



動力氣象學

К. Т. ЛОГВИНОВ 著
石延漢 鄒進上 譯

商務印書館





學 象 氣 力 動

R. T. 洛格維諾夫 著
石延漢 鄒進上 譯

商 務 印 書 館

本書係根據蘇聯水文氣象出版社 (Гидрометеонадат) 1952 年出版的洛格維諾夫 (К. Т. Логвинов) 著“動力氣象學” (Динамическая метеорология) 一書譯出。

內容包括動力氣象學基本問題的簡扼敘述；並特別着重說明所求得的公式、關係式及方程式的物理意義，以便廣大的天氣預報專家們易於獨立地學習動力氣象學的主要部份。此外還可使讀者了解到動力氣象學近代的成就。

本書是供天氣預報工作者訓練班和進修班的學生們使用的教材，也可以當作氣象局工作者的參考書。

動 力 氣 象 學

石延漢 鄒進上譯

★ 版權所有 ★

商 務 印 書 館 出 版

上海河南中路二一一號

(上海市書刊出版業營業許可證出字第〇二五號)

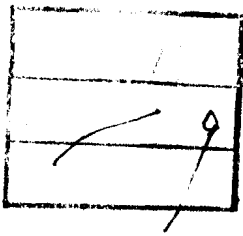
新 華 書 店 總 經 售

商 務 印 書 館 印 刷 廠 印 刷

上海天通菴路一九〇號

(52483)

開本 787×1092 1/25 印張 6 6/12.5 字數 123,000
一九五四年九月初版 印數 1-1,500 定價 洋 12.500



著 者 的 話

由於以 А. А. 佛里特曼(Фридман)Н. Е. 柯欽(Кочин)И. А. 基別耳(Кибель)爲首的蘇維埃氣象理論家們的巨大貢獻，近代的動力氣象學獲得了許多成就，這些成就把動力氣象學的基本實際問題——天氣預報——的解決提到日程上來了，因此所有天氣預報專家們便必須體會動力氣象學的許多基本原理。

直到現在爲止，因爲缺乏必要的書籍，廣大的實際工作人員學習動力氣象學非常困難。

本書是想以簡單而且對於大部份天氣預報專家們都易於接受的形式，來敘述動力氣象學的主要問題的第一個嘗試。

本書是根據天氣預報工作者訓練班的動力氣象學教學大綱所規定的份量來編寫的。本書是以作者從一九四三年開始在新西伯利亞城、以後在哈爾科夫城、這許多年來所開的天氣預報工作者訓練班中所用的動力氣象學的講義作基礎的。

在編寫本書之際，作者力求簡化個別問題的數學敘述，但同時保持它們的物理因果性的關聯。因此若干冗長而複雜的誘導都被簡化，或者完全省略掉了。

在敘述之際，儘可能保持用統一的符號來代表所遇到的數量。

在所有要以空間坐標表示各變數的場合，都採用右轉坐標系統。

在引用到另一節公式的時候，第一個數字(左面)是節數，其次是公式數。

最後作者認爲應該向對於本書的準備曾獻出很大幫助的同志們 А. Ф. 裘別克(Дюбюк)教授，Н. А. 巴格洛夫(Багров)碩士以及從事本書校訂工作的 А. С. 莫雷(Морин)碩士表示深切的謝意。

