

高空資料在天氣工作中的應用

中 央 氣 象 局 印

1953年10月

地球物理研究所

原 書 提 要

本書作為訓練空軍初級與中級氣象人員教材之用。

本書內容包括：理論氣象學概述；大氣穩定性的分析；氣壓形勢法；大氣壓力的變化；高空資料，判斷與預報，以及高空資料在分析及預報中的綜合應用。

本書中學有應用高空資料來作分析及短期預報的實例，並附有天氣圖。有小部份是為具有高等數學修養的讀者所寫的。這一部份是用小型字印出，讀者可漏過不看，而並不妨礙上下文的連貫性。

目 錄

序言.....	3
---------	---

第一章 理論氣象學概述

第一節 度量單位.....	5
第二節 重力的分佈.....	6
第三節 狀態方程式.....	7
第四節 濕度及其特性.....	8
第五節 虛溫.....	9
第六節 大氣靜力學基本方程式.....	10
第七節 單位氣壓高度差.....	11
第八節 大氣中運動的產生.....	18
第九節 梯度.....	13
第十節 氣壓梯度力.....	15
第十一節 地轉偏向力.....	16
第十二節 梯度風.....	20
第十三節 地轉風隨高度的變化.....	23

第二章 大氣穩定性的分析

第十四節 溫度隨高度的分佈.....	27
第十五節 上升空氣中溫度隨高度的變化.....	28
第十六節 空氣垂直穩定性的各種條件.....	31
第十七節 空氣的主要溫度-濕度特性.....	32
第十八節 溫度-對數壓力圖.....	35

第三章 氣壓形勢法

第十九節 氣壓場的繪製法.....	42
第二十節 位勢單位.....	42
第二十一節 氣壓的絕對和相對形勢圖.....	44
第二十二節 位勢的氣壓公式.....	45
第二十三節 絕對位勢與相對位勢的變化.....	46
第二十四節 位勢的計算.....	48

第二十五節	根據地面記錄來計算位勢	50
第二十六節	氣流與氣壓形勢圖	52

第四章 大氣壓力的變化

第二十七節	氣壓變化的原因	55
第二十八節	氣壓的平流變化	56
第二十九節	動力原因影響下的氣壓變化	56
第三十節	平流原因與動力原因的共同影響	61
第三十一節	摩擦層中的散合現象和熱能的輸入	63
第三十二節	鋒帶	64
第三十三節	高空鋒帶的強度	66
第三十四節	高空鋒帶的發展和氣壓場的變化	67
第三十五節	高空變形場及其轉換	69

第五章 高空資料、判斷與預報

第三十六節	高空資料中的誤差	73
第三十七節	單點高空風	73
第三十八節	單點的溫度探空	80
第三十九節	單點的溫度和風的探空	87
第四十節	具有天氣圖時高空資料的應用	89
第四十一節	積冰的判斷和預報	94
第四十二節	輻射霧的預報	99

第六章 高空資料的綜合應用

第四十三節	氣壓形勢圖的分析步驟	102
第四十四節	高空資料綜合應用舉例	104

文獻

附錄

序 言

天氣學 (Синоптическая метеорология) 是最年青的科學之一。最近三十年來，在它的發展中出現了兩個特別蓬勃的時期。第一個時期是以鋒面分析法 (Фронтологический метод) 的產生為標誌的，這一方法很快就博得了各方的公認。第二個時期，即我們現在這一個時期，是與高空資料的廣泛應用和平流-動力分析法 (Метод адвективно-динамического анализа) 的發展分不開的。

若認為以前對於高空資料估計不足，是不對的。世界各國的預報學者曾力求獲得和應用這些資料，因為產生天氣變化的各種過程正是部份地在那些離地面較高的氣層內形成起來的。還在1912年，便提出了平流-動力分析的主要方法——氣壓形勢法 (Метод барической топографии)，可是這種方法未能獲得應有的發展，因為在當時幾乎完全沒有高空資料。

由於俄國氣象學家莫爾卡諾夫 (П. А. Молчанов) 發明了無線電探空儀，以及航空事業的迅速發展，才獲得了必要的高空資料，然而同時也就向天氣業務提出了為航空服務的更高的要求。這就使高空資料，首先在研究工作方面，然後在日常實際工作方面，得到有系統的應用。

氣壓形勢法是從1936—1938年開始採用的。

根據氣壓形勢圖資料，蘇聯氣象學家柏柯鄉 (Х. П. Погосян) 和塔波洛夫斯基 (Н. Л. Таборовский) 創立了平流-動力分析法。此法是在兩國戰爭時期內所創立的。它在科學研究和業務應用方面的前途是逐年地愈來愈遠大。隨着平流-動力分析法的發展，在天氣學中也愈來愈多地採用着基於應用物理和數學的定量分析法。

預報員的“生產工具”也逐漸複雜起來。現在，在他們的工作台上可以看到各種計算尺，高空圖表和其他圖表，以及各種尺算圖。對每一種天氣情況加以深刻的物理分析，並考慮到它們所有的特殊性，來代替了以前那些繁多的預報法則、模型和天氣的老生常談。

