

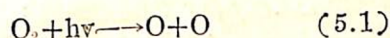
高空大氣之結構及其分層方法 (續上期) 萬寶康

The Structure And Stratification Of The Upper Atmosphere

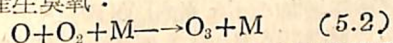
而言，氮約佔78%，氧約佔21%，餘為少量之其他多種氣體，其中包括臭氧，二氧化碳與氫等。此等資料可利用氣球或火箭攜帶抽樣瓶 (Sampling flask) 在各高度自動採集空氣樣品，然後以化學方法分析之。惟因瓶內難於獲得絕對之真空，且封口技術難於做到盡善盡美，故此項方法尚多待改進。根據 S. Chapman (1950a) 之命名，此層可稱之為均質層 (Homosphere)。

高度20公里以上之大氣，因受太陽輻射之影響，發生光化作用 (Photochemical process)，造成各種氣體複雜之分解與復合現象，S. Chapman (1950a) 稱之為異質層 (Heterosphere)。在異質層大氣之平均分子量為高度之函數，不再保持不變。按各種氣體光化作用之先後，又可將異質層再劃分為以下各層：

(1) 臭氧層 (Ozonosphere)：太陽輻射之紫外光譜可由 2,900Å 擴展至 977Å。吾人可知大氣中之氧可強烈吸收 Schumann 區域 (1300Å $\leq \lambda \leq$ 2,000Å) 之波帶，同時亦可輕微吸收以 2400Å 為中心之 Herzberg 波帶。一氧分子吸收紫光輻射一光子之能量，即可使此氧分子發生分解，有如下式所示：

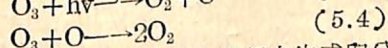
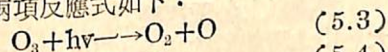


式中 $h\nu$ 為一光子所有之能量。 h 為 Planck 常數 ($h = 6.55 \times 10^{-27}$ erg sec)， ν 為頻率 ($\nu = c/\lambda$, $C = 3 \times 10^{10}$ cm/sec)。被分解之氧原子與原有之氧分子碰撞，並有一第三個中性分子 (氧或氮) 存在，可由下式而產生臭氧：



式中 M 為所需之第三個中性分子，以保持能量與運動量在碰撞中不變之概念。

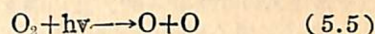
高空大氣中之臭氧大致分佈於 20 至 85 公里之間，但其最大量則集中於 30 公里附近，其總量在標準大氣壓力之下僅相當 3mm 之厚度。惟因臭氧對於紫外光譜之 Hartley 區域 (2,000Å $\leq \lambda \leq$ 3,000Å) Huggins, 及區域 (3,000Å $\leq \lambda \leq$ 3,500Å) 及可見光之 Chappins 區域 (4,000Å $\leq \lambda \leq$ 8,000Å) 等波帶之吸收，使呈不穩定狀態而又發生分解而終於復合為氧分子，此兩項反應式如下：



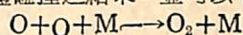
以上四個反應式可解釋高空大氣中臭氧之生成與分解。此層以臭氧頂 (Ozonopause) 為其上限，其高度約為 85 公里 (Townsend, 1960)。

(2) 高空大氣中之氧可強烈吸收太陽紫外光譜 Schumann 區域 (1,250Å $\leq \lambda \leq$ 1,750Å) 波帶之能量而使高度 80 公里以上之氧分子分解，並呈原子狀態，其分解率隨高度增加。分解後之氧原子浮升於

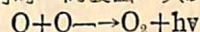
較重之氮原子之上逐漸發生分離現象。其反應式如下：



其復合則為三體碰撞之結果，並可以下式表示之。

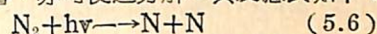


惟在 100 公里以上亦可發生兩體碰撞，其結合所產生之能量在發射時一同發出。其反應式如下：



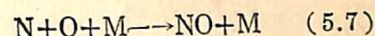
此種 $\lambda 5577$ 之氧綠線可於夜光光譜中見之，其高度約在 90 至 118 公里之間。

氮分子在較低高度不易為太陽輻射所分解，惟在 90 公里以上，由於強烈紫光輻射 (1,200Å $\leq \lambda \leq$ 1,250Å) 之影響，亦可使之分解。其反應式如下：