目 錄

著者的話

第一章 引論	1
§ 1. 動力氣象學的對象與任務	1
§ 2. 自由空氣的狀態特性	1
§ 3. 在大氣起作用的力	4
§ 4. 重力場	10
§ 5. 擾動的觀念	12
§ 6. 流體力學方程式的簡化	14
第二章 大氣熱力學 I	17
§ 7. 自由空氣的狀態方程式	17
§ 8. 熱力學第一定律	18
§ 9. 能量之擴散	20
§ 10. 狀態之多元變化	21
§ 11. 絕熱過程	22
§ 12. 乾絕熱過程	24
§ 13. 熱力學第二定律	26
§ 14. 自由空氣的濕度	29
§ 15. 濕空氣的狀態方程式，虛溫	32
§ 16. 濕空氣中的絕熱過程	33
§ 17. 部份濕空氣上升時狀態的四個階段	37
§ 18. 鉛直不穩能量	39
§ 19. 氣塊狀態變化的圖示法	40
第三章 大氣熱力學 II	46
§ 20. 輻射能量及其分佈	46
§ 21. 輻射能量平衡	47
§ 22. 地球大氣中長波輻射的吸收與射出	50
§ 23. 外逸輻射和地球大氣中的輻射平衡問題	51
§ 24. 地球大氣中溫度隨高度的分佈	53
第四章 大氣靜力學	55
§ 25. 靜力學的基本方程式	55
§ 26. 壓高公式的應用	59
§ 27. 空氣柱上部與下部的壓力變化和其平均溫度變化間的關聯	61
§ 28. 標準等壓面的絕對形勢圖與相對形勢圖	62

第五章 大氣運動學	64
§ 29. 流線	64
§ 30. 微分間的關聯	66
§ 31. 直角直線坐標系統中的連續方程式	67
§ 32. 大氣中不連續面的概念	70
第六章 大氣動力學	72
§ 33. 梯度風	72
§ 34. 考慮摩擦力時空氣的運動	81
§ 35. 風隨高度的改變與空氣下層水平溫度梯度間的關聯	83
§ 36. 氣壓形勢圖上的梯度風	88
§ 37. 等熵分析	89
§ 38. 常定分界面的傾角	90
§ 39. 非常定分界面	96
§ 40. 分界面的分類	97
§ 41. 鋒長與鋒消	99
第七章 大氣擾動與大氣中的內摩擦	102
§ 42. 一般知識	102
§ 43. 交換公式	103
§ 44. 擾動理論對於動量和空氣的其他特性的輸送的應用	105
§ 45. 在低層大氣中風速隨高度的變化	107
§ 46. 渦動交換係數隨高度的變化	114
第八章 大氣能量學	116
§ 47. 個別空氣粒子能量收支方程式	116
§ 48. 在不動地面上的環流加速度	119
§ 49. 旋轉地球上的環流	124
§ 50. 鋒面環流	127
第九章 一般大氣環流	130
§ 51. 決定一般大氣環流的因子	130
§ 52. 一般環流的轉輸	132
§ 53. 一般環流中的不連續面	134
§ 54. 一般大氣環流的熱量輸送	135
§ 55. 一般大氣環流的理論	136
第十章 根據 И. А. 基別耳的方法以預報氣壓場及溫度場	138
§ 56. И. А. 基別耳天氣預報方法的理論基礎(第一近似)	139
§ 57. 依照 И. А. 基別耳的方法以預報氣象要素	148
§ 58. 根據 M. E. 許維芝預報溫度的日變化	149
參考文獻	151

動力氣象學

第一章 引論

§1. 動力氣象學的對象與任務

動力氣象學的任務是：從理論上說明發生在大氣中的諸過程，建立這些過程的理論模型以及將它們應用於解決具體的實際問題。

動力氣象學自變成獨立的科學部門以來為時還不太久，因此目前距離盡善盡美的地步尚遠。在它裏面可以看到：提出來的問題比已經得到結論的和已經解決的問題要多得多。

動力氣象學的特點是問題的豐富，以及把各種各樣的數學研究方法應用上去的可能性。

動力氣象學的基本實際任務是天氣的預測。

天氣預測的許多嘗試，由於數學上的巨大困難，始終都以失敗而告終了。M. A. 基別耳第一次指出了一條實際的道路，把天氣預報的運算方法建立在大氣流體力學和熱力學的基礎之上。

