

碧空與陰天時太陽能之研究

喬鳳倫譯

— Fritz 博士乃美國氣象局研究太陽能之主持人，從 1937 年開始，即從事此種研究工作。Fritz 博士在 1955 年十月三十一日至十一月一日參加美國 Arizona 大學舉行的太陽能會議時提出此文後，後來於 1957 年二月份出版的 Science Monthly 雜誌上正式發表。——譯者附識

一、前 言

太陽能 (Solar Energy) 到達地球大氣外界之平均值僅佔很少的百分比，在一垂直於太陽光線之平面上，約為 2 langleys/min (1 langley = gram-calorie/cm²)，或為 440 英制熱力單位/呎²/小時。以全地球之平均值言之，大氣外界一單位水平面上，在晝間所接受之太陽能為上述能量之半。但是此能量因受大氣之反射及吸收，不能全部到達地面。大約有 35% 之能量被地球攔截後，立刻反射到太空中，其餘 19% 被碧空或有雲的大氣吸收，因之，僅有大氣外界能量之 46% 到達地球表面。

上述數值乃指全部太陽光譜及整個地球而言，但是吸收與反射對光譜中各種不同之波長，並不一致，而且，此平均值更因緯度，季節以及大氣之不均勻，如雲等之影響，而有甚大之差異。本文之目的在於研究太陽能通過大氣時所承受之主要吸收及擴散 (Scattering)，並簡介到達地球表面太陽能之光譜及其地理與季節之分佈。

二、大氣對大氣外界能量之作用

首先研究大氣外界之能量，太陽常數乃在太陽與地球之平均距離中，太陽直射於大氣外界每一平方厘米面積上，一分鐘內該面積所接受之能量，此能量按光譜之分佈如圖一所示。總能量中小於一定波長之部份亦示於圖中，例如：在紫外線能量中，波長小於 0.4 微米 (Micron) 者約有總投射能 (Incident Energy) 之 9%，可見部份 (其頂點為 0.46 微米) 之能量為 41%，波長超過 0.72 微米者約為 50%。Moon 氏所創之大氣外界光譜，與 Johnson 氏光譜極相近似，僅 Moon 氏之紫外線值較小。

同時，通過大氣之太陽光譜亦必須研究之，X 光及其他波長極短之放射線被游離層中之氧，氮及其他大氣成分吸收者甚多，若干波長較長者則被臭氧所吸收。在大氣垂直圓柱中，臭氧極少超過 0.4cm (標準溫度與氣壓下)，主要集中於 15—35 公里間，但是臭氧的吸收係數極大，使地面上太陽能之光譜，在 0.29 微米以下者全被消除。

所以基於利用到達地面太陽能之觀點，吾人僅須集中精力研究波長大於 0.29 微米者，因為此部份之太陽能量通過大氣時，須有二主要的變化：被擴散，或被吸收。

擴散可由分子，塵埃或其他大氣中之夾雜物以及雲之質點所完成，大多數物質中之一小部份雖亦可吸收太陽能，但主要的吸收介質 (Absorbing mediums) 却為臭氧，水汽及雲之質點。

最簡單的情況是研究無雲的大氣，波長為 λ 之平行單色光線通過大氣之透射率 T，如下列公式所示：

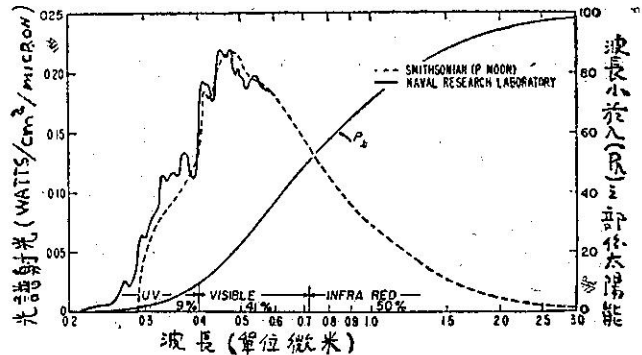
$$T_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}}{I_{0\lambda}} = e^{-(s_a + (s_a d + s_{wv}))m} \cdot e^{-[a_0(O_3) + a_{wv} w_a d]m} \dots \dots \dots (1)$$

== (擴散因子) · (吸收因子)