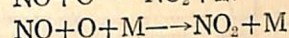


氮原子存在之高度較氧原子為高，但在有氮分子而無氧分子存在之高度，其氧原子之密度仍較氮原子為大，故 120 公里以上，氧原子仍多於氮原子。

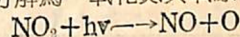
氮原子與氧原子可由三體碰撞之結果產生一氧化氮：



一氧化氮與氧原子又可由兩體或三體碰撞之結果產生二氧化碳：



二氧化氮亦可分解為一氧化氮與氧原子：



此外，一氧化氮與二氧化氮與氧原子，臭氧，氮原子等之間尚可發生各種複雜之反應關係，因其合成與分解率較小，故此處暫予以忽略。

根據最近之研究，認為分子氧之完全分解約在 200 公里左右。S. Chapman (1960) 亦曾指出此層以原子氧與分子氮為主，但未予以命名，亦未確定其上限之高度。作者擬議將此層命名為「分子層」 (Moleculesphere) 以表示分子氧與分子氮存在之範圍，並以 200 公里為其上限。

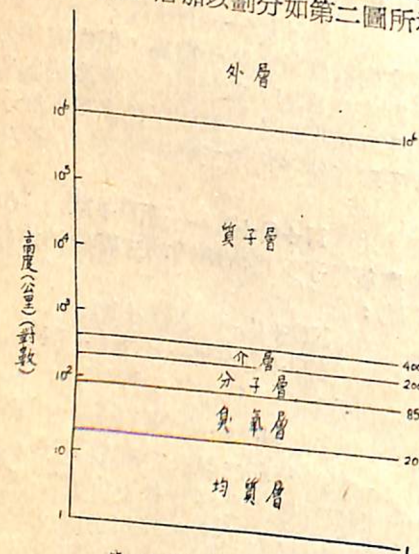
(3) 介層 (Mesosphere)：200 公里以上之高度，以氧原子為主，同時亦有少量之氮原子。N/O 之比率隨高度變化，有如下表所示：

高度 (公里)	N/O
230	0.037
250	0.03
255	0.035
285	0.045
385	0.06
460	0.06
650	0.07
705	0.07
820	0.06

惟仍以中性氫原子為主。S. Chapman (1960) 命名為介層，意即介乎完全中性氫原子與完全遊離氫原子間之一中間層次也。此層以介層頂 (Metapause) 為其上限，其高度甚難確定，尚待進一步資料之證實。目前僅能按 Flohn 與 Penndorf (1950) 之意見將此高度置於 400 公里，即相當於其原子層 (Atomic Layer) 之頂端。

(4) 質子層 (Protosphere)：介層頂以上之高度，故 Chapman (1960) 命名為質子層。此等之原子氫，由擴散作用向上移動。太陽之紫外光線，使氫分子分解而為氫原子。

Nicolet (1960) 對於高空大氣化學成份之研究貢獻最多，並就此種觀點將整個大氣層命名為化學層 (Chemosphere)。茲根據以上所討論之結果，將此項化學層加以劃分如第二圖所示。



第二圖 高空大氣按化學成份之層分方法

六、電子密度

高空大氣中各種氣體分子與原子之游離作用主要係由太陽之紫外輻射，X射線及粒子輻射等所造成。至於地球本身放射性物質之影響則僅限於地面附近且甚為微弱，故低空游離現象極為微弱之一層 S. Chapman (1950) 稱之曰中和層 (Neutrosphere)，並以中和頂 (Neutropause) 為其上限。游離層 (Ionosphere) 係 Kennelly 與 Heaviside 首先於 1902 年分別倡議，認為遠程無線電波之傳播乃高空大氣中有一導電層反射所致，但其存在則於 1925 年始經 Appleton 與 Barnett 以及 Breit 與 Tuve 予以證實。游離層之厚度與電子密度，週日與季節變化與日焰，太陽黑子，日蝕及月潮汐等有關。游離層電子之擴散與其質量運動則受地球磁場之影響，故地球磁場連續之不規則變化亦即由於游離層中電子流動使然。

高空大氣游離層之探測通常由地面應用脈波垂直測射法，變化發射脈波之頻率以求出電子密度顯著變化之層次。利用火箭探測除蓋氏計數器測量電子密度外，更可以 Doppler 效應之原理，測定火箭在飛行中所發射無線電波之頻率變化，以決定高空大氣中之電子密度。此種方法謂之 DOVAP 方法 (Doppler Velocity and Position Method)。