在不久的將來，動力氣象學的發展與今後的進步應該引導到改善短期和長期天氣預測的質量上來，這種預測在蘇聯社會主義計劃經濟的條件中具有特別重大的作用。

§2. 自由空氣的狀態特性

潔淨而乾燥的空氣是以下諸氣體的混合物：

氣體.....	氮	氧	氫	二氧化碳
容積含量(%).....	78	21	0.94	0.02

自由空氣中其他構成部份(氫、氦、氖等)的容積含量極少。

除掉不變的成份以外，空氣裏面還有變動的成份。其中具有特別

意義的是水汽和臭氧，水汽在空氣中的含量最多時可達 4%，臭氧含得最多的是在 22—25 千米高的地方。

構成空氣的主要氣體具有很低的沸點(低於 -150°)。這樣的溫度從來不會在大氣的下層看到。因此乾潔空氣可以看成爲理想氣體。

理想氣體的狀態可以用關於密度、壓力和溫度的數據描寫出來。這三個特性叫做氣體狀態的參數

密度 ρ 指包含在氣體單位容積裏的質量。密度的平均值可以用下式表示出來。

$$\rho = \frac{\text{質量}}{\text{容積}} = \frac{m}{v} \quad (1)$$

爲了決定某一點的密度($\rho = \frac{dm}{dv}$)必須取比率 $\frac{dm}{dv}$ 在 $\Delta v \rightarrow 0$ 時之極限。

在絕對單位系統裏，密度的因次是

$$[\rho] = \frac{\text{克}}{\text{立方厘米}}$$

應該注意：在絕對單位系統裏所採用的長度單位是 1 厘米，時間的單位是一秒，質量的單位是在溫度 4°C 時 1 立方厘米的化學上淨水的質量，稱爲一克(1g)。

在工程系統裏，一克是指一立方厘米(1cm^3)水的重量，所以工程系統裏的重量和絕對系統裏的質量，數值上是相等的。

在標準狀況下(溫度 0°C 壓力 760 毫米 Hg)，1 立方厘米的乾潔空氣重 0.001293 克，因此密度 $\rho = 0.001293$ 克/立方厘米。

密度的倒數稱爲比容 v ：

$$v = \frac{1}{\rho} = \frac{\text{容積}}{\text{質量}}, \quad [v] = \frac{\text{立方厘米}}{\text{克}} \quad (2)$$

比容就是單位質量所佔有的容積，比率 $\left(\frac{dv}{dm}\right)$ 在 $\Delta m \rightarrow 0$ 時之極限就是某一點的比容($v = \frac{dv}{dm}$)。在標準狀況下，乾潔空氣的比容等於

773 立方厘米/克，就是說一克的空氣佔有大致 3/4 公升的容積。

壓力 p 空氣的粒子彼此間是互相作用着的。爲了敘述這個相互作用，假想地在空氣裏面取出由封閉面 s 所圍成的某容積 v 。在此表面 s 以內的空氣粒子間的相互作用力，根據作用和反作用力相等的原理，適相平衡。不保持平衡的只是剛好在表面 s 上的粒子和在這個面以外粒子間的相互作用力。這些力表示着外部介質對於容積的作用，它們是施於這容積的表面 s 上的，所以稱爲表面力。我們可以把作用在表面 s 的面積元素 Δs 上的表面力分解成兩個力，一個和面積平行，另一個和它垂直（也就是和表面的法線平行）。兩個力中的前面一個稱切線力或內摩擦力。沒有內摩擦力的氣體稱爲理想氣體。

作用於單位面積上的表面力的法線分量稱爲壓力 p 。

壓力的平均值可以用下式表示出來：

$$p = \frac{P}{s} = \frac{\text{力}}{\text{面積}}, \quad [p] = \frac{\text{達因}}{\text{平方厘米}} = \frac{\text{克}}{\text{厘米} \cdot \text{秒}^2}. \quad (3)$$

某一點的壓力值 $\left(p = \frac{dP}{ds}\right)$ 是比率 $\frac{\Delta P}{\Delta s}$ 在 $\Delta s \rightarrow 0$ 時的極限。

在氣象學上用和大氣壓力相平衡的水銀柱高度來測定空氣的壓力。在天氣學和理論計算上，使用壓力的特殊單位——巴：

$$1 \text{ 巴} = 10^6 \text{ 達因/平方厘米}, \quad 1 \text{ 毫巴} = 10^3 \text{ 達因/平方厘米}. \quad (4)$$

