

大氣臭氧與天氣之研究

魏元恒

A Study of the Atmospheric Ozone

and the Weather

Yuan-Heng Wei

Abstract

The total amount of atmospheric ozone was observed in Taipei, throughout the period from July, 1965 to August, 1966, by using Dobson's Spectrophotometer. The analysis of ozone amount observed in Taipei shows a seasonal variation with maximum in mid-summer and minimum in early winter. This seasonal variation is different from that observed in the temperate zone and even at the same latitude as Taipei (Taipei is located at 25°N). Some explanations for this difference are given in this paper.

Positive correlations between ozone amount and surface pressure in Taipei are obtained which indicate that an excess of ozone is always associated with the extension of the Siberian anticyclone. A survey of theories and facts about atmospheric ozone and its relationship to weather will be described and discussed in detail in this paper.

一、前 言

大氣中所含之臭氧(O₃)為量至微，其所以受重視，乃由於存在大氣中之微量臭氧，變化甚大，可影響到大氣環流及天氣的變化。在國際地球物理學年，及國際太陽寧靜年，均將大氣臭氧觀測，列為國際共同觀測之重要項目。臺北於民國五十四年，開始大氣臭氧觀測工作，為現在全世界僅有之七十個臭氧測站中之一；故此種觀測，甚具科學上之價值。本文主要目的，為說明大氣中臭氧之分佈及其變化原因，以及與天氣之關係，並以臺北觀測所得，加以證驗，冀以臭氧觀測，應用於日常天氣預測工作之中。

二、大氣臭氧之一般特性

大氣主要為四種氣體(N₂、O₂、A、CO₂)所混合組成，其總成分佔99.997%。其餘為稀有氣體，如氖(Ne)及臭氧(O₃)等，可謂為量至微；而臭氧在此稀有氣體中，僅為氖之三十分之一(氖佔大氣成分百萬分之十五)。如此微量之臭氧，又多出現於距離地面甚高之大氣中，而能引起世界科學家之注意，每日從事觀測此稀有氣體，其原因乃由於出現於大氣中之臭氧量，對太陽輻射之紫外線部分，具有甚強之吸收作用。臭氧吸收太陽紫外線之波長範圍，約自3,300A°

至2,300A°(A°=1/10,000mm)，在此波段之邊緣，吸收作用甚微，但在其中央部分，波長2,500A°，吸收作用甚強，一公分(cm)厚之純臭氧，在標準大氣壓力及溫度下，幾可將此一波長全部紫外線吸收。太陽能量約有百分之五，在紫外線波段內，為上層大氣中臭氧所吸收，因此導致平流層上部氣溫增高，較赤道地面上氣溫尤高之現象。就太陽分光之研究，太陽光之波長在2,890A°以下者即為目所不能見，但在此波長以下約含有太陽總能量百分之五，為大氣中臭氧所吸收。臭氧吸收紫外線之作用，猶如一濾光器，大氣中若無此濾光器，則太陽之紫外線，將全部到達地面可傷害吾人之皮膚、眼，造成重大災害；若臭氧增加過多，將太陽紫外線，全部在上層大氣中吸收，對人類亦屬不利。因適量之紫外線，對人類之健康及生命乃屬有益者，可知此少量之臭氧，對人體之影響甚大。

大氣中臭氧觀測之所以重要，由於在任何一地，大氣中臭氧總量之變化，與天氣變化係密切相關；高氣壓區與低氣壓區，臭氧之分佈，有顯著不同；當高低氣壓移動時，臭氧之分佈亦隨之變動。故就每日所得臭氧之分佈情形，用以與每日天氣圖上狀況作比照可對未來天氣系統之預測，有所裨益。

三、大氣臭氧之觀測

(一) 臭氧觀測要義

欲測知一地，垂直大氣層內，全部臭氧含量，係用分光法求得。由於大氣內之臭氧，主要集中在平流層內，無從用化學方法，作直接之分析而測量其全量；故最好利用太陽光線，在通過整個大氣層時，測量臭氧對其吸收情形，藉以判定臭氧含量。此法係觀測太陽某一定波長之光線，在其通過大氣層時，被臭氧吸收若干；再就實驗室內，所測吸收係數，用以確定光線通過大氣層內，臭氧之含量。在選擇光波長度時，須注意若所選之波長，對臭氧之吸收過少，所測得結果不準確。反之若所選之波長，對臭氧吸收過強，則此波長之光能到達地者過少，亦使測得結果不正確。故一般所擇用之波長，係就紫外線最強吸收光帶之邊緣處之波長。

(二) 光波長度之選擇

臭氧觀測，首須以分光儀，將太陽各不同光波分離，再選用所需光波測量之。所選光波強度之測量，可應用攝影片或光電管。用攝影法，對選擇所需波長之鑑定，甚為方便亦較正確。光電管法，運用最為便利，可迅速獲得結果，無需如攝影法，需洗晒底片。

