

高空氣象要素對照相偵察之影響

樊滌兮譯

The Meteorological Factors Affecting Photographic Reconnaissance
From Very high Altitudes.

一、引言

地球表面之光源按其途徑進入高空偵察照相機，因數種大氣程序可使之改變。吾人可對下述四種加以區別：

(一)被大氣中之分子及原子所引起之雷利散佈 (Rayleigh Scattering) (註雷利為 1842-1919 年英物理學家曾於 1904 年獲諾貝爾獎)。在本範圍中我們亦可用氣體溶膠質點 (Aerosol Particles) < 0.1 微米的散佈說明。雷利散佈代表一永存和在亮光中經常減少的現象，此亮光光度比照相機隨高度增加之率，可從理論計算得知。

(二)從水滴或冰分子雲產生之梅埃散佈 (Mie Scattering)，此雲常阻止透過牠們的照相。

(三)從氣體溶膠分子 > 0.1 微米 (其他水或冰分子小於或等於 0.1 微米) 而來之梅埃散佈。這些散佈物之存在因高度其量不同。平均言，呈隨高度迅速集中減少趨勢。其存在可高達 80Km 然其量已至微。

(四)「光暴」 (Optical turbulence) 所引起之閃爍現象 (Scintillation) 及影相運動。光騷動或空氣折射指數之不規分配，可能與運動學之亂流密切有關。

本研究之目的在於簡述此種已知效果之宏大，及其分配與氣象要素之關係等。因雷利散佈為眾所熟知且其影響最不重要，故其討論恕不求詳。

二、雲

中緯度之雲，為飛機從高空向地面偵照之主要障礙。液體水雲由高於 -15°C 之溫度所主宰，含量豐沛之水滴 (其雨滴之大小由 $1/2$ 至 100 微米者，約為每立方公分 100-1000 滴) 除其雨跡長度由數十公尺至數百公尺可予認識外，只能分散構成輕型降水。

冰晶雲 (卷雲) 所含之單位量遠較水雲之分佈物為少。牠們由 1-500 微米範圍的冰晶或冰晶球粒所組成，其散佈之功能極不一致，而其光度及由其所引起之光度減少之比照係依其形狀與方向而定。有用圖相之獲得係透過極厚之卷雲而被地面觀測者觀測報告為卷層雲之密雲狀況者。總之，此穿透之垂直視度問題迄今仍無系統性之研究完成。

當一地面觀測者報告無雲的天空狀況時，高空的飛行員却可觀測到卷雲。或許，飛行員在穿過冰晶雲飛行時獲有傾斜視界之利，使其視線可攔截到較多之散佈物；或由在太陽下俯瞰，彼可接收到主宰卷雲分子的前散裂片。

偶有之藍天變色，或可由可辨識的卷雲之前進予以察得。此可能係由極勻細的冰晶分散，以逃其卷雲形態之被偵得，但却仍見為乳白色的暈罩滿佈天空。

實際，所有之水雲或冰雲均被發現位於對流層底之高度，此高度於冬季時在極地為 8-9Km，在赤道為 18-19Km。在中緯度有極少卷雲在對流層以上之高度可被發現，但熱帶對流層頂之上却否。

極少極少的珠母雲 (Nacreous clouds)，即所謂貝母雲 (Mother-of-pearl Clouds) 可見於 22-29Km 牠們可能為水雲。

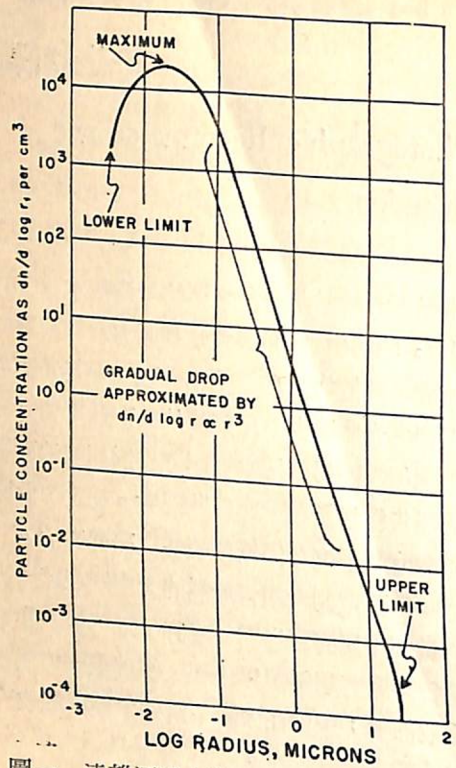
隨遷徙性天氣系統出現之雲，其被氣象學家所調查之史實約有百年。其形成與運動之可被預報的技術程度，已能達數日之準確程度。

雲之觀測與統計的更多紀錄，幾可用於北半球任何地區。根據這些紀錄偵察任務成功的或然率，可以由氣象學家予以計算。總之，任務之作業條件於正確之統計能夠完成前，需和資深的氣候分析人員進行討論。