讓我們來決定這些單位間的關係。

標準壓力 760 毫米 Hg 在絕對系統裏應該等於

$$76 \times 13.59 \times 980.6 = 1013 \times 10^3 \text{ 達因/平方厘米}, \quad (5)$$

這裏 13.59 克/立方厘米是水銀的密度，而 980.6 厘米/秒² 是緯度 $\varphi = 45^\circ$ 地方的重力加速度。

因此 760 毫米 Hg = 1013 毫巴，由此

$$1000 \text{ 毫巴} = 750.1 \text{ 毫米 Hg}. \quad (6)$$

近似地，1 毫巴 $\approx \frac{3}{4}$ 毫米 Hg，1 毫米 Hg $\approx \frac{4}{3}$ 毫巴。

溫度 t 爲了完整地描寫理想氣體的狀態起見,除掉代表位於單位容積內的氣體粒子質量即密度 ρ , 以及代表粒子間相互作用力即壓力 p 以外, 還必須指出另一個參數的數值, 這個參數是表示氣體粒子的運動能量, 這就是溫度 t , 它是分子運動能的總和的代表。

爲決定溫度可使用兩種基本溫標。

(1) 國際(百度)溫標, 在蘇聯使用(0 到 100°C)。這個溫標的基點是由在標準壓力下融解冰的溫度和沸騰水的溫度來決定。

(2) 華氏溫標, 在英美使用。這個溫標的零點(0°F)和等於 -17.78°C 的溫度相當, 一百度(100°F)和等於 37.7°C 的溫度相當。

$$\text{由此: } 1^{\circ}\text{C} \approx \frac{9}{5}^{\circ}\text{F}, \quad 1^{\circ}\text{F} \approx \frac{5}{9}^{\circ}\text{C}$$

或

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}(t+18)^{\circ}\text{C}; \quad t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t-32)^{\circ}\text{F}. \quad (7)$$

在計算之際, 常常使用絕對溫度 T 。它是由絕對溫標來決定的, 是以 -273.2°C 的溫度作爲零度^①。因此絕對溫度爲 $T = 273.2 + t^{\circ}\text{C}$ 。

§3. 在大氣起作用的力

作用於大氣的力, 可以分成兩類: (1) 質量力, 它的作用通常是就單位質量而言的, 它首先包括重力和離心力; (2) 表面力, 就是法向壓力和摩擦力。

影響大氣運動的基本的力是: 重力、地球自轉偏向力, 氣壓梯度力, 摩擦力和離心力。在考慮每個力量時, 都假定它們對單位質量而言, 就是說, 置質量

$$m = 1. \quad (1)$$

因爲合力的大小等於質量和加速度的乘積, 所以在條件(1)之下,

① 在 -273.2°C 溫度時分子的熱運動停止, 理想氣體的容積變爲零。實際上溫度總是高於絕對零度 (-273.2°C) 的, 也就是說永遠 $T > 0$ (原書編輯者註)。

力和加速度的數值應該相等。

重力 重力 g 是牛頓引力和因地球自轉而生的離心力兩個力的合力。

引力等於

$$G = K \frac{M}{R^2}, \quad (2)$$

這裏 M 是地球的質量, R 是地球的半徑, K 是比例係數。

此引力的方向沿着地球的半徑。

離心力等於

$$Z = \frac{v^2}{r}, \quad (3)$$

這裏 v 是因地球自轉而生的線速度, r 是到地球自轉軸的距離。

離心力永遠位於緯圈平面上, 而且順着曲率半徑指向外面。

設想某一質點 A 位於自轉地球上緯度為 φ 的地方(圖 1)。

重力可以看成是兩個向量之和:

$$\vec{g} = \vec{G} + \vec{Z}.$$

將離心力分解成兩個分量, 一個沿着地表面法線的方向 (Z_n) 另一個沿着地表面切線的方向 (Z_φ); 相似地把引力分解成兩個分量 G_n 和 G_φ 。

重力的數值應該等於

$$g = G_n - Z_n. \quad (4)$$

置角 $GAG_n = \gamma$, $AB = r$ 。

因為 $r = R \cos \varphi$ (這裏 R 是地球半徑), 而 $v = \omega r$ (這裏 ω 是地球自

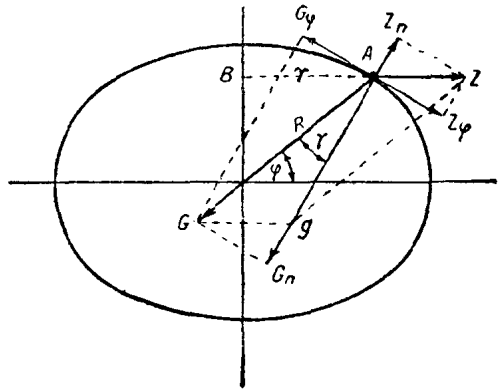


圖 1.

轉角速度)。那末

$$Z = \frac{\omega^2 r^2}{r} = \omega^2 r = R\omega^2 \cos \varphi,$$

而

$$Z_n = Z \cos \varphi \cos \gamma = R\omega^2 \cos^2 \varphi \cos \gamma. \quad (5)$$

將 Z_n 值代入(4)又認為 $\cos \gamma = 1$ (因為 γ 角很小)。

得

$$g = G_n - R\omega^2 \cos^2 \varphi. \quad (6)$$

因為地球半徑在兩極比在赤道大約要短 21 千米, 那末由(2)式, 無論 G 值或者是 G_n 值都在兩極最大, 在赤道最小。反之 Z_n 在赤道最大而在兩極最小(等於零)。因此, 由(6), 重力也應該在兩極最大, 在赤道最小。兩個數值間的差約為 5 厘米/秒²。

普通在計算之際, 把緯度 $\varphi = 45^\circ$ 海面上的重力數值作為它的標準值。該值等於 980.616 厘米/秒² 或者大致是 981 厘米/秒²。

假如要計算拔海 z 米緯度為 φ 的地方的重力 g , 可以應用下式:

在自由大氣

$$g = 980.616(1 - 0.002644 \cos 2\varphi)(1 - 0.314 \times 10^{-6}z) \text{ 厘米/秒}^2, \quad (7)$$

或在山上

$$g = 980.616(1 - 0.002644 \cos 2\varphi)(1 - 0.196 \times 10^{-6}z) \text{ 厘米/秒}^2. \quad (8)$$

地球自轉偏向力 地球自轉偏向力(或稱科賴奧來力)屬於慣性力的一種; 它因地球自轉的存在而產生, 而且只有當採用固定於自轉地球的坐標系統的時候才會出現。

地球自轉偏向力只作用於運動着的粒子, 其數值等於粒子運動速度(相對地球表面而言)和地球自轉角速度以及粒子運動方向與地球自轉軸的方向間夾角的正弦乘積之二倍。它的方向和粒子運動方向成垂直, 也和地球自轉軸的方向成垂直, 使水平運動的粒子在北半球從其運動方向朝右面偏轉, 南半球從其運動方向朝左面偏轉。

爲了考察地球自轉偏向力的分量和因它們所產生的作用起見，讓我們應用運動方程式。

在直角直線右轉坐標系統(x 軸水平向東, y 軸水平向北, z 軸鉛直向上)裏運動方程式如下形:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} + 2\omega(w \cos \varphi - v \sin \varphi) &= X, \\ \frac{dv}{dt} + 2\omega u \sin \varphi &= Y, \\ \frac{dw}{dt} - 2\omega u \cos \varphi &= Z - g. \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

式 $\frac{du}{dt}$, $\frac{dv}{dt}$, $\frac{dw}{dt}$ 表示在坐標軸各個方向的加速度分量, 同時, 由 (1), 它們也就是當質點運動時所發生的慣性力的分量。

X , Y , Z 值是作用於質點的外力的分量。

係數上含有地球自轉角速度 ω 的諸式, 表示地球自轉的作用, 就是地球自轉偏向力在各坐標軸方向的分量, 即:

$$\begin{aligned} \text{沿 } x \text{ 軸} & \quad -2\omega(w \cos \varphi - v \sin \varphi), \\ \text{沿 } y \text{ 軸} & \quad -2\omega u \sin \varphi, \\ \text{沿 } z \text{ 軸} & \quad 2\omega u \cos \varphi. \end{aligned}$$