測量臭氧，一般係測量兩個不同波長其間之比較強度。第一個波長，選用對臭氧吸收強者，第二個波長選用對臭氧吸收弱者。太陽輻射通過大氣層，到達地面後，其強度變弱，非僅由於為臭氧所吸收，一部分亦係由於空氣及塵埃對陽光擴散作用所致。但由於測量兩個不同波長之比較值，可不受光之擴散作用之影響，而臭氧之吸收量，可因此由比較而得。關於臭氧距離地面高度之測量，可利用日落後天頂光之觀測得之，其詳在下文述之。天空陰雲時，仍可以上法，作臭氧觀測，此對於吾人研究臭氧與天氣之關係，補益甚多。

(三) 大氣中臭氧之厚度

大氣中臭氧總量，一般均以純臭氧層厚度表示之。此純臭氧層厚度，係假設大氣中之臭氧，自大氣中分離，在標準大氣壓力及溫度下，凝聚成一均勻氣層之厚度。例如整個大氣層，在均一大氣 (Homogeneous atmosphere) 之厚度約為 8 km，若大氣內各種氣體，個別分離成層，則在全厚度 8 km 內，氮氣層 (N) 佔約 6.2 km，氧層佔約 1.7 km，但臭氧層僅為 3 mm 厚，其變化之範圍，約自 1.5 mm 至 4 mm 以上。

(四) 台北之臭氧觀測

臺北所用臭氧觀測儀，為英人 (Dobson) 氏所發明之「臭氧分光攝影測定儀」 (Ozone spectrophotometer)，係倫敦伯克 (Beck) 公司所造。此儀器係用以測量，大氣中所含臭氧總量，亦即測量自地面至大氣頂端，觀測站上垂直空氣柱內，所含之臭氧總量。其原理係依據日光強度，在通過大氣層時，強度減弱，藉以推算臭氧總量。因測量兩種光波長之相對吸收，較測量一種光波長之絕對吸收為便利，故利用兩種波長，具有顯著不同之吸收係數者，以作觀測。臭氧吸收光帶，約自 $3,400\text{\AA}$ 至 $2,000\text{\AA}$ ，其最強吸收光帶在 $2,500\text{\AA}$ 。對臭氧吸收，變化最大之光帶為 $3,000\text{\AA}$ 與 $3,400\text{\AA}$ 之間。故選兩個不同波長，相差為 200\AA 亦頗易，並適於達成觀測之目的。

此儀器用兩個不同光波長，從事觀測，並依下列三種方式進行：

1. 應用太陽直射光觀測：在選用一對不同波長時，可依據太陽不同高度，以作適宜選擇，使大氣之擴散影響消除，而能測得臭氧之吸收。

2. 應用來自晴空之天頂光觀測：依據研究，由太陽直射光所測得之臭氧總量，與由天頂光所測得者，其間有一定之關係；故於不能作太陽直射光觀測時，可作天頂光觀測，亦可求出臭氧全量。

3. 應用來自雲之天頂光觀測：天空有雲時，此儀器所接收光，為日光及天光之混合體；天空之雲，對於分光觀測所用之兩個波長，均不致發生吸收及散射作用。如須校正天空有雲時之誤差，可用一對不同波長之光，對臭氧無吸收作用者，先作一次觀測，用以校正天頂有雲之觀測值，得到相當於晴空之值。

按照國際規定，臭氧觀測，若不能完全作日光觀測時，可作晴空或有雲之天頂光觀測，但以晴空較佳。

四、大氣臭氧之垂直分佈

高空臭氧，垂直分佈之情形，與其他自然現象，關係甚為重要，為吾人切需確知者。由太陽直射光柱，對臭氧總量，作連續觀測，自正午至日沒或日出，可約略決定臭氧之平均高度，約距地面 40 至 50 km。惟此法所得之高度，甚不準確。後經 Dr. Gotz 發明較進步之方法，係利用光電儀，在日出或日沒時，測量晴天之天頂光。當儀器指向天頂，所接收之光，係太陽直射光束，經大氣層擴散而來，並隨太陽高度

變化者。因此在日落時光線所經過臭氧之長度，與太陽直射光，所經臭氧長度，則大不相同。大氣中臭氧之垂直分佈情形，乃依據此理而決定者。此法又稱 Umkehr Method，亦即由來自天頂兩種不同紫外線波長， λ 及 λ' ，就其擴散強度作比較（即 λ/λ' ）； λ 對臭氧吸收強， λ' 吸收弱，兩波長之強度比，係隨太陽仰角大小變化，可藉此算出臭氧垂直分佈情況。

(一) 高空中之臭氧

大氣中之臭氧，自地面至高度約40km 以上，均有其踪跡存在，但臭氧最多，係在高度 20 至 25km 間。臭氧密度，係由地面向高空逐漸增加，至 35km 高度達於最大，再向上則復形減少。關於計量垂直高空之臭氧，可以 cm/km 為單位（即高度每公里 (km) 臭氧之厚度 cm）。臭氧「密度」則以 $\mu\text{g}/\text{kg}$ 為單位（即臭氧密度以 μg 為單位，空氣密度以 kg 為單位）亦即臭氧與空氣之密度比。