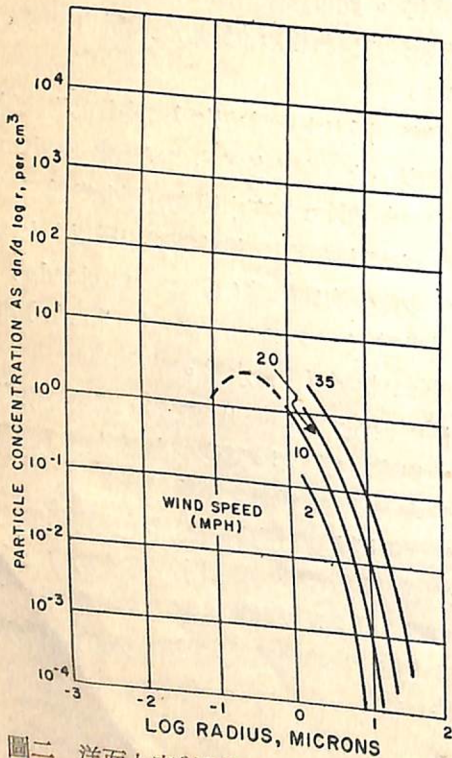
三、氣體溶膠

在無雲地區偵照可被氣體溶膠予以減低。接近

人煙稠密與工業中心，氣體溶膠之遮蓋照相其效果亦如雲然。



圖一 遠離源地大陸地面層氣體溶膠分佈之標準體積頻率圖

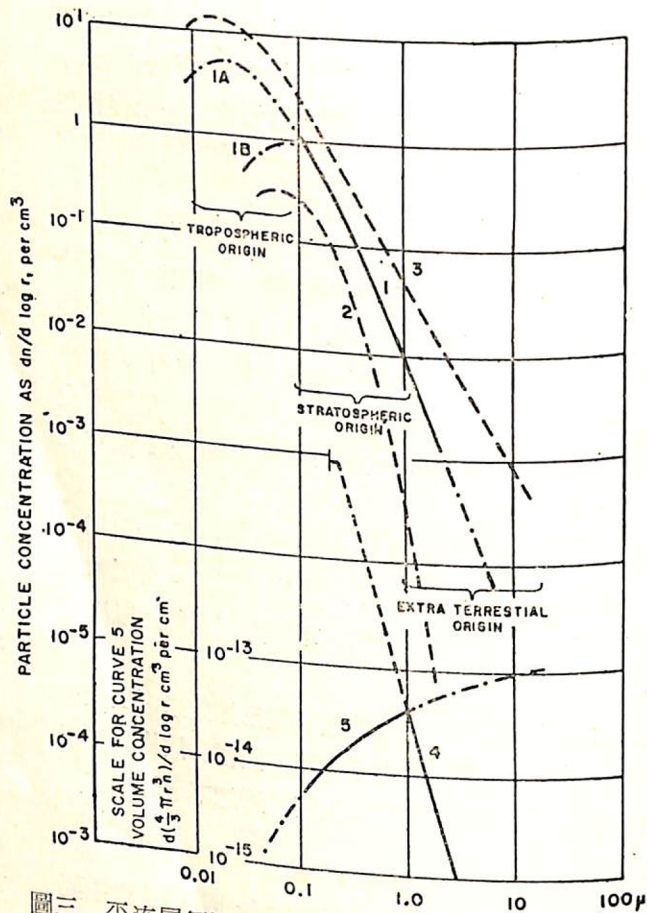


圖二 洋面上空以風速為函數的標準體積頻率分佈圖

空氣中氣體溶膠之充塞，一般以大陸上空多於海洋上空。尤其以最影響視界之體積範圍，即從 0.1-1 微米者為最。圖一代表不同體積範圍氣體溶膠之分佈頻率，可被認為接近陸上地面空氣之標準狀態，但却遠離顯著的氣體溶膠源地，諸如鄉鎮，城市，塵暴，森林火等區。從此曲線上我們發現凡每立方公分體積約有 100 氣體質點者，係介於 0.1-1 微米間。

圖二為發現於海洋上空氣體溶膠分佈之代表圖。本圖中其標準集中量，凡體積為 0.1-1 微米者，每立方公分僅含 1-10 個氣體質點。

在陸地上空發光的活躍氣體溶膠之集中呈隨高度迅速向上之減低趨勢，幾成指數性在上達 4 或 5Km 處，其值約為地面者之 1%。由其樣品表示從此高度其迅速低減直達對流層頂。根據最近調查大



圖三 平流層氣體溶膠之平均體積頻率分佈如曲線 1，其延長估計在 0.1 微米以下者如圖示：下平流者如曲線 1A，高度在 20Km 以上者如曲線 1B。曲線 2 及 3 為可信限度。曲線 4 為計算 20Km 高度微積石塵所得之體積頻率分佈。曲線 5 表示曲線 1 之集中分佈量。

