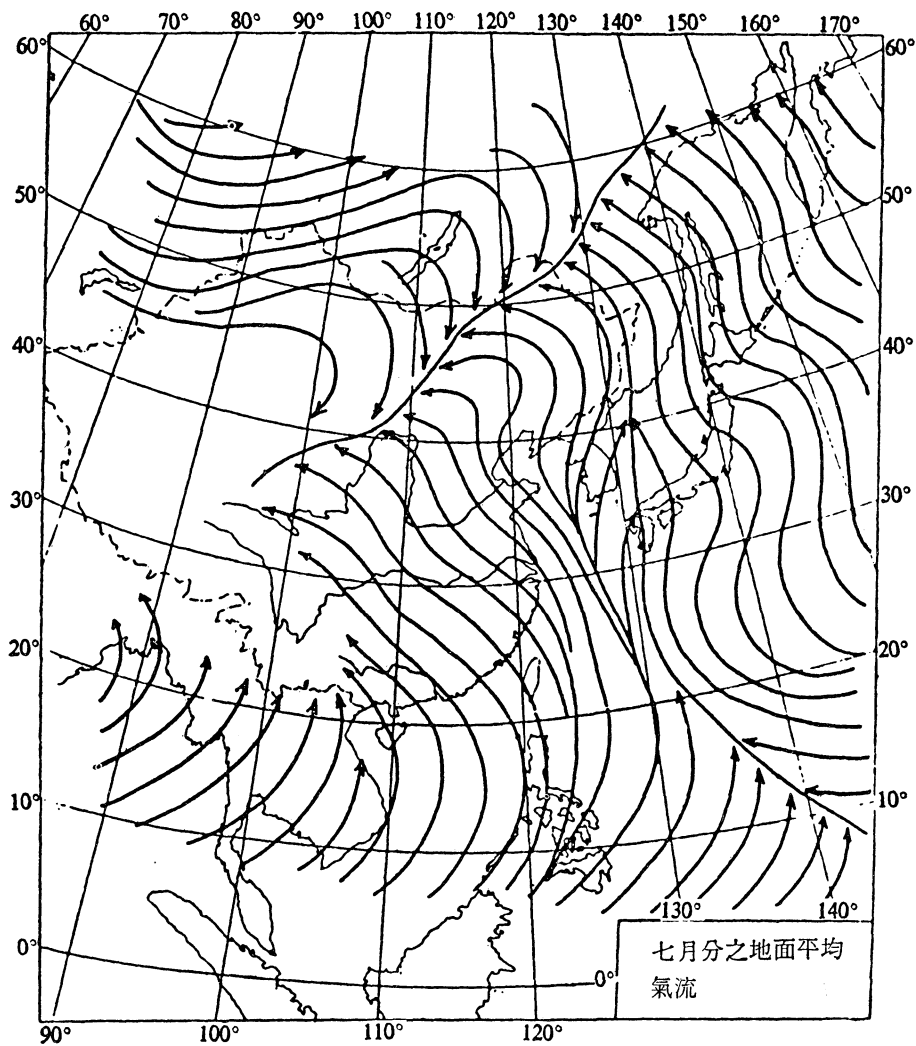


圖 4-11b 東亞七月分平均氣流圖

4-6 局部環流

局部環流的尺度很小，不能從天氣圖上的氣壓系統看出來，時間尺度

也很短暫，但它們往往發展成劇烈天氣，所以不應予以忽視。

局部環流種類繁多，上章已介紹的積雲、對流胞、雷暴，都是因地面局部受熱而產生的熱力環流。本節再介紹兩種典型的局部對流之海風、陸風，以及山風、谷風。

4-6.1 海風、陸風

海風、陸風是沿海地區晝夜交替的風系。它的原理和季風相同，只是空間、時間的規模縮小很多。白晝陸地受熱較快，溫度相對較海洋為高，低層氣壓降低，風乃從海上吹向內陸，故稱**海風**；入夜陸地迅速冷卻，溫度梯度反向，風乃從陸上吹向海洋，故稱**陸風**。