大氣中臭氧總量之增減，主要由於平流層底部及

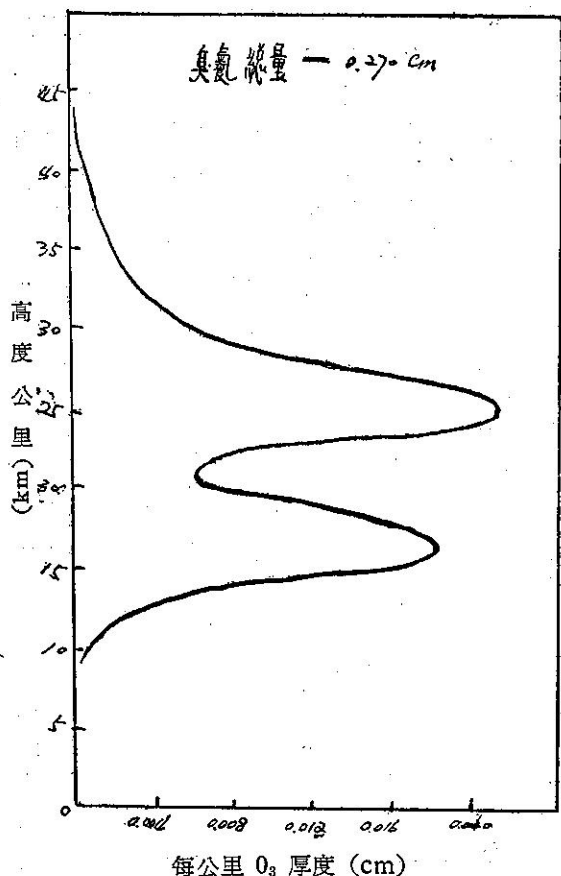


圖1：臭氧垂直分佈在美國 White Sand (35°N所測)
Fig. 1: Vertical ozone distribution (V-2 White Sand).

中部間臭氧之變化所致。圖 1 為臭氧垂直分佈情形，係在美國 White Sand 地方用火箭所測，臭氧隨高度之變化。由圖可知臭氧密度最大，主要出現在20~25km 高度。當臭氧總量少時，此最大層愈形顯著，當臭氧總量多時，在此臭氧最大層下方約16km 處產生一副最多臭氧層，示如圖 1，但在臭氧總量較多時，此兩層分辨即不顯著。

(二) 地面之臭氧

近地面之空氣中，所含臭氧之量甚微，其原因由於近地面之臭氧，易為地面上各種物質及塵埃所破壞。惟近年發現，地面臭氧，亦可由二氧化氮及碳化氫集中區，經陽光照射，而產生臭氧⁽¹⁾。例如汽車排出之氣體，工廠燃燒物等，噴入大氣內，在某種適宜天氣條件及地形之下，臭氧量增多，可超出正常10至20倍。美國西岸洛杉磯盆地，所出現之霧烟 (Smog) 為一顯著之例；其他大城市，當然亦可出現。此種霧烟，因含有多量臭氧，故對於物體有害，影響植物及收穫，使能見度惡劣，有害於人之生理，為城市空氣污染之一種重要問題。

近地面空氣中之臭氧，在甚少污染情形下，係由上層大氣經氣流渦動向下輸送所致。但臭氧量向下輸送過程中，其量係逐漸減少，由於低層空氣，含有對臭氧分解物質。因此近地面氣層內，所含臭氧量甚微，其密度平均約為 $40\mu\text{g}/\text{m}^3$ 。一般高氣壓範圍內，較低氣壓範圍內，臭氧為多。當對流旺盛季節，臭氧日變化，在中午最多。

近地面空氣，在污染甚重之情形下，在適當環境中經日光照射，可導致臭氧產生。如在霧煙 (Smog) 情況下，近地面空氣中之臭氧，可高達 $400\sim 600\mu\text{g}/\text{m}^3$ (0.2-0.3ppm)，此數量幾與平流層底部之臭氧密度相等。所堪注意者，一般公認空氣中所含臭氧量，應不超出 $210\mu\text{g}/\text{m}^3$ 否則對人類健康有害。

近地面空氣內臭氧密度，市內與郊區略不同，就東京1957~1959東京市中心與郊區觀測結果，發現郊區之臭氧有顯著之季變化，最高在四月，最低在十月。市中心區臭氧逐日之變化與郊區者相關密切，夏季日平均值，市區高於郊區。此乃顯示市中心區，近地面空氣中有臭氧之產生。臺北近地面空氣內，臭氧密度之季節變化，就1965年所測，最大密度出現在夏季之七月，為 $64.5\mu\text{g}/\text{m}^3$ ；此與臭氧垂直厚度，最大在八月，頗相一致。臺北臭氧密度最小，出現在冬季之十二月，為 $7.6\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，可謂其量甚微，並與臭氧垂直厚度最小出現之月份，亦頗相近。