現代的預報員，首先必須是一個善於細緻分析自然界各種現象的物理學家。此外，預報員，在一定程度上說來，也必須是一個物理學理論家，能深刻理解主要的物理和熱力學法則，及其在大氣方面的應用。

對航空氣象業務的要求日益增高，這就是本書作為中級和初級氣象人員的教材而出版的理由。在這裏，我們又照顧到水文氣象業務組織中工作着的許多尚未受過足夠廣博的專門訓練，或受過訓練已久的氣象實際工作者。正因為如此，所以在本書中必須列入第一、第二兩章，簡述一般物理基本概念及理論氣象學。這裏所涉及到的，僅是為精確研究大氣的三度空間結構，研究自然現象，研究氣壓變化的動態，以及有關分析和預報方面的專門問題所必要的那些概念和結論。

在最後幾章中，著者力求不限於僅是性質關係上的敘述，特別是在那些無須觸及到複雜數學理論的問題上，也儘可能地說明數量之間的聯繫。

僅有小部份是需要具有高等數學修養的人才能理解的，這部份是用小型字印出的，而且漏過不看並不妨礙對上下文連貫的理解。

本書中研究了一些應用高空資料來分析天氣和作短期預報的實例。然而要使本書負起實際指導的作用，則實例還嫌太少。

在1940年，曾研究出計算預報一些天氣要素的方法。這一方法是由蘇聯學者基培爾(И.А.Кибель)根據流體力學和熱力學方程式所研究出來的，目前在許多天氣業務機關中已順利地應用着。然而演導此方法的那些數學計算並未包括在本書範圍之內，而此方法的應用技術已在某些手冊中有所敘述。由於這些原因，著者認為這裏可以不必敘及基培爾法的實際應用，以保持本書在敘述上的淺近易懂。

第一章

理論氣象學概述

第一節 度量單位

基本的單位制採用 CGS 制。此制的長度單位為厘米，質量單位為克，時間單位為秒。其餘所採用的皆為導出單位，它們並可以表示為克——厘米——秒。例如，在 CGS 制中面積用平方厘米來測定，體積用立方厘米來測定等等。

為了表示如何由簡單單位得出該導出單位，採用一種特殊代號，稱為“因次”。

基本單位的代號，長度為 L ，時間為 T ，而質量為 M 。此外，規定在因次公式中採用方括弧。這樣一來，面積的因次為： $[S] = L^2$ 。平均速度： $v = \frac{l}{t}$ 及等加速度 $a = \frac{v}{t}$ （其中 l 是移動的距離，是移動的時間）的因次為：

$$[v] = \frac{[l]}{[t]} = LT^{-1};$$

$$[a] = \frac{[v]}{[t]} = \frac{LT^{-1}}{T} = LT^{-2}.$$

表示物理意義的方程式，其左右兩端所含各項的因次必須相同。因此，當檢驗此關係式時可以檢查其兩端各項的因次，這樣就可避免許多大的錯誤。

角的測定採用度制及弧度制。弧度制測角的單位為徑，一徑等於任一圓上夾着與該圓半徑相等的弧長的這個圓心角。以度制來測時，則此角等於 $57^{\circ}17'44.8''$ 。在弧度制中，角 360° 要以弧長與半徑的比值來表示，即等於 2π ；此值沒有因次，因此用無名數 π 來表示， $\pi = 3.14159$ 。

任一自由物體受力的作用後就會獲得加速度。對於不同物體這一加速度之值亦不相同。因而，同樣大小的力作用在不同的物體上所產生加速度的大小是不相同的。物體慣性的度量就是其質量。因而，物體的質量可以理解為物體“阻止”運動變化的能力。質量與物體在空間的位置無關，無論在海平面上，或在山峯上，在極地，或在赤道，其質量均相等。質量單位採用克，1 克約等於溫度為 4°C 時 1 立方厘米淨水的質量。物質的重量就是地球對該物體的引力，也就是此物體給予支持點的壓力。各種不同物體的重量只有在同一地點秤量時，才能與它們的質量成比例。

力的單位採用達因。1 達因就是作用於 1 克質量的物體，使其獲得 1 厘米/秒² 加速度的力。經驗證明：任何質量的自由落體，在緯度 45° 的海平面上，其墮落的加速度為 980.6 厘米/秒²。因而，每單位質量的地心引力等於 980.6 達因。這樣，力的單位又可採用緯度 45° 海平面上 1 克質量所產生的壓力。此時，我們說：1 克的力就等於 980.6 達因。力的因次不難由公式： $f = m \cdot a$ 中得出；

$$[f] = [m \cdot a] = MLT^{-2}.$$

第二節 重力的分佈

認為地球是以等角速度旋轉的球體也相當的正確。地球極地上的半徑等於6356.912千米，而赤道上的半徑等於6378.388千米。這樣，地球的扁平度可以用下值表示：

$$\frac{R_0 - R_n}{R_0} = \frac{1}{297}^*$$

地球旋轉的角速度以其在單位時間內旋轉的角度來決定（地球旋轉一週平均需86164.09秒）。角速度的值以 ω 代表，如以弧度為單位，則得：

$$\omega = \frac{2\pi}{86164.09} = 7.29 \times 10^{-5} \frac{1}{\text{秒}}。$$

甚至在不旋轉但為球形的地球上，地心引力也是要隨緯度和海拔高度的不同而改變的。事實上，從物理學中大家知道：

$$F = K \frac{M \cdot m}{R^2}。$$

其中， F 是引力， M 和 m 是兩物體的質量， R 是其重心之間的距離， K 是比例常數（重力常數）。

如果物體在同一海拔高度上沿同一緯度線，從一點向另一點移動時，地心引力的值不變。但沿經線，從一點向另一點移動時，地心引力就要改變，從赤道移向極地此值增大。當物體上升時，即是說兩相引物體重心之間的距離增大了，也會見到地心引力的減小。