設以 C 為無線電波之相速， λ 為其波長， f 為其頻率，則三者有如下之關係：

$$C = \lambda f$$

$$C = C_0/n \quad (6.2)$$

假定有一頻率為 f 之無線電波發射自一與其傳播方向相向運動之火箭，此一火箭對觀測者之相對速度為 V ，在一秒間可發射 $1/f$ 波數，其第一個波離開火箭之距離為 $C+V$ 。如由火箭運動發生之波長變化為 $\Delta\lambda$ ，則有如下關係：

$$(\lambda + \Delta\lambda) f = C + V \quad (6.3)$$

將式 (6.1) 代入式 (6.3) 可得：

$$\Delta\lambda/\lambda = v/c \quad (6.4)$$

微分 (6.1) 式可得：

$$\Delta\lambda/\lambda + \Delta f/f + \Delta\lambda \cdot \Delta f / \lambda f = \Delta c/c$$

假定在一個波長中，相速之相對變化 $\Delta c/c$ 及乘積項 $\Delta\lambda \cdot \Delta f / \lambda f$ 均可忽略則：

$$\Delta\lambda/\lambda + \Delta f/f = 0$$

由此可知，如火箭遠離，(相對速度為正值) 則其所發射無線電波之頻率減少 Δf 。反之，如火箭趨近 (相對速度為負值)，則其所發射無線電波之頻率增加 Δf 。此即 DOVAP 方法之原理。

將式 (6.2) 代入式 (6.5) 可得：

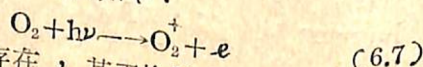
$$\Delta f = -f n v / C_0 \quad (6.6)$$

此式表示無線電波頻率之變化不僅與火箭運動之相對速度有關，同時亦與火箭所穿過大氣層內之無線電波折射率有關。如無線電波頻率之 Doppler 移動值可以測定，則可由其折射率推算其電子密度。

其簡化後之關係式如下： $N = T_1 m f^2 (1 - n^2) / l^2$ 式中 N 為電子密度 m 與 l 為一電之質量與電荷，此處係假定火箭係垂直上升，如火箭之軌跡稍有偏斜，則須採用其相對速度之垂直分速。

根據以上各種探測方法所得之結果，可知高空大氣中之游離層約在 80 至 10⁶ 公里之間，實際為一整個之層次，不過由於其中細微之變化，可再將此整個層次劃分為以下各層：

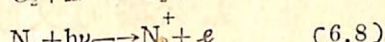
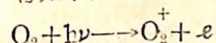
(1) D 層：此為最低之一層，其高度約在 60—80 公里之間主要係分子氧受強烈太陽紫外輻射衝擊而進行游離所致，其反應式如下：



此層僅在日間存在，其平均最大電子密度約為

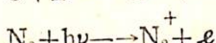
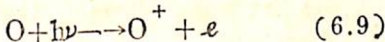
$0.5-2.0 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ 夜間即行消失。在日焰最盛時期，可能發生激烈發展，中高頻率無線電通信常可因之停頓。

(2) E 層：日間高度約在 80 至 160 公里之間，平均最大電子密度約為 $(1.5-3.0) \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ 。夜間高度約在 80 至 100 公里之間，平均最大電子密度約為 $0.2 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ 左右。此層遠較 D 層為明顯，為太陽紫外輻射與 X 射線對分子氧與部份分子氮之游離作用所致，有如下兩式所示：

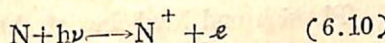


又有所謂散層 (Sporadic E) 則為 E 層中密度不均勻之電子雲塊，其運動速度可達 360 km/hr，故觀測此種電子雲塊之運動即可推斷所在高度之風速。

(3) F₁ 層：此層在日間之高度約為 160 至 300 公里，其平均最大電子密度約為 $(2.5-4.0) \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ 。夜間通常與 F₂ 層合而為一，僅偶然於游離層發生激烈之紛擾時在夜間出現。為原子氧與分子氮之游離而成，其反應式如下：

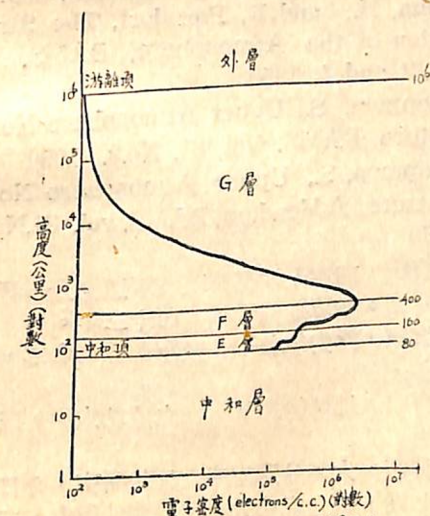


(4) F₂ 層：此層為遠程無線電通信最重要之一層。其日間高度約為 300 至 400 公里，平均最大電子密度約為 $(10-30) \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ ，其夜間高度約為 300 公里，平均最大電子密度約為 $0.2 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ 。除原子氧與分子氮之游離作用外，亦包括有原子氮在內。