五、世界臭氧總量之一般

今日散佈於世界之臭氧觀測站，約有七十個，對於世界臭氧量全年之變化，及在地球上分佈之情形，

較昔日瞭解頗多。臭氧量一年中，有季節性之規則變化，但因緯度不同而有異。就圖 2 所示，可知一年中

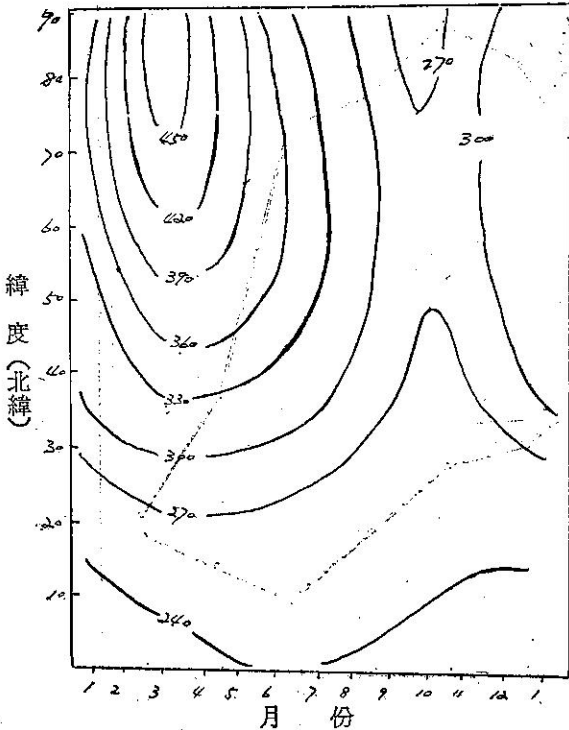


圖 2：臭氧全量（厚度以 10^{-3}cm 為單位）隨緯度及月份變化圖（Godson 1960）。

Fig. 2: Annual variation of the ozone amount at different latitudes of the Northern hemisphere

，一地臭氧量最多出現在春季，最少出現在秋季。近赤道地帶，全年變化甚微。

尤堪注意者，春季時臭氧由赤道向北極，急巨增多，北極附近較赤道之臭氧約多一倍。

六、臺北臭氧總量週年之變化

就臺北一年來（7月~12月，1954及1月~6月，1955）臭氧觀測之結果，示如圖 3。就圖上顯示，臺北臭氧總量，最大量出現在八月，最小量出現在冬季月份。此與上述臭氧週年變化之情形，大異其趨。此種原因，可能由於臺北臭氧觀測，僅有一年之觀測紀錄，且在最初半年（7月~8月，1954），係試驗性質，故其正確性，不無可懷疑之處。

茲就 Godson 氏北半球臭氧全年分佈圖（參看圖 2）中，以內插法求出與臺北緯度（ 25°N ）相當之臭氧量之變化，如圖 3 之虛線所示。可知在臺北相當緯度，臭氧總量最大應在三月，最小應在十月。此

係全球沿緯度 25°N 平均狀態。臺北所測之結果，顯示有其特殊之地區性。再就 Godson 氏北半球臭氧分佈圖（圖 2）所示，在低緯度約 20°N 以南至赤道地區，全年臭氧最多，約出現在夏初六月至七月，此與臺北臭氧最多，出現在八月之狀況相近；臭氧最少出現約在冬季，此與臺北之情況亦相似。由此可知臺北臭氧，全年最多及最少季節性之變化，與 Godson 氏所得之低緯度，臭氧年變化相似。亦可謂臺北臭氧全年之變化，係屬於熱帶型者，臭氧夏季最多，冬季最少；與中緯及高緯度臭氧最多在春季，最少在秋季之一般情形，顯屬不同型式。由上可知，臺北臭氧週年變化之情形，與其所在之緯度不相稱，而與緯度較低，熱帶臭氧變化相當，似可確言，惟臺北所測之夏季臭氧量，其數值似失之過高，有待於日後觀測之研究。

臺北所測臭氧總量，週年變化比較特殊之原因，可試為解釋如下：

1. 一般情況，熱帶地區對流頂高度，與臭氧總量之變化相反，即臭氧總量大，對流頂高度則降低。根據臺灣對流頂高度統計⁽²⁾，對流頂高度，全年以夏季為最低，且高空由盛行之西風，轉為東風。
2. 又按近年之研究⁽³⁾，熱帶地區，平流層西風系統內，氣溫高與臭氧增多相伴，其原因可能由於氣流下沉作用所致；但在平流層東風系統內，氣溫與臭氧，則有相反之變化。

七、臭氧變化與天氣之關係

(一) 歐洲地區臭氧與天氣

英國在昔日，最初從事臭氧觀測時，即發現當天氣變化時，大氣中臭氧量，亦有顯著變化。並且臭氧逐日之變化，確與天氣狀況相關連。當有低氣壓經過英倫時，即發現臭氧量增多。開始增多係在低氣壓槽已通過時。臭氧量最多係出現於低氣壓中心略後方；在高氣壓區西南部，臭氧一般較正常為少。但近代發現，最多臭氧係出現在地面囚錮低氣壓之上，而非在其後方。並且臭氧總量最大，出現在低氣壓後部者，為新生成低氣壓所具之特性，示如圖 4。就 Palmén 氏⁽⁴⁾在 1939 年，由於新生低氣壓中心之垂直軸，隨高度向後方傾斜，延伸至對流頂低氣壓區，而對流頂之低氣壓槽，係與臭氧最多相伴隨。此種對流頂高度與臭氧相伴之變化，主要由於低氣壓在加深時，其內部空氣對流所致之結果。