鉛直分量 地球自轉偏向力的鉛直分量只取決於向東或向西的速度, 假如 u 是正的, 也就是說速度分量由西向東, 那末重力會減少; 反之, 假如速度分量由東向西, 那末重力會增加。和赤道相距愈遠, 地球自轉偏向力的鉛直分量漸減。因爲 $2\omega u \cos \varphi$ 項大約爲 g 的萬分之一, 因此地球自轉偏向力的鉛直分量對於發生在大氣中的運動並無特別的意義, 所以照例在運動方程式裏是不加以考慮的。

水平分量 地球自轉偏向力的水平分量却和鉛直分量不同, 是取決於所有三個速度分量的。

在大氣中所觀測到的速度水平分量遠大於鉛直分量, 因此

$-2\omega v \cos \varphi$ 項可以忽略不計。那末地球自轉偏向力的各水平分力應該等於：

$$\left. \begin{array}{l} \text{沿 } x \text{ 軸} \quad A_x = 2\omega v \sin \varphi, \\ \text{沿 } y \text{ 軸} \quad A_y = -2\omega u \sin \varphi, \end{array} \right\} \quad (10)$$

而其絕對值應該等於

$$A = \sqrt{A_x^2 + A_y^2} = 2\omega \sin \varphi c, \quad (11)$$

這裏 $c = \sqrt{u^2 + v^2}$ 是速度的水平分量。

地球自轉偏向力的水平分量在兩極地帶其值最大，向赤道漸減。

因為地球自轉偏向力總是和速度成垂直，因此這個力量不能改變速度的大小，只改變它的方向，此外它又不作功。

為證明此點設想只在地球自轉偏向力作用下運動着的質點的水平運動。運動方程式(9)在這個場合應如下形：

$$\frac{du}{dt} = 2\omega \sin \varphi v, \quad \frac{dv}{dt} = -2\omega \sin \varphi u. \quad (12)$$

以 u 乘第一方程式，以 v 乘第二式然後相加，得

$$u \frac{du}{dt} + v \frac{dv}{dt} = 0,$$

或

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) = 0. \quad (13)$$

從而

$$\frac{d}{dt} c^2 = 0, \quad (14)$$

因為地球自轉偏向力不能改變質點的動能，因此並不作功。

壓力梯度 氣壓梯度(或壓力梯度)是一個向量，在任何一點上其數值等於壓力順等壓面法線方向的微分的大小，其方向指向氣壓降低的一邊。

氣壓梯度表示沿着壓力降低的方向在單位距離(順着法線方向)間壓力變化的大小。

氣壓梯度的因次是

$$\left[\frac{\partial p}{\partial n} \right] = \frac{\text{達因}}{\text{立方厘米}}, \quad (15)$$

由此氣壓梯度就是因了壓力分佈的不同而產生的對於單位容積的空氣而言的力量。

氣壓梯度力 G 是指因了壓力分佈的不同而產生的作用於每一個單位質量空氣的力。

$$\text{氣壓梯度力等於} \quad G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

它的因次是

$$\left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right] = \frac{\text{立方厘米} \times \text{達因}}{\text{克} \times \text{立方厘米}} = \frac{\text{達因}}{\text{克}}. \quad (16)$$

摩擦力 包圍地球表面的空氣介質經常在運動之中。自然，當空氣運動之際，和在一切其他運動中間一樣，也會產生摩擦力。

在第一近似裏可以假定空氣在下接表面周圍的摩擦過程服從於固體摩擦定律，所以發生的摩擦力，其大小和速度成正比，其方向和速度相反。

這時候摩擦力的分量可以寫成下式：

$$R_x = -ku, \quad R_y = -kv, \quad (17)$$

這裏 R_x 和 R_y 是摩擦力沿着坐標軸的分量，而 k 是摩擦係數。

研究證明，(17)式所表示摩擦過程的作用情況是非常不完全的，因為空氣不能和固體相比。一般地講空氣並不像固體一般具有外摩擦力，觀測所得到的在下接表面附近速度降低的原因無甯說是內摩擦力以及尙待詳細說明的許多別的原因。