來同太陽之高速粒子亦為構成此層之一原因。

(5) G 層：此一反射層位於 F₂ 層之上方，僅可於 F₂ 層特別衰弱時見之。此層之高度約在 400 至 500 公里之間，可能係經常存在，但不易於測得。蓋 F₂



第三圖 高空大氣按電子密度之層分方法

層之電子密度較 G 層為大，所有由地面發射之無線電波多經由 F₂ 層反射而無從到達 G 層也。此層之成因與 F₂ 相似，可能亦為原子氮之游離，詳情目前尚不十分明瞭。惟根據月球火箭資料，可知高度 10⁶ 公里處仍有可測出之電子密度，故應將游離頂 (Ionopause) 置於此處，亦為外層之起點。

根據上述資料可將整個大氣層按其游離狀態劃分為以下各層次如第三圖所示：

七、其他因子

(1) 雲：對流層中之一般雲類，以卷雲為最高，其最大高度可達對流頂。平流層中有一種運動迅速之雲曰貝母雲 (Mother-of-Pearl Clouds)，因其有珍珠光澤，故又稱珠光雲 (Nacreous clouds)。此種雲可能有藍綠紅等顏色，在日出前及日沒後最為鮮艷。經 Störmer 多年之研究，測得其平均高度約為 25 公里。因此雲曾一次發生一直徑為 15°—18° 之月華，故推斷為微小之水滴所構成。

又有一種夜光雲 (Noctilucent Clouds) 僅可能於夜間太陽餘暉中瞥見之。其顏色不如貝母雲之燦爛，接近地平線時呈金黃色或紅棕色。位於中間高度時為白色或藍白色，接近天頂時為藍灰色。其亮度有時甚大，可使物體在地面上投射陰影。此種雲可發射極化之光線，其光譜與日光相似，可能即為散射之日光。偶見於高緯度地帶，高度接近於 80 公里，是否為冰晶或火山灰所構成，目前尚難決定。

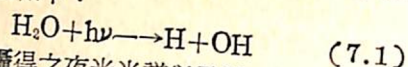
(2) 水汽：地面附近大氣中水汽為一變化極大之成份，以容積論，可達 $(10^{-5}-10^{-2})\%$ ，視距離水源之遠近及地面之狀態而定。且由對流運動之發展向上輸送，但急驟隨高度之增加而遞減。

高空大氣中之水汽可以飛機攜帶霜點濕度表 (Frost-Point Hygrometer) 或以氣球攜帶無線電探空儀測量之。根據蚊式飛機七十次探測結果之統計，獲知對流頂之平均相對濕度約為 42.5%，但其上方 1.5 公里處之平均相對濕度即銳減為 2.2%。氣球雖可升至 30 公里左右，但所携之電阻濕度表在溫度 -40°C 以下不復發生作用，故所能得到溫度紀錄之高度反較霜點濕度表為低，且電阻濕度表穿過較低雲層時，可能因水汽之凝結而引起氯化鋁溶液之流失，亦可使此種電阻濕度表失效。霜點濕度表亦可利用氣球攜帶，但其重量甚大殊非一般探空氣球所能負荷。

水汽可在紅內光譜中發生若干吸收帶，其主要者有二：一以 6.3μ 為中心，一由 20μ 直達微波區域。吾人可以此等吸收帶之強度以測量高空大氣中之水汽含量，但以 6.3μ 為中心之吸收帶較為便利。R. M. Goody (1954) 等利用蚊式飛機在高空大氣中攝取太陽光譜，高度曾達九公里，所得之結果與由霜點濕度表所得者相合。根據三次 30,000 呎以上之飛行，估計平流層中之水汽含量少於 $7 \times 10^3 \text{ gcm}^{-2}$ ，亦可能為 $1.4 \times 10^3 \text{ gcm}^{-2}$ 。但以測量