又就臭氧總量與各種氣象要素相關係數統計之結

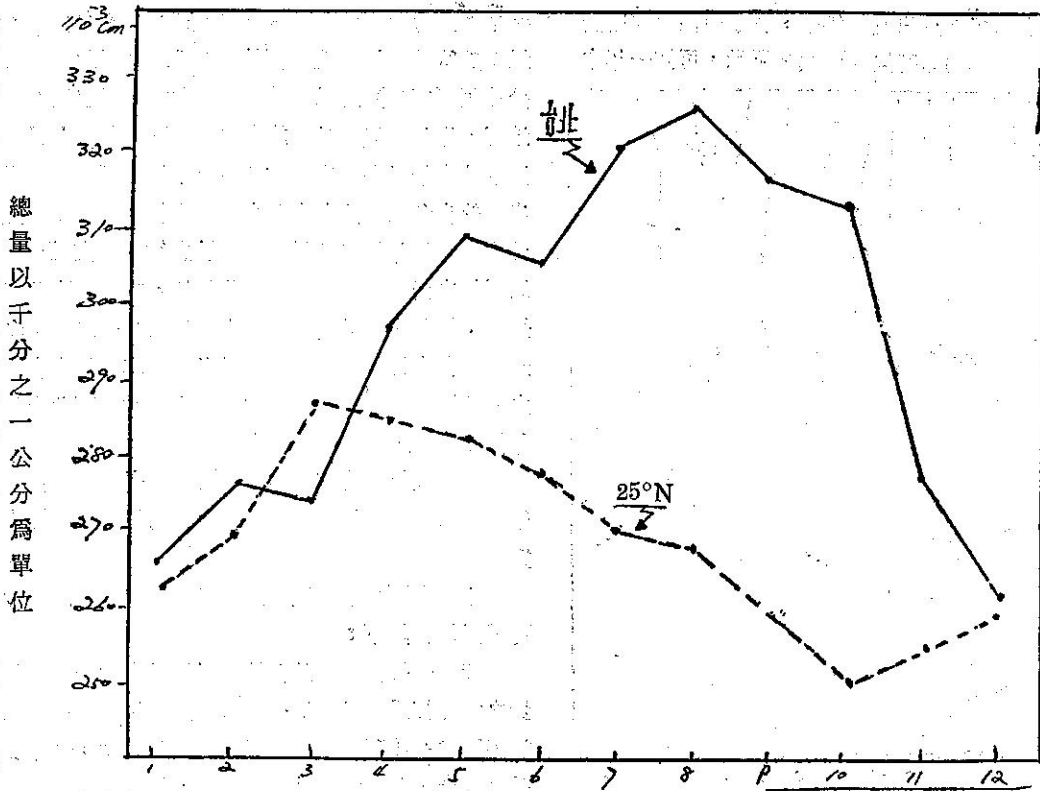


圖 3：臺北臭氧週年變化（內7~12月為1954年觀測值 1~6月為1955年觀測值）
虛線係由圖 2 所求得者

Fig. 3: Annual variation of the ozone amount at Taipei, Taiwan.

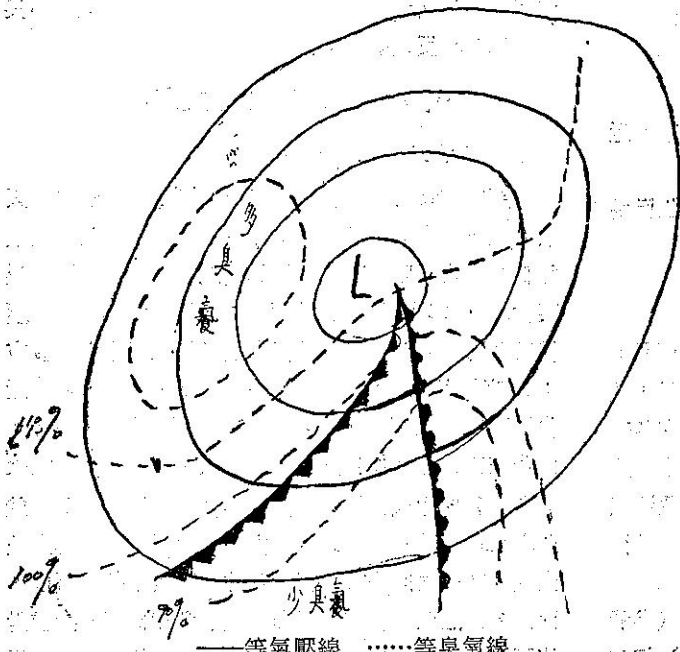


圖 4：臭氧與新生低氣壓（歐洲）

Fig. 4: Distribution of ozone in a depression with warm sector — Ozone, Isobar

果，發現高空 18km 大氣位溫，與臭氧總量之相關係數達 0.8 之密切相關。即臭氧增，氣溫亦增高，臭氧總量每增加 0.01 cm，在 18km 高空之位溫約升高 3°C，對流層頂降低 1km 之高度；並且在高緯度臭氧總量大，則對流頂低。