由於地球的旋轉還會產生一個力，即離心力。此力作用的方向是垂直於速度的向量而背離轉動中心。在物理學中大家知道：離心力 $f = m\omega^2 r$ ，其中 r 是旋轉圓的半徑， ω 是旋轉的角速度。

因而在每點的單位質量上作用着兩個力，力的位置如圖1所示。由此，每一質點都受此二力之合力的作用，合力的大小及方向逐點地在改變着。地球之所以成為扁圓形就是這種作用所產生的直接結果。當地球還處於液體狀態的時候，它必須具有這樣的形狀，即此時地球表面每一點上的合力都垂直於地表，因為只有在這種情況下，液體物質才能停止向赤道移動。

重力是地心引力與離心力的合力，重力的計算是根據它所引起的加速度。重力加速度的值以 g 代表。

在緯度為 φ ，高度為零（ $h=0$ ），即在海平面上的情況下，重力加速度的值可以根據下列實驗的公式相當正確地計算出來：

$$g_{\varphi,0} = g_{45^\circ,0} (1 - 0.0026 \cos 2\varphi)， \quad (1)$$

其中， $g_{45^\circ,0} = 980.6$ 厘米/秒²是在緯度 45° 海平面上的重力加速度。重力加速度隨高度的變化，只要考慮地心引力就可以求得其近似值。事實上，在緯度 φ 及某高度 $h=Z$ 上，單位質量的重力可根據下列關係式求出：

$$g_{\varphi,Z} = K \frac{M}{(R+Z)^2}。$$

在同一緯度海平面上的重力為：

$$g_{\varphi,0} = K \frac{M}{R^2}，$$

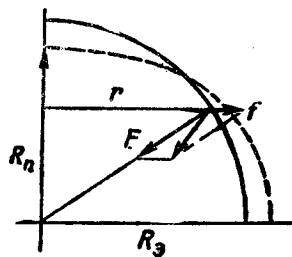


圖1 作用在單位質量上的力：F—重力；f—離心力； R_0 —赤道半徑； R_n —極地半徑。實線表示地球是球形的；虛線表示由於離心力作用的影響地球形狀的改變情況。

* R_0 是赤道上的半徑， R_n 是極地上的半徑。——譯者註

由此

$$g_{\varphi, z} = g_{\varphi, 0} \frac{R^2}{(R+Z)^2} = g_{\varphi, 0} \frac{1}{\left(1 + \frac{Z}{R}\right)^2}。$$

在分母中，數值 $\frac{Z^2}{R^2}$ 甚小，可略去不計（如 $Z=30$ 千米； $\frac{Z^2}{R^2} \approx \frac{1}{40000}$ ），並以 $1 - \frac{2Z}{R}$ 乘分子分母得：

$$g_{\varphi, z} = g_{\varphi, 0} \frac{1 - \frac{2Z}{R}}{1 - \frac{4Z^2}{R^2}}$$

或寫成下式亦相當正確：

$$g_{\varphi, z} = g_{\varphi, 0} \left(1 - \frac{2Z}{R}\right)。$$

設若 $R=6300000$ 米，則公式可寫成下式：

$$g_{\varphi, z} = g_{\varphi, 0} (1 - 3.14 \times 10^{-7} \cdot Z) \quad (2)$$

其中 Z 必須以米為單位。

從公式 (1) 和 (2) 中不難得出重力隨緯度及高度而改變的總公式：

$$\begin{aligned} g_{\varphi, z} &= g_{45^\circ, 0} (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) (1 - 3.14 \times 10^{-7} \cdot Z) \\ &= 980.6 (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) (1 - 3.14 \times 10^{-7} \cdot Z)。 \end{aligned}$$

計算證明：海平面上重力加速度從極地到赤道的改變總共為 0.5%。g 隨高度的改變則要快得多。譬如，在 30 千米的高度上，重力加速度的減少達 1%。

第三節 狀態方程式

為了方便起見，可以把大氣看作是乾燥空氣和不定量水汽的混合物。除水汽外，空氣中通常還含有：二氧化碳，各種固體和液體質點，臭氧及各種氮的氧化物。這些物質的數量不多，可以不必談到它們。