上述二因子皆用同一之波長 λ 。

三、擴 散

大氣中主要擴散的原動力為：(一)垂直大氣中之空氣分子有擴散係數 S_a ，(二)垂直大氣中塵埃含量 d 具有



(圖一) 大氣外界之太陽光譜 P_{λ} 曲線乃波長 λ 以下全部太陽能之一部份。

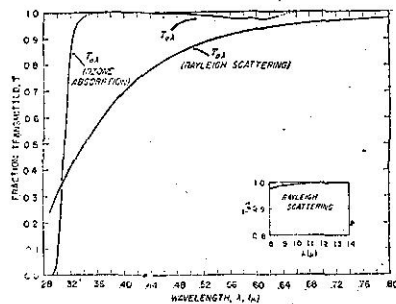
擴散係數 S_0 ，(三)可能在垂直大氣中，水汽含量 ω 具有擴散係數 S_λ 。公式(1)中， m 為光學上之「空氣團」(Optical air mass)，或通過大氣之距離(Path length)，垂直距離在海平面為1， I_λ 為平行太陽光線在地面上之強度， I_0 為大氣以外之強度。

空氣分子若與所研究之波長相比極為微小，故分子擴散遵從 Rayleigh 氏定理，Rayleigh 認為在此種情況下，擴散率 S_λ 近於隨 λ^{-1} 變化，此種關係已由經驗證實，即

$$S_\lambda \lambda = C_a \lambda^{-1} \dots \dots \dots (2)$$

$C_a \lambda$ 在海平面近於常數，但隨 λ 略變，Penndorf 最近曾計算純淨乾燥之垂直大氣中透射率 $T_a \lambda$ ，其結果如圖二所示， $\lambda=0.3$ 微米時， $T_a \lambda \approx 30\%$ ， T_a 隨波長增加，直到 $\lambda=0.7$ 微米時達96%以上，0.7 微米近於紅外線之開始點。因紫外線接近於 0.3 微米，僅受擴散之影響即不可能希望有甚多之能量到達地面，但是臭氧的吸收作用却只能減少甚小之能量。Moon氏在地面氣壓為760mm時，採用 $C_a \lambda = 0.00875$ 之值，接近於 Penndorf 者。

非分子之質點其擴散率大於空氣分子者乃不易解釋之事實。在一定點上空，空氣分子 (Nonmolecular) 之數量近於常數，但非分子之質點數量在 1 cm^3 中却可從極少變為無數。地面上所計算之數量僅可對全部之作用有大略的指示，因為每 cm^3 中所含之數量隨高度變化故也。而且擴射作用或單一的球形質點之有效擴散面積 K 視點之半徑 r 及被擴散光線之波長而定，決定 K 之係數為 $2\pi r/\lambda$ 。



(圖二) 通過垂直大氣透射能量之一部份， $T_{a\lambda}$ 曲線僅表空氣分子對 Rayleigh 擴散之作用。 T_λ 曲線為僅通過 0.25cm 之臭氧後之作用。

獲得所需資料後，在理論上講，即可能估計此種質點對直射太陽光線透射時之全部影響，但是在特殊的情況中，關於質點數量，大小之分佈以及其成分等皆不克知曉，何況對塵埃之吸收及擴散作用尚不易分開。

Angström 發現大氣中固體質點之擴散係數可能接近於 Rayleigh 之擴散係數，即

$$S_d = c_d \lambda^{-f} \dots \dots \dots (3)$$

f 為一指數，其值視質點之「平均」大小而定， C_d 視質點之數量而定，公式(3)亦包括塵埃之吸收作用在內。據 Fowle 氏之研究，另創一擴散係數，此係數隨大氣中水流含量而變，Fowle 氏認為此乃因數個水汽分子凝結之結果。但大氣中很多質點在濕度適宜的條件下，因水汽之聚合而增加體積，因此，正如 Angström 所討論者，Fowle 氏實測得之水汽關係，亦實有賴於所有塵埃質點之數量與大小。無論如何，公式(3)之關係可能接近於「水汽擴散」及「塵埃擴散」。Moon 氏甚為贊