於 0.1 微米的氣體溶膠質點以每立方公分 0.1 之數，在對流層呈幾近均勻之分佈直達 20Km。從 20-30Km 幾由所收集之全部質點指出呈減低趨勢。30Km 則為任何樣品所能抵達之最大高度。圖三表示其在同溫層的體積分佈，高度為 15-30Km。

夜光雲 (Noctilucent clouds) 在大氣的 80Km 高度為塵的存在之明證。這些氣體溶膠之原始物相信即為可放散黃道光 (Zodiacal light) 的星際塵雲 (Interplanetary-dust cloud)。更多的有機流星羣之分解產物或亦牽涉在內。在 80Km 高度所被發現之夜光雲，集中於雲之本身的質點經計算，凡有 0.1 微米之半徑者，其質點數為每立方公分 10⁻²，有 0.01 微米者為每立方公分 1 之數。

上述數字僅為遠離源地之平均狀態，接近塵暴，人造污染物及近海岸碼頭區等源地之低空，此數或將增加數倍。表一為接近此等源區在極端條件下低空氣體溶膠集中之複雜情態。

表一 由於各極端條件及近源地區之氣體溶膠集中增加表

條件及來源	由此要素之增加量	適用體範圍
大都市之煙	可增至 30	全體積範圍
沙漠上空之塵雲 (表面層不計)	可增至 100	大於 0.1 微米者
沿岸碼頭	可增至 100	計有海霧質點
海上雷雨區	可增至 10 可增至 100	小於 10 微米者 大於 10 微米者

由上述氣體溶膠之集中事實研判，證明顯有大量的大氣梅埃散佈體存在於近地面的最初數公里高度；平均約有 95% 存在於 4Km 以下。這些散佈體在空氣中其存量不同，側面的發展可因風增植，垂直者可藉助對流作用。全球上空氣體溶膠之含量即使其量不能由直接觀測取得，亦可由氣象學家之說明或預報獲得其梗概。普通其含量可因氣團史，離源地之距離，安定性，垂直運動，水汽及其他要素等而變化。

四、光 暴

數世紀來人類已知某些大氣效果對望遠鏡性能施予十分嚴重之限制。當從星體所發出之光旅經無數氣層時其折射指數之變化至不規則。將星光之原平有面波面變型為空間度的凸起及凹陷情形。

根據亂流空氣體之體積，光強度於通過此等氣層時可能造成焦聚或空虛之結果；且光及影型於通過地面上空並引起星光之快速波動經望遠鏡予以呈現。此即眾知之「閃爍現象」 (Scintillation)。

關於亂流現象之研究，吾人已獲相當情報。其運動被假定為隨空氣之平均流流動；因當其體積與速度經利用二具或更多之望遠鏡的相互技術予以觀測時，亂流層之位置可由探空風之比較應用予以決定。亂流層所引起之閃爍現象與高度有關，在高度所測得之風與亂流型之速度和方向極其一致。其波動頻率經測定為 1 與 1000 週間，其範圍從一吋至數十吋不等。根據調查及所用方法知其頻率有不同高度。

用上述相互技術在對流層頂數千呎內常發現一和風有關的最佳之適應性。我們發現常和飛機遭遇之亂流型多近對流層頂，但亦可在較低層次發現。此二型亂流我們可稱之為光暴 (或「光的亂流」) 和「飛機亂流」，不需發生於同時或同地，雖然牠們可能有關。亂流程序已顯示透過增加波長或減少頻率之法使其釋放能量。此能量之轉變呈非可逆性，俾便高頻率之光亂流可從飛機亂流釋出，但不能相反。

飛機鑿於閃爍現象是被折射指數分佈的增補作用 (Patchiness) 所引起，故亦受垂直空氣速度分佈之增補作用所引起之影響。但此二型態亦復不同，雖增補作用因密度可能與大氣中大規模風切和穩定層垂直運動場的增補密切關聯。

光亂流亦可引起垂直於變型波面之角偏差。在夜間於近天頂處所測得其星像運動之標準值，根據觀象台位置有一 0.2-0.5 的中間值，其範圍為 0.1-1 (秒弧度)。低層站有一最大之影像運動，山區觀測得者為最小。這些現象均有關高頻亂流。

低頻影像運動，以每秒 0.1-1 或更多之週次，對較大範圍之像有較高之振幅和影響。當高頻光亂流與數呎空間度之亂流連合時，低頻成分與亂流體之相連可達數呎寬。低頻像運動似由近地面之實體所引起，且由於高頻成分以小的內變型可引起全像運動。

光亂流將如何影響高解照相偵察將留為一值得令人推敲之事。低頻像運動之振幅已由天文學家測得並出示一 0.5-1 的標準平方根值，但其總振幅之頻率其範圍從 0.1-1 每秒週者可能大到了 3 及 4

(下接第 8 頁)