乾燥大氣的狀態可以用壓力 P ，溫度 T 和體積 V 來表示其特性。這三個因素並不是自變數，它們之間的關係可用狀態方程式表示出來：

$$pV = RT,$$

其中 R 是氣體常數。

從此式中可見，只有兩個值可以看作是自變數，而第三個值就是它們的函數，並可由計算求出。

此方程式可適用於任何數量的氣體。因此我們也完全可以把它應用在單位質量的氣體上。在這種情況下，氣體的體積就是比容*。如果以 ρ 代表氣體的密度， ρ 的因次為 ML^{-3} ，那麼其值即可由下列公式求出：

$$\rho = \frac{m}{V},$$

其中， m 是氣體的質量。從公式中可直接得出密度 ρ 與比容 V 的關係式：

$$\rho = \frac{1}{v}$$

及

$$V = \frac{1}{\rho}。$$

*單位質量物質所佔有的容積稱為比容。——原註

因而，單位質量的狀態方程式可用下式表示：

$$p = R_e T. \quad (3)$$

氣體常數 R 在此公式中已是單位質量的氣體常數。由實驗的方法得出：當氣壓為760毫米水銀柱高，溫度為 0°C 時，乾燥空氣的密度 $\rho_c = 0.001293$ 克/立方厘米。760毫米水銀柱高的氣壓就相當於1013.23毫巴 $= 1013.2 \times 10^3$ 達因/平方厘米，而溫度 0°C 相當於絕對溫度 273° 。因此，

$$R = \frac{p}{\rho_c T} = \frac{1013.2 \times 10^3}{0.001293 \times 273} = 2.87 \times 10^6 \frac{\text{達因} \cdot \text{厘米}}{\text{克} \cdot \text{度}}$$

或

$$R = 2.87 \times 10^6 \frac{\text{爾格}}{\text{克} \cdot \text{度}}。$$

第四節 濕度及其特性

對於空間未飽和的水汽同樣也可以應用氣體定律，並可以把它當作理想氣體來研究。

水汽張力以 e 代表，密度以 ρ_w 代表，得出適用於水汽的公式為：

$$e = R_w \cdot \rho_w \cdot T,$$

其中 R_w 是單位質量水汽的常數。

由實驗方法得出：水汽輕於空氣，其密度的關係式為：

$$\rho_w = 0.623 \rho_c.$$

由此，我們得出兩個類似的狀態方程式：

$$1. \text{用於乾空氣的: } p = R \cdot \rho_c \cdot T.$$

$$2. \text{用於水汽未飽和的空間的: } e = R_w \cdot \rho_w \cdot T.$$

在任何壓力下此二公式都是正確的。今使 $p = e$ ，即得出單位質量乾空氣的常數與單位質量水汽常數之間的關係式：

$$R \cdot \rho_c \cdot T = R_w \cdot \rho_w \cdot T$$

或

$$R_w = \frac{\rho_c}{\rho_w} \cdot R = \frac{1}{0.623} R = 1.604 R.$$

因而，對於水汽未飽和的空間，得出下式：

$$e = \frac{1}{0.623} R \cdot \rho_w \cdot T, \quad (4)$$

由此

$$\rho_w = \frac{0.623}{R} \cdot \frac{e}{T} = \frac{0.623}{2.87 \times 10^6} \cdot \frac{e}{T} = 0.22 \times 10^{-6} \cdot \frac{e}{T}.$$

如果 e 的單位為達因/平方厘米，所得的公式是正確的。如果 e 的單位是毫巴，則公式就應如下式：

$$\rho_w = 0.22 \times 10^{-3} \frac{e}{T}.$$

*根據最新的研究，溫度 0°C 相當於絕對溫度 273.16° ——原註

根據查理定律：當氣體之體積不變時，溫度每升高 1°C ，壓力增加之數量等於其在 0°C 時的壓力之 $\frac{1}{273.16}$ ，可知當溫度降至冰點之下 273.16°C 時，氣體將毫無壓力，這個溫度稱為絕對零度，以絕對零度為起點而計算的溫度稱為絕對溫度。——譯者註

計算絕對濕度 q 的公式爲：

$$q = \rho_w \cdot 10^6 = 220 \frac{e}{T} \quad (e \text{ 的單位爲毫巴時})。$$

濕空氣的密度可由乾空氣及水汽的密度之和求出：

$$\rho = \rho_c + \rho_w,$$

如果以 p 代表濕空氣的壓力， e 代表水汽的壓力，則根據公式(3)和(4)得出：

$$\rho_c = \frac{p-e}{RT};$$

$$\rho_w = \frac{0.623e}{RT},$$

由此

$$\begin{aligned} \rho &= \rho_c + \rho_w = \frac{p}{RT} \left(1 - \frac{e}{p} + 0.623 \frac{e}{p} \right) \\ &= \frac{p}{RT} \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right). \end{aligned} \quad (5)$$

大家知道，在1仟克或1克濕空氣中所含水汽的重量稱爲比濕，或者說：在潮濕空氣的某一容積中，水汽的重量與濕空氣的重量之比稱爲比濕。以 S 代表比濕，並根據比濕的第二個定義，就可寫成：

$$\begin{aligned} S &= \frac{V \cdot \rho_w}{V \cdot \rho} = \frac{\rho_w}{\rho} = \frac{0.623e}{RT} : \frac{p}{RT} \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right) \\ &= \frac{0.623e}{p \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right)} \end{aligned}$$