當對流層上部，氣溫降低時，臭氧增多，反之亦然。並且在平流層或對流層上部氣壓低時，臭氧量則高於正常數值，相反亦然。

(二) 亞洲地區臭氧與天氣之關係

在中國東部所測得之臭氧量，較歐洲同緯度者為高（在緯度 30°N），亦即歐亞大陸東岸較西岸臭氧量為高，並且沿經度線在 45°N 與 25°N 間，臭氧量向南減少較速，後者之原因，則由於極區氣團所含臭氧較熱帶區氣團為多之故。在噴射氣流區，臭氧量減少亦屬此理⁽⁵⁾。若然則中國東部臭氧量較歐洲為多，可能由於噴射氣

流之軸，在東亞較歐洲，所在位置較向南之故。

臭氧與地面氣壓之關係，東亞與歐洲亦不同。歐洲在地面低氣壓內，臭氧多超出正常；但東亞則在西伯利亞高氣壓內，臭氧多超出正常。

(三) 臭氧變化與高空氣象之關係

一般高空槽，係與地面低氣壓相關連，因氣流來自北方，並有下沉空氣，使臭氧增高，但高空脊則與此相反。就 300mb 高空圖上，在低氣壓槽及高氣壓脊，臭氧分佈情形，示如圖 5 此為在日本研究所得

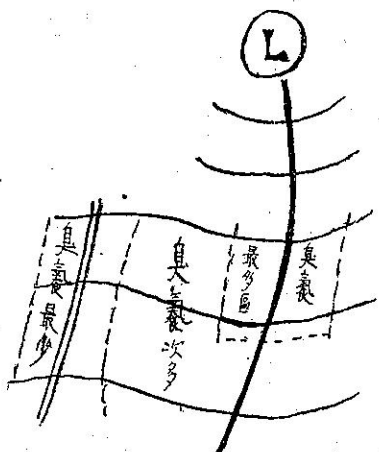


圖 5：東亞臭氧與高空低氣壓

Fig. 5: Distribution of ozone amount in relation to pressure pattern at 300mb level.

之結果。圖內 L 為 300mb 圖上之低氣壓中心，波狀曲線為示槽與脊。近低氣壓中心區因無觀測，臭氧多寡未示出。就 300mb 高空圖，氣壓與臭氧為負相關，氣壓槽較脊之臭氧總量為多。此槽脊為繞極渦旋內之連續波動，300mb 圖上之波，延伸至 100mb 或更高處（即平流層底部），其波之位相並無多大改變。在對流頂以上，西風氣流在槽之位置下降，脊之位置上升。經多數學者證實，在平流層內之下降氣流，可使臭氧量增多，臭氧混合比隨高度增加。同時上升氣流，使臭氧總量減少。故 Normand effect⁽⁶⁾（即臭氧在槽多，在脊少），在理論上與事實，質的方面相符，但在量的方面尚有疑問。因臭氧變化之幅度甚大，僅由氣流降升，似難於致此。並且臭氧尚有週期性變化，尤其在冬季，此種影響甚不顯著，其相關僅為最大變化百分之三十左近；因此當尚有其他因素，導致臭氧變化之存在。

(四) 台北所測臭氧與天氣之關係

就臺北臭氧與氣壓之相關係數⁽⁷⁾，示如表一：僅

表 1：臺北臭氧與氣壓之相關係數 (7~12, 1965)

月份	7	8	9	10	11	12	平均
氣 地面	-0.17	+0.46	-0.01	+0.73	+0.36	-0.01	+0.23
壓 500mb	-0.24	+0.01	-0.45	-0.59	-0.20	-0.57	-0.34

就半年來，臺北臭氧與地面氣壓之相關係數，平均為 +0.23，乃顯示氣壓高時，臭氧增多，此與上述東亞，在地面高氣壓內，較低氣壓之臭氧含量為多之現象，甚為吻合，但與歐洲所測⁽⁸⁾，臭氧與氣壓之相關係數為 -0.43 之現象相反。由臺北所得臭氧與地面氣壓之關係，亦可用以佐證，歐洲與東亞相反之事實也。

臺北臭氧與高空氣壓 (500mb) 之相關係數 (表一)，半年來平均為 -0.34，亦即顯示高空氣壓降低時，或在高空低氣壓槽之位置，臭氧量增多；此與上述在日本及歐洲所得結果一致 (參看圖 4 及 5)，亦可謂高空氣壓與臭氧量之相反變化，歐亞係相同者。

再就臺北臭氧與氣溫之變化，其相關係數列如表 2。

表 2：臺北臭氧與氣溫相關係數 (7~12, 1965)

月份	7	8	9	10	11	12	平均
氣 地面	-0.02	-0.06	-0.36	-0.53	+0.07	-0.03	-0.16
壓 500mb	-0.32	-0.21	+0.14	-0.68	-0.18	-0.16	-0.24

就表內所示，臺北臭氧量與高空 500mb 氣溫相關為負，半年來平均相關係數為 -0.24，此就理論言，亦屬合理，因高空氣壓與氣溫之變化，一般為正相關也。惟就日本箱根 (Tateno)⁽⁹⁾所作之研究，該地臭氧量與高空氣溫之相關為正之現象，則屬不同，此有待於日後之研究者。