離心力 除掉上述在任何大氣運動時候都有的力以外，在沿着曲線軌道運動之際，又會產生離心力

$$Z = \frac{c^2}{r}, \quad (18)$$

這裏 r 是曲率半徑， c 是運動速度。

由公式可知離心力隨速度的增加及曲率半徑的減少迅速增加，所以在這樣的情況下，於運動中就具有重要的作用。

離心力並不是能動的力。它是慣性力，是包含在運動方程式(9)中由式 $\frac{du}{dt}$, $\frac{dv}{dt}$, $\frac{dw}{dt}$ 所表示的慣性力之內的。

最後必須指出，在所有上述一切力之間，只有氣壓梯度力可以使空氣脫離靜止狀態，而所有其他的力只能夠把已經產生了的運動加以變更而已。

§4. 重力場

重力位 地表上方拔海 z 某一地點的重力的位勢(或重力位)是把單位質量移動到這一點的位能。

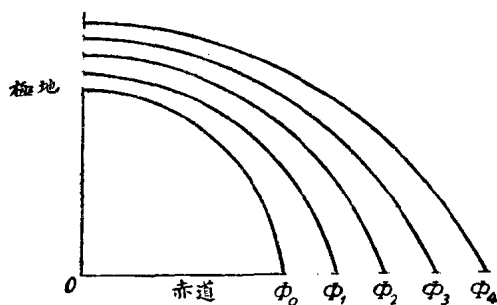


圖 2. 大氣中水準面的位置。

重力位是等於把單位質量從海平面上移動了高度 z 到該點之際必須抵抗重力所消耗的功。根據定義可知重力位等於

$$\Phi = \int_0^z g \, dz. \quad (1)$$

假如將 g 隨高度的變化略去不計，則重力位等於

$$\Phi = gz.$$

重力位的因次是

$$[\Phi] = [gz] = \frac{\text{平方厘米}}{\text{秒}^2}.$$

在絕對單位系統中，重力位的單位，是將單位質量在單位強度的力場中提高單位高度時的位能。

水準面 所謂水準面就是重力位相等的表面。每一點的重力和通過該點的水準面成垂直。

水準面(或等重力位面)與方程式 $z = \text{const}$ 所代表的等高面不同。例如兩極上面在高度 20 仟米處的水準面到了赤道上面將要更加高出 100 米。儘管這個差別很小,但我們把高空觀測的結果,應該和水準面相聯系,而不和各種等高面相聯系,這在原則上是很重要的事。

爲了要弄清楚大氣中水準面的位置,我們就應用重力位方程式的微分形式 $d\Phi = g dz$, 將其積分得 $\Phi_2 - \Phi_1 = g(z_2 - z_1)$, 或 $\Delta\Phi = g\Delta z$, 由此

$$\Delta z = \frac{\Delta\Phi}{g} \quad (2)$$

這樣,重力位面間的距離和該緯度上的重力值成反比例。圖 2 示大氣中水準面的位置。

因爲重力值在兩極最大,赤道最小,所以水準面在兩極靠得攏些,在赤道上離得開些。環球海洋的表面(在其平均狀態)是一個水準面;在這個面上的重力位規定爲零。這個表面和球面不同,叫作大地水準面。

動力米 在米噸秒單位系統裏(MTS)以位勢 $\Phi = 1$ 平方米/秒² 作爲重力位的單位。

這個單位叫做動力分米,比它大 10 倍的數值叫做動力米。由此,用動力米來表示的某點高度等於以 MTS 單位系統來表示該點重力位值的十分之一,也就是說

$$H \text{ 動力米} = \frac{1}{10} \Phi \quad (3)$$

我們所以要導入這個概念是因爲假如在公式(1)中取 $g = 10$ 米/秒², 那末當 $z = 0.1$ 米 $\Phi = 10 \times 0.1 = 1$ 平方米/秒², 也就是說 $g = 10$ 米/秒² 時,一個動力分米等於鉛直相距一分米長度的兩點間位勢之差。

將 Φ 值代入(3)式得