或，因爲 $e \ll p^{**}$ ，得近似值：

$$S = \frac{0.623e}{p}. \quad (6)$$

此式所計算出來的是1克濕空氣中所含水汽之克數。如果以每1仟克濕空氣中所含水汽之克數來計算比濕，則計算近似值的公式爲：

$$S = \frac{623e}{p}. \quad (7)$$

第五節 虛 溫

根據公式(5)得出適用於濕空氣的狀態方程式如下：

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right)$$

或

$$p = \frac{R \rho T}{1 - 0.377 \frac{e}{p}},$$

*每立方米空間所含水汽之重量稱爲絕對濕度。——原註

** $e \ll p$ 表示 e 比 p 小得很多；所以 $\frac{e}{p}$ 可略去不計。——譯者註

以 $1 + 0.377 \frac{e}{p}$ 乘分子和分母，即得：

$$p = \frac{R\rho T \left(1 + 0.377 \frac{e}{p} \right)}{1 - \left(0.377 \frac{e}{p} \right)^2}$$

或寫成下式也相當正確，

$$p = R\rho T \left(1 + 0.377 \frac{e}{p} \right). \quad (8)$$

由此可見，狀態方程式用於實際的大氣，即用於乾空氣與水汽的混合物時，是一個相當複雜的式子，並包含有四個變數，其中任取三個都是自變數。而無論在理論研究或實際應用上，很大部份的問題是需要計算濕空氣的密度的，也就是需要應用公式（8）。所以為計算簡便起見，在濕空氣的狀態方程式中採用了一個新的因素，稱為“虛溫”：

$$T' = T \left(1 + 0.377 \frac{e}{p} \right). \quad (9)$$

這樣，用於實際大氣的氣體方程式就與方程式（3）完全相似：

$$p = R\rho T'. \quad (10)$$

因而，虛溫是人們假想出來的一個因素，無論在定量或定性分析上應用它都是極為方便的。

“虛溫”這個概念也有它真正的物理意義。根據公式（3）和公式（10）可以說明：虛溫是這樣的一個溫度，當此溫度時，在壓力不變的情況下乾空氣的密度與濕空氣的密度相等。

如果知道比濕，則虛溫可根據下列公式很方便地計算出來：

$$T' = T (1 + 0.605S), \quad (11)$$

公式（11）是從公式（6）和（9）演算而來的。實際上，只有當空氣含有大量的水汽時，在計算中才採用虛溫，這從表1中可以看出來。

表1

在下列氣壓下飽和空氣的虛溫

氣 壓 (毫巴)	溫 度 (°C)										
	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50
1100	-50	-40	-30	-19.9	-9.8	0.6	11.2	22.3	34.4	48.0	64.2
1000	-50	-40	-30	-19.9	-9.7	0.6	11.3	22.6	34.8	48.8	67.7
900	-50	-40	-30	-19.9	-9.7	0.7	11.5	22.9	35.4	49.9	—
800	-50	-40	-30	-19.9	-9.7	0.8	11.6	23.2	36.1	—	—
700	-50	-40	-29.9	-19.9	-9.6	0.9	11.9	23.7	—	—	—
600	-50	-40	-29.9	-19.8	-9.6	1.0	12.1	—	—	—	—
500	-50	-40	-29.9	-19.8	-9.5	1.3	—	—	—	—	—
400	-50	-40	-29.9	-19.8	-9.4	—	—	—	—	—	—
300	-50	-40	-29.9	—	—	—	—	—	—	—	—
200	-50	-39.9	-29.8	—	—	—	—	—	—	—	—

第六節 大氣靜力學基本方程式

大氣中任何一點的壓力，是等於底為1平方厘米，高為其上大氣層之高度的氣柱之重量。

如果選定一個直角座標系，使 Z 為垂直軸，並假設 Z 軸某一高度上的大氣壓力等於 p ；那麼，當向上升高一個很短的距離 dz 後，壓力同樣也會減去一個很小的數值 dp （圖2）。很明顯地，當上升高度為 dz 時，減少的壓力是等於底為1平方厘米，高為 dz 的氣柱的重量。在上述高度為 dz 之容積中，空氣的質量為 ρdz 。該容積內空氣的重量等於 $g\rho dz$ 。因而可以寫成：

$$dp = -\rho g dz. \quad (12)$$

空氣密度 ρ 和重力加速度 g 總是正數，因此，在公式（12）中需要加上負號；因為當 dz 為正（向上升）時，壓力却是下降的。

所得的方程式稱為基本靜力平衡方程式。事實上也是我們假設大氣是靜止的情況下才得出此式來的。設若大氣中氣團僅作水平移動，那麼此式也算是正確的。但是當存在上升、下降時，方程式（12）就不夠正確了。

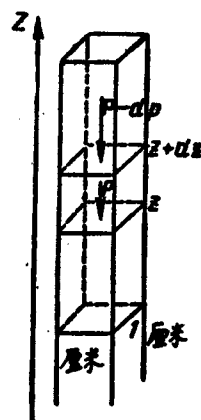


圖2 導演基本靜力平衡方程式的圖解

第七節 單位氣壓高度差* (Барометрическая ступень)

基本靜力平衡方程式是當高度變化 dz 很小的情況下才適用於靜止狀態的大氣。為了不違反討論的統一性，我們假設說：當升高某一有限的高度 h 時，壓力改變1毫巴。這個高度，大家知道，稱為單位氣壓高度差。