成 Fowle 氏分別處理此二擴散介質之方法。

根據 Fowle 氏資料之分析，Moon 氏對 w (水汽之厘米數) 採用 $S_w \lambda = 0.00865$ 之值，對 d (質點之百位數) 採取 $S_d = 0.0102 \lambda^{-0.75}$ ，擴散係數隨 λ 之改變，對質點者較分子者為小。因塵埃產生之擴散影響通常小於空氣所產生者，當然空氣污濁之城市例外，所以應用 S_a ， S_w ， S_d 以及數值之常數 (Numerical constants)，當已知 d 及 w 之值或能够估計其值時，則任何波長皆可能計算公式(1)之擴散因子之極近似值。

四、吸收，臭氧及水汽

大氣中臭氧之吸收，對改變到達地面以前之太陽能為一很重要之角色，臭氧的吸收在 0.25 微米時極強，但其吸收係數却隨波長 λ 之增加而漸減低。

中緯度地方，臭氧之 0.25 厘米 (標準溫度與氣壓下) 為一代表值，通過 0.25 厘米之透射如圖二所示，由圖可知僅臭氧本身對 0.29 微米之波可透過之數小於 0.01%，但 0.31 微米之波即可透過半數。 $\lambda=0.35$ 微米時接近於 100%，臭氧吸收對 Chappuis 帶中之近於 0.6 微米之波亦甚微弱，該處所有波長之透射率皆超過 95%。

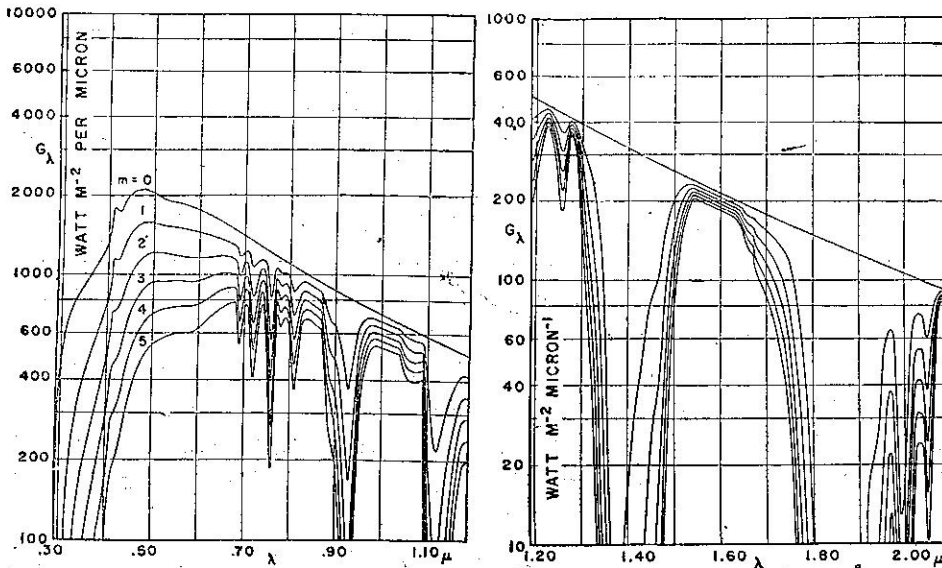
在太陽光譜之紅外線帶中，水汽之吸收為主要之角色，各地實測之吸收光譜 (Absorbing spectrum) 因所用之測量儀器而略有不同，Albrecht 氏利用有效之資料，曾計算水汽與液體水之吸收係數之概數，彼發現波長改變時，水汽係數亦隨之改變，最有趣的一點是水汽吸收係在 1.5 微米帶以下時常超過液體水之吸收係數。

使用此吸收係數，假定臭氧，水汽及塵埃之含量為已知，吾人即可在碧空之條件下，計算太陽直射光線到達地面之能量。

利用上述相似之係數，Moon 氏當碧空時計算太陽直射之光譜分佈，當時， $\omega=2$ cm 能以降落之水汽， $d=300$ ，質點/cm³，臭氧=0.28cm。Moon 氏曲線之 m 等於 1 至 5，如圖三所示，指出光線直射時，到達地面之能為 λ 之函數，圖中波長較短之曲線垂直間隔大，乃表示太陽光經過較長之距離後，承受 Rayleigh 擴散及臭氧吸收之影響所致。在紅外線部份，水汽吸收帶極為明顯，但在水汽不吸收之部份，光線之消失却最小，由此亦可知塵埃之影響實並不太大。在較強之水汽部份，實際並無能量到達地面，特別是對較大之光學空氣團 (Optical air mass) 為然。曲線下面之面積為直射光線下之總能量，與在華盛頓所測之值極相吻合，但 Brooks 所計算之值射光線之強度却略有出入。