八、大氣臭氧產生之原因

關於大氣中臭氧，何以產生，以及臭氧量何以隨天氣而變化，至今尚無確定之理論；並且有些學說係互相矛盾者。

臭氧之構造，為一個「臭氧分子」，含有三個氧原子 (O₃)。臭氧之產生，由於「氧分子」(O₂) 被某種因素，分解為活動性甚強之「氧原子」(O)；而在某種適宜情況下，此活動性「氧原子」，又可與其他「氧分子」結合而成臭氧，即 O + O₂ → O₃。臭氧亦

可分解為氧即 $O_3 \rightarrow O_2 + O$ 。在普通溫度下，由熱分解作用，進行甚緩，但溫度增高，則進行甚快，並且此種分解，在固體表面進行加快，以及大氣中塵埃之表面，尤其有機物質點，對臭氧之分解作用更為有效。此所以臭氧在進地面氣層甚少之故。

在上層大氣中，由氧之分解，而導致臭氧之產生，可能由於下列兩種原因：

(一) 太陽輻射光波

就理論言，太陽輻射，其波長在 $2,250A^\circ$ 以下者，可將大氣上層中之氧分子 (O_2)，分解為氧原子 (O)；此種原子與氧分子相結合，而成臭氧分子 (O_3)；太陽輻射波長，在 $2,250A^\circ$ 與 $3,000A^\circ$ 之間，又可將臭氧分子，分解為氧原子 (O) 及氧分子 (O_2)。此三種變化過程，當大氣在太陽照射之下，係同時進行，故臭氧量可達成平衡狀態，稱光化平衡 (Photo chemical equilibrium)。大氣上層之氧，由太陽紫外線輻射作用變為臭氧；而臭氧又吸收此紫外線，造成臭氧之光化平衡狀態約在 33km 高度 (中高緯度)。雷雨及宇宙輻射線，有時亦能使大氣中產生臭氧，但為量微不足道。

根據理論計算，大氣在 10km 以下，臭氧密度接近零，由於在此高度以下，對臭氧有分解作用之光線豐富之故；在 50km 以上臭氧密度，亦接近零，由於產生臭氧作用迅速消滅之故。

據 Hampson (6) 氏最近之研究，認為大氣上層之水汽 (H_2O)，對臭氧光化平衡有相反影響。在平流層內，水汽多則臭氧減少；有水汽之平流層，較乾平流層之臭氧為多。由於平流層在赤道上較兩極水汽多，故臭氧在地極附近多，在赤道附近少。熱帶平流層水汽之季變化，亦可用為解釋臭氧週年變化之原因，此為 Hampson 近年 (1964) 所創之新說。

(二) 太陽輻射質點

一般習知，放電可產生臭氧；太陽放射質點，均認為可產生極光，因之此種放射，亦可能將氧分子分解，因而導致臭氧之生成。極光主要係出現於 100 km 以上高空，而臭氧出現之高度，則較此低甚多。為解釋此種差異，吾人必須設想，可能係由於某種下沉所致，或由於此種質點放射，另有一種作用亦可產生臭氧。關於下沉，可能在極區如此高空中，有普遍下降氣流所致，在冬末時若此種下降氣流最強，則臭氧週年變化，可因此得而解釋之。在低緯度出現之臭氧，可設想係由平流層之風，由極區攜帶而來者。

九、臭氧與天氣變化相關之理論

臭氧之多寡，何以因氣壓分佈情形而變化，為一重要問題，現在對此種現象之解釋，認為大氣中臭氧含量之變化，係由氣壓分佈所致。其理論如下：

(一) 臭氧之南北輸送

吾人已知，大氣中臭氧含量，最多在極區，最少在熱帶地區 (參看圖 2)。低氣壓後部之氣流，係來自極區者，故所攜帶之臭氧量多；高氣壓上空氣流，係來自熱帶地區者，故臭氧量少。例如西伯利亞高氣壓，含有較豐富之臭氧，使東亞來自北方之冷空氣，向南方侵入時，臭氧量為之增多；而歐洲之高氣壓，含有來自南方之氣流，故臭氧量少，此所以臭氧與高低氣壓分佈兩者不同之原因。

氣團內所含臭氧量，頗具保守性；故可作為氣團鑑別之指標。在一地之臭氧變化，可自氣流來自緯度之高低，顯示臭氧量之多寡；氣流來自緯度愈高，臭氧量亦愈多。

此種理論，稱為「輸送學說」，(Transportation theory) 其解釋雖甚簡單明瞭，但對實際現象，尚有難於解說之處。例如在秋季時，極區之臭氧量，與溫帶地區者所差無幾，但何以在此季節時，在溫帶區低氣壓之後部，仍出現較正常甚多之臭氧量，為輸送學說所難以解釋者。