以氣體方程式中密度之值代入公式（12）就不難計算出單位氣壓高度差之值來：

$$dz = -\frac{dp}{\rho g} = -\frac{dp \cdot RT'}{p g}.$$

現在，設 $h=dz$ ， $R=2.87 \times 10^6$ ， $dp=1$ 毫巴， $g=980.6$ 及 $T'=273+t'$ ，即得：

$$h = \frac{2.87 \times 10^6 \times 273 \left(1 + \frac{t'}{273}\right)}{980.6 p} = 800000 \frac{1 + 0.04 t'}{p} \text{ 厘米}$$

或

$$h = 8000 \frac{1 + 0.004 t'}{p} \text{ 米} \quad (13)$$

這裏， t' 是虛溫，以攝氏度（шкала Цельсия）為單位。因而單位氣壓高度差之值與虛溫成正比，而與壓力成反比。表2中我們作出了在各種不同條件下單位氣壓高度差之值（以米為單位）。

表 2 在不同條件下單位氣壓高度差之值（米）

$t' \backslash p$	30°	20°	10°	0°	-10°	-20°	-30°	-40°	-50°	-60°	-70°
1000	8.9	8.6	8.3	8.0	7.6	7.3	7.0	6.7	6.4	6.0	5.7
800	11.2	10.8	10.4	10.0	9.6	9.2	8.8	8.4	8.0	7.6	7.2
600	—	—	13.8	13.3	12.8	12.2	11.7	11.2	10.7	10.1	9.6
400	—	—	—	—	19.2	18.4	17.6	16.8	16.0	15.2	14.4
200	—	—	—	—	—	36.8	35.2	33.6	32.0	30.4	28.8
100	—	—	—	—	—	—	—	—	64.0	60.8	57.6

*這個名詞是照意譯出，我們除在本書譯文中試用外，並已向學術名詞統一工作委員會自然科學組氣象學名詞審查小組提出，已初審通過。——譯文編者註

從公式 (13) 及表2中可見，當壓力相同時，在暖而濕的空氣中，單位氣壓高度差之值要比在乾而冷的空氣中的為大。這就說明了在氣旋與反氣旋上空的大氣中的等壓面的變化的情況。例如，如果高壓區是由雪原氣團所組成的（北極區的反氣旋），那麼這些反氣旋中心部份的單位氣壓高度差的直就要比其四圍的為小。因此，在沿AB線的剖面圖上（圖3,a），我們見到：在低層中等壓面是呈反氣旋

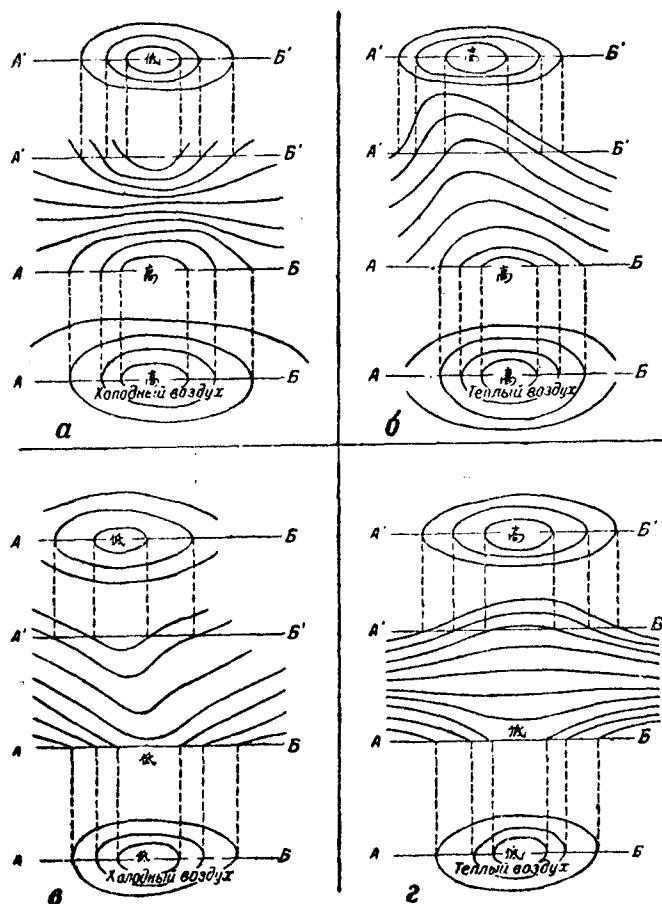


圖3 圖之下部為海平面氣壓場之分佈情況，中部為等壓面之垂直剖面圖，上部為高空氣壓場。

式的彎曲，而在其上空某高度上則呈氣旋式的彎曲。因此，在冷性反氣旋所盤據區域的上空某一高度上會見到低壓區。

但如果高壓區在整個厚度上都是由暖氣團所組成的，那麼等壓面的反氣旋式彎曲形狀隨高度而保持不變。因此在各個高度上所見到的都是氣流的高壓系統（圖3, 6）。

低壓區同樣也可能有不同的垂直結構，這是與組成它的氣團的性質有關。在直到相當高的高度上都是由冷氣團所組成的氣旋中可見到：中心區域的壓力隨高的下降要比其較暖的四周的壓力下降更快（圖3, б）。相反地，如果地面的低壓區為暖氣團所據有，那麼等壓面就要隨高度而逐漸拉平，並在某一高度上會呈現反氣旋式的彎曲，風速風向也隨之而產生相當的改變（圖3, в）。