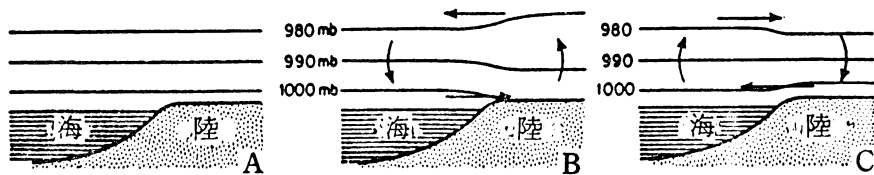


圖 4-12 海風、陸風示意圖 A.無溫差， B.白晝生成海風，
C.夜晚生成陸風。

這種小型環流的範圍僅及海岸線兩邊約 20 公里之內，環流圈的厚度通常也只有數公里。圖 4-12 是垂直於海岸線的縱剖面示意圖。

海、陸風通常不致產生天氣，但夏天或熱帶地區的海風登陸後常可產生積雲，偶降陣雨。如因地形造成強迫擡升，亦可發生雷暴。

以臺灣論，冬季東北季風強盛，海、陸風環流被掩沒不彰，只有在春、夏季大尺度氣壓梯度微弱時，才能發覺。下午二時前後，全省沿海地區的風向都是從海上吹向陸地，風速微和，正好調節夏日午後的高溫，予人涼爽之感。但三、四月間，臺灣海峽北部海上的平流霧也有可能被這種海風帶到陸上，使新竹、桃園等地的飛航安全遭受威脅。

4-6.2 山風、谷風

山坡和山谷之間也有晝夜交替性的局部環流。白晝有陽光之日，風從谷底沿坡吹上山頂，稱為**谷風**；午夜後，風沿山坡吹落，稱為**山風**。大意如圖 4-13 所示。

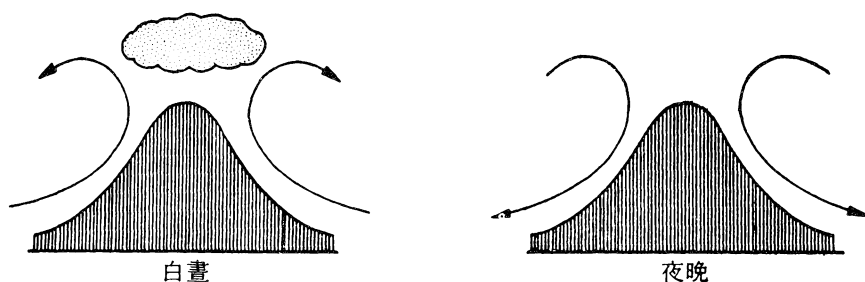


圖 4-13 谷風、山風示意圖

這種熱力性環流生成的原因和海、陸風相仿，因為山坡上白晝受熱，晚間輻射失熱都較山坡外的空氣為速，造成溫差所致。故在晴朗夏日，盛行風微弱時最為顯著。若谷底兩旁都有高山，冷卻的空氣自兩坡滑落，可在谷底匯成一股相當強勁的山風。

4-6.3 下坡風

另有一種**下坡風**，性質和山風類似，但不限於日變化而起。冬季高原頂上連日不斷經輻射冷卻而積聚大量極冷空氣，因其密度增大，終將沿坡瀉落。有的地方山勢特殊，遇有懸崖、隘谷時，譬如挪威海岸的峽灣，冷空氣直落如瀑，故亦稱**瀑風**。下坡風和當地氣壓系統並無關係，因冷空氣完全受重力支配瀉落，循地形導入狹窄峽谷而找尋出路，故風速猛烈。

這類風多在高山瀕海地區發生，下坡風是學術名詞，當地居民常用地

方色彩濃郁的名字稱之。其中最負盛名的是從阿爾卑斯山注入亞德里亞海的布拉風，這種東北風的風速常達 60 公尺／秒以上，陣風甚至有 105 公尺／秒的紀錄，其勢之猛且寒冽，居住在副熱帶的人們誠難相信。

習題 4-6

1. 設有如圖 4-14 的彎曲海岸線，午後海風生成時，何處較易產生積雲？是凸出的地角 A 處，還是凹進的海灣 B 處內陸？並說明理由。（氣象學中稱此為角效應）

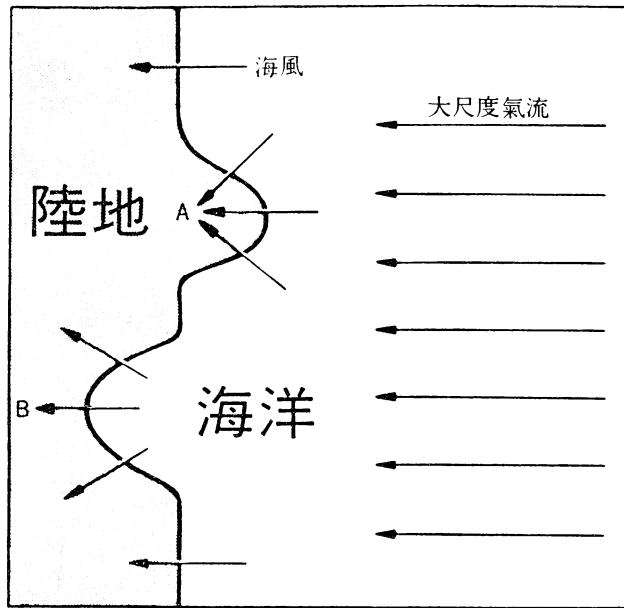


圖 4-14 海風在彎曲海岸線上的角效應