(二) 臭氧之垂直輸送

為補充上說之不足，認為臭氧之變化，除由於南北向氣流之輸送外，氣流之上升與下降，亦足以使臭氧含量變化。此種補充解說，係假定在高層大氣中，臭氧由太陽短波輻射 (紫外線) 生成，同時又為太陽輻射較長之波所破壞，因此在高空某一區域，臭氧量達於平衡狀態。若高空中此一區域有下降氣流，將臭氧輸送至下層，另有空氣補充於下降氣流之上，亦迅速臭氧化，可阻止日光內破壞臭氧之輻射，而對下降氣流內所含臭氧，具有保護作用。因此下降氣流內之臭氧，可持續存在較長時間，故下降氣流區域，臭氧總量增多。依相同之理在高空大範圍上升氣流區域，臭氧量將趨減少。根據研究在一低氣壓區內，下降氣流，可延伸至對流頂使含臭氧之空氣，導致水平輻合作用，因而使臭氧量增多。同時上升氣流，對臭氧量則發生相反作用，亦即使臭氧量減少。因此解釋臭氧逐日變化之原因，不僅認為空氣係由光化平衡層直接下沉所致，並有新補入之臭氧。故緊隨低氣壓 (氣旋) 後部之氣流中，所含臭氧量，較來自同一更

北方之氣流為多。同時僅由氣流之水平運動，不能完全解釋低氣壓後部，臭氧量之凸出增加（如圖 3 所示），必須有下沉氣流作用存在，方能致此。並且在同季節中，低氣壓後部氣流之臭氧含量，亦較來自更北方臭氧源地之氣流為多。

臭氧量之增減區，與地面低氣壓之關係如上所述，在高空 12km 高度 (200mb) 暖區內，氣溫增高則臭氧增多，氣溫降低，則臭氧減少。此種氣溫升降所致之冷暖區，當係由於氣流升或降所致者。

在高空天氣圖上，等壓線呈波狀，氣流垂直及平流運動，對臭氧量變化之影響，自亦相同。當氣流由高氣壓脊，流入低氣壓槽時，氣流係來自北方高緯度，再加以空氣下沉作用臭氧量自然較多。

據 Reed (1949) 氏研究⁽⁹⁾，低平流層內，空氣之水平及垂直運動，影響臭氧總量逐日之變化；臭氧逐日變差，由垂直運動所致者，約佔三分之一；而其餘三分之二，係由於水平運動所致者。

又據 Reed 氏計算，當大氣臭氧總量為 0.320cm 時，由於氣流水平輸送作用，可使臭氧由上值，增至 0.345cm，即增加 0.025cm 之多。但當臭氧總量為 0.260cm 時，由於氣流上升作用（在地面低氣壓之東北部）使臭氧自 0.260cm 降為 0.243cm，即減少 0.017cm。

就 Boville 氏等⁽¹⁰⁾最近 (1961) 之研究，在中緯度平流層中部，氣溫大變化，係與臭氧大變化相一致，亦即氣溫增高，臭氧亦增多，可為此說之證。

十、結 論

吾人現已知，大氣中之臭氧，在地球上各地之分佈，及隨季節變化之情況。臭氧量因天氣現象而變化，亦因地區而有差異。

臺北臭氧週年變化，似屬於熱帶型者；最多出現於仲夏，最少出現於初冬。臺北地面氣壓與臭氧總量之相關變化，係屬正相關；可為歐洲與東亞相反變化之佐證；而高空氣壓與臭氧總量為負相關，即高空低氣壓槽內，臭氧量較高氣壓脊為多，歐亞皆屬一致者，因此可依據臭氧逐日之變化，用以推測高空氣壓槽脊之變動。

現代光電臭氧觀測儀，觀測方便迅速，天空有雲或無雲，均可觀測。今日世界上，已有七十餘臭氧觀測站，臭氧之分佈，將來可每日填於天氣圖上，如其他氣象要素相似，庶可有助於日常天氣預測。

參 考 文 獻

(1) G. Horiuchi(1957): On the atmospheric ozone at tateno, Geoph. Mag. Aug.

(2) K. Kawamura(1964): Studies on the atmospheric ozone and Nitrogen dioxide, Geoph. Mag., JMA, July

(3) B. W. Booville and F. K. Hare (1961): Total ozone and perturbations in middle atmosphere., Quat. J. Roy. Met. Soc. 87, 374, p.490.

(4) Palmen' (1939): Uber die dreidimensionale Lufslrömung in einer Zyklone und die Ozoruventeilung, Un Geod., Geophys. int., p.31, Washington.

(5) Ramanalhan (1954): Physical Research Laboratory, Ahmedabad, Nature, 174, 1078.

(6) Kulkani (1963): Some ozone weather relationships in the middle latitudes of the southern hemisphere, Q. J. R. Met. Soc. Vol. 89, p.478, Oct.

(7) 呂世宗 (1966) 臺北臭氧觀測報告；氣象學報，V. 12. No. 1

(8) P. L. Roney (1965): On the influence of water vapour on the distribution of stratospheric ozone, J. Geophy. Terp. Phy. Nov/Dec.

(9) Reed, J. R. (1949): The effects of atmospheric motion on ozone distribution and variations, Thesis, Mass., Inst. Tech.

(10) Boville, B. W. (1961): Total ozone and perturbation in middle atmosphere Quart J. Rog. Met. Soc. 87, 374, p.490.