在大氣中很少遇見在地面的高壓區或低壓區上空有極冷或極暖的氣團的這種情況。因此，氣壓系統的軸通常都是偏離垂線很遠而傾斜着的。

同樣，根據隨高度而變的單位氣壓高度差的值也可以說明傾斜軸的方向。顯然，低壓區的軸是向乾而冷的空氣方面傾斜，而反氣旋的軸是向濕而暖的空氣方面傾斜。

第八節 大氣中運動的產生

大氣壓力分佈的不平均是產生空氣質點的移動的主要原因。而壓力本身的變化又主要是由於地表和空氣層各部份不同的增熱和冷卻的結果。大氣的運動應該看作是一個隨時要使得所有輸入大氣中的能量分配平均的機械。

以大氣中運動產生的圖解作為例子，可以研究空氣的不同的增熱情況。

設若，在地表及各個水平面上最初壓力是分佈平均的狀態（圖4，a）。如果，現在在右部的空氣（圖4，b）獲得了更多的熱能，那麼，由於單位氣壓高度差的變更，等壓面就要向較冷的空氣方面傾斜。由此，就產生了暖空氣高於冷空氣的水平氣壓差。

由於氣壓梯度所產生的運動就會引起氣團的重新分佈，和引起低層產生水平氣壓差以及從冷空氣流向暖空氣的氣流（圖4，b）。

在研究此例時，我們假定空氣質點是從高壓向低壓移動，也就是沿氣壓梯度移動，而事實上，除氣壓梯度力外，作用於空氣質點的還有地轉偏向力、離心力和摩擦力。由於所有這些原因大氣中產生了流動，而流動的方向與我們上面所研究的有很大的差別。

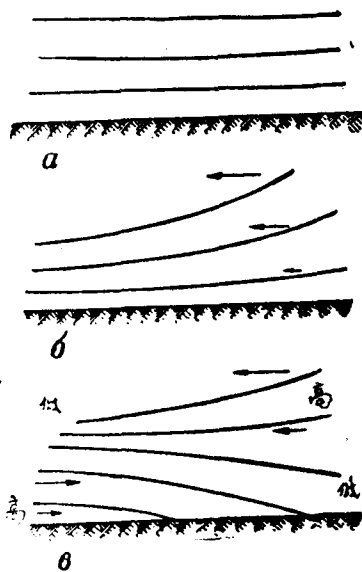


圖4 大氣中運動產生的圖解

第九節 梯度

在氣象學中，研究空氣特性（溫度、壓力、風速等等）的分佈情況時，最方便的是應用兩種場：

（1）數量的絕對值場，及（2）該要素的變化場。第一種場是無向量的，第二種場是向量的。向量場的特徵時常應用“梯度”這個概念來表示。

表示某一要素沿其數值減低最快的方向，每單位距離所減低的值稱為該要素的梯度。如果這個定義用於氣壓場，那麼不難找出確定梯度方法。顯然，應該確定空間每一點上壓力變化最快的方向，並計算這些變化的速度。

設氣壓減低最快的方向為S（圖5）。那麼，根據梯度定義得出氣壓梯度

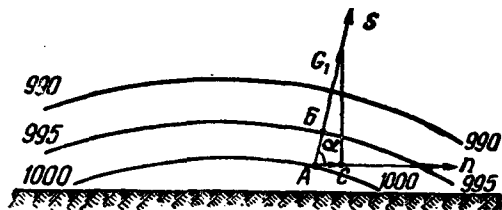


圖5 氣壓梯度及水平氣壓梯度

$$G_1 = -\frac{p_A - p_B}{AB}$$

在公式中加上負號是因為我們把指向氣壓減低方面的梯度方向算作是正的緣故。

如果壓力差以 Δp 代表，而等壓面之間的距離以 ΔS 代表，那麼可寫成下列公式：

$$G_1 = -\frac{\Delta p}{\Delta S}$$

而且 G 值的方向是從 A 點指向 B 點。

大氣壓力沿垂線方向減低最快。從表 2 中可看出，大氣低層壓力的降低速度為：每距離 8 米降低 1 毫巴。而水平方向壓力變化的值則約等於垂直方向的萬分之一。雖然如此，但以後我們所要談到的也正是水平氣壓梯度，因為垂直氣壓梯度通常會為重力所平衡。

如圖 5 所示，水平氣壓梯度是氣壓梯度在水平面上的投影。水平氣壓梯度的值以 G 代表，得出

$$G = G_1 \cdot \cos \alpha = -\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