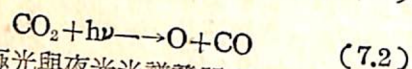
次數過少，尚不能作為定論。

在70公里以上之高空大氣中，水汽可因太陽紫外輻射 ($\lambda \leq 1,800\text{\AA}$) 之影響而分解為原子氫與氫氧基。其反應式如下：



Meinel由地面攝得之夜光光譜以及Heppner等由火箭攝得之夜光光譜證明夜光區域有氫氧基之存在。

(3) 二氧化碳：地面附近大氣中之二氧化碳含量，其局部變化甚大。其平均之容積百分比約為0.033±0.001%。整個對流層中二氧化碳所佔之容積百分比約為0.026%。平流層中二氧化碳僅有一次紀錄，得自1938年探險家二號氣球在21.5公里高度所採集之品樣，其容積百分比為0.029±0.002%與對流層相埒，大致可代表擴散高度以下整個平流層中二氧化碳含量。擴散高度，二氧化碳發生分解，其反應式如下：

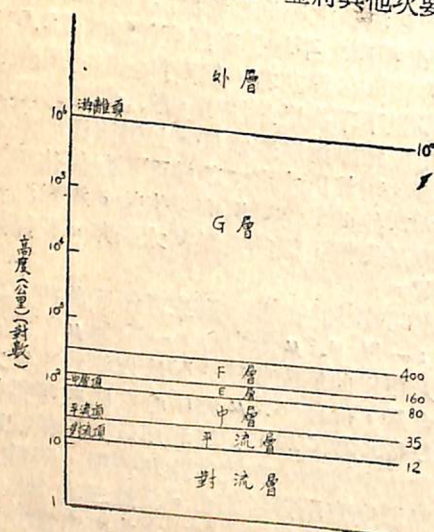


(4) 鈉：由極光與夜光光譜證明高空大氣中有鈉之存在，但其來源尚不可知。

由此可知出現於各種不同高度之雲以及大氣中若干可變之成份如水汽與二氧化碳等因子亦可作為分層研究之依據。但因不如其他因素顯著，且資料不甚完整故暫時予以忽略。至於高空大氣中之太陽輻射，粒子輻射，宇宙線以及流星與微流星等，或來自太陽，或來自太陽系以外之空際，皆為源於地球以外之各種現象，亦為太空物理研究之主要課題。

八、高空大氣之分層方法

綜觀以上各節所述，可知有關高空大氣結構之因子甚多，但任何單獨一種因子均不能作為其分層方法之理想根據。欲顯示各種因子之主要特性，勢須採用一種綜合之分層方法。每一層選擇一種最重要之因子作為其命名之基礎，並將其其他次要之因子



第四圖 高空大氣之綜合分層方法

均予放棄。

近年曾先後對於此種綜合分層方法予以嘗試者計有 Flohm and Penndorf (1950), S. Chapman (1950) 及 R. M. Goody (1954) 等人，作者 (1961) 亦曾撰專文予以比較研究。惟因火箭與衛星探測資料之增加，原有分層方法又有再加修正之必要。茲根據以上各種因子個別分層方法之結果，擬定一綜合分層方法，以明瞭整個高空大氣之結構如第四圖所示：

主要參考文獻

1. Johnson, J. C., Physical Meteorology. Wiley. 1954
2. Neuberger, H., Introduction to Physical Meteorology, Penn State Univ. Press 1951
3. Newell, H. E., High Altitude Rocket Research, Academic Press, 1953
4. Newell, H. E., ed., Sounding Rockets, McGraw-Hill, 1959
5. Kuiper, G. P., ed., The Atmospheres of the Earth and Planets, Univ. of Chicago Press, 1952
6. Houghton, H. G. ed., Atmospheric Explorations Wiley, 1958
7. Goody, R. M., The Physics of the Stratosphere, Cambridge Univ. Press, 1954
8. Ratcliffe, J. A., ed., Physics of Upper Atmosphere, Academic Press, 1960
9. Benson, O. O., and H. Strughold, ed., The Physics and Medicine of the Atmosphere and space, Wiley, 1960
10. Berkner, L. V. and Hugh Odishaw, ed., Science in Space, McGraw-Hill, 1961
11. Van Allen, J. A., ed., Scientific Uses of Earth Satellites, Chapman-Hall, 1957
12. Flohm, H., and R. Penndorf, The Stratification of the Atmosphere, BAMS, Vol No.31 and 4, 1950
13. Chapman, S., Upper Atmosphere Nomenclature, BAMS. Vol. 31, No.8. 1950
14. Chapman, S., Upper Atmosphere Nomenclature, Addendum, BAMS, vol. 31, No. 10 1950
15. 萬寶康，高空火箭探測，空軍通信月刊第一卷第四期。空軍通信學校，四十三年。
16. 萬寶康，動力氣象學，空軍訓練司令部，四十六年。
17. 萬寶康，地球物理學，省立成功大學，四十九年。
18. 萬寶康，大氣分層方法之比較研究，今日交通第七期，省立成功大學交通管理學會，五十年。