其中 Δp 是壓力沿垂直於等壓線的垂直方向的變化，而 Δn 是 A 點與 C 點之間的距離。

為了更清楚起見，說明空間各種等值線行徑的圖解和圖表所採用的水平和垂直比例尺是不同的。必須記住，在我們所作的圖中，垂直的範圍只等於水平範圍的千百分之一。實際工作中，水平氣壓梯度的大小，通常我們簡稱為氣壓梯度，可根據天氣圖來確定，即測量每隔 5 毫巴而作的等壓線之間的距離 Δn ，以赤道度 (градус экватора) 為單位 (圖 6, a)：

$$G = -\frac{5}{\Delta n}$$

在這種情況下， G 的因次為：

$$[G] = \frac{\text{毫巴}}{1 \text{ 赤道度}} = \frac{\text{毫巴}}{111 \text{ 千米}}$$

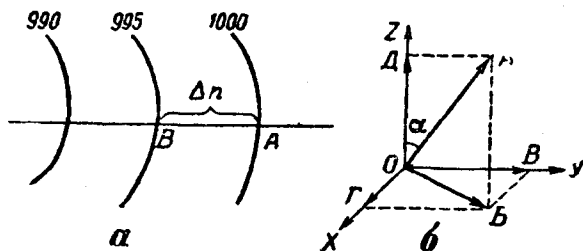


圖6 氣壓梯度的投影

如果根據地球的座標選作一個直角座標系來作為計算制，使 Z 軸垂直地面， X 軸沿經線向南，及 Y 軸沿緯線向東，那麼任何一點上的氣壓梯度都可以看作為三度空間的向量，其方向和大小可由三個相當的座標軸上的投影來決定。

設圖 6, b 上 $\overrightarrow{OA}$ 段是氣壓梯度的向量，則 OA 為梯度在 Z 軸上的投影， OB 為梯度在 XOY 面上的投影，而 OB 向量在 X 軸和 Y 軸上的投影是 OF 及 OE 。

從圖中可見，當 $\overrightarrow{OA}$ ， $\overrightarrow{OB}$ ， $\overrightarrow{OF}$ 各向量相加起來時，根據平行四邊形定律，它們的向量和正好是向量 $\overrightarrow{OA}$ 。

研究空間的線段時，分兩種不同的情況：(1) 線段可以用正負單位距離數來表示，例如， AD 段 (無向量)；(2) 線段除自己的數值外還表示出一定的方向 (有向量)。有向量與無向量不同，

我們可以寫成向量等式：

$$\overline{OA} = \overline{OD} + \overline{OB} = \overline{OD} + \overline{OB} + \overline{OG}。$$

如果以 i, j, k 各表示單位距離的向量，其方向各與 X, Y, Z 座標軸相符合，那麼這個等式可寫成：

$$\overline{OA} = OD \cdot k + OB \cdot j + OG \cdot i,$$

這裏， OD, OB 和 OG 已經是無向量了。

應用於氣壓梯度上可寫成：

$$OA = -\frac{\Delta p}{\Delta S}; \quad OD = -\frac{\Delta p}{\Delta z};$$

$$OB = -\frac{\Delta p}{\Delta y}; \quad OG = -\frac{\Delta p}{\Delta x};$$

$$G = -\frac{\Delta p}{\Delta S} = -\frac{\Delta p}{\Delta z} \cdot k - \frac{\Delta p}{\Delta y} \cdot j - \frac{\Delta p}{\Delta x} \cdot i。$$

第十節 氣壓梯度力

如上所述，氣壓梯度是單位距離上氣壓改變的值。根據這個定義，可以把它看作是沿壓力減低的方向作用於單位面積上的力。

空氣是可壓縮的流體，因此不把它看作是作用於表面的力，而看作是單位質量的力要更方便一些。事實上也是如此，同一個梯度力在不同的高度上，其作用的結果也是不相同的，這是因為各不同高度上單位容積中所含的質量是有變化的緣故。

≈*爲了求氣壓梯度力，我們來研究一個單位的小平行六面體，如果沿其面作座標軸，則平行六面體的邊爲 dx, dy, dz (圖7)。我們來研究一下外部的表面壓力。如果，設在 $DEHK$ 面之中心上作用一個力 p ，其方向指向流體內部，那麼作用於此面整個面積上的力爲 $p dz \cdot dy$ 。

作用於 $ABFG$ 面上的力爲：

$$-\left(p + \frac{\partial p}{\partial x} dx\right) dz \cdot dy,$$

其中 $\frac{\partial p}{\partial x}$ 是沿 X 軸上單位距離的壓力改變值。

因而，沿 X 軸作用在兩面上的合力等於：

$$-\frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz,$$

同理，沿 Y 軸得力爲：

$$-\frac{\partial p}{\partial y} dx dy dz;$$

沿 Z 軸的力爲：

$$-\frac{\partial p}{\partial z} dx dy dz。$$

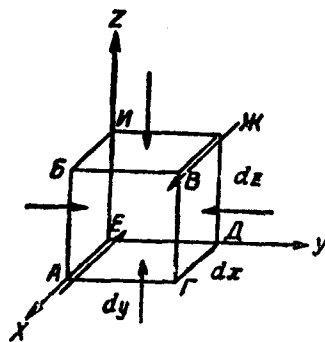


圖7 氣壓梯度力之定義

*有≈號者，表示原文係小號字，因印刷廠無小號字體，故用此符號註於原文小號字的前後以示區別。——譯文編者註