五、碧空時之天空輻射

吾人業已討論碧空時如何在直射太陽光線下估計太陽之能量，同時亦曾指出某些消失之能乃受擴散之影響，但擴散能之一部份折返太空後，某些却仍隨天光 (Sky light) 到達地面。在完全純淨之大氣中，相當小量的紅



(圖三) 垂直於直射光線之平面上，太陽光譜能之分佈情況， $m=0$ 之曲線為 Moon 氏大氣外界光譜； $m=1$ 之曲線為通過垂直大氣後之光譜； $m=2$ 之曲線，為通過二倍於垂直大氣之光距 (Optical path) 後之光譜，其他類推。地面氣壓為 760mm，水汽量為 20mm (可降落之水汽)，300 塵埃質點/cm³，臭氧為 2.8mm。

外線被擴散換言之，短波能之可估計部份亦被擴散。

光線首次遭遇質點後被擴散之能，向下方擴散之部份主要視質點之擴散形式 (Pattern) 而定，從 Rayleigh 氏定理擴散之空氣分子沿光線前進之方向對稱擴散能量，在光線前進及所來之方向最大，與光線前進方向成九十度角者最小。

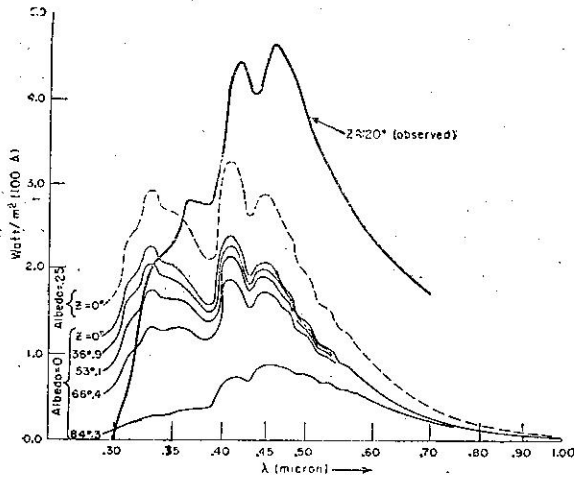
較大質點通常向光線前進方向擴散之能量較光線所來之方向擴散者為多之此種作用隨質點大小之增加而增加，因此，當

大質點出現時，額外之能量將從直射之光線中擴散，同時，吾人亦可預期擴散能之大部份將隨天光到達地球表面。但多次擴散 (Multiple scattering) 會使此簡單的想像變為複雜。

為獲得較大質點作用之概念，吾人可將純 Rayleigh 氏擴散與實際測得之天空光譜相比較，Deirmendjian 氏及 Sekera 氏會計算地面一水平面上可能受到天空光譜能之分佈，Lückiesh 亦曾在 Cleveland 地方某一個夏天，接近正午時，碧空天氣情況下計算實際之天空輻射 (Sky Radiation)，從圖四中可看出 Rayleigh 氏擴散在短波部份較實測者為大，但是在波長大於 0.35 微米時，較實測者為小。波長較長時實測之能量較大之現象，無疑問的是由於非分子 (Nonmolecular) 質點之存在所造成，波長短時，實測之能量較少，至少有一部份是由於臭氧吸收之結果。

表1 太陽光之被反射至太空 (百分數)

	紫外線部份	可見部份	紅外線部份	總計
地球	0.1	1.1	1.1	2.3
雲	2.6	11.3	10.2	23.3
大氣	2.6	5.2	1.3	9.1
總數	4.5	17.6	12.6	34.9
面反射率	50	39	27	35



(圖四) 基於純 Rayleigh 擴散之單獨天空輻射圖，Albedo 指地球表面之面反射率，各種太陽天頂距離Z亦示於圖中，標註「Observed」之曲線為 Cleveland 中夏正午碧空時之曲線。

界各不同要素對陽光反射之概要 (1)。由表中可見雲層反射出投射能量之 23%，而地面及大氣僅各反射出 2% 及 9%。所謂面反射率 (Albedo or Reflectance of surface) 是一面所反射出之能量，以所受投射能量之百分數表示之。此面可能為地球、雲或地面等。一饒有興趣之現象即整個地球之面反射率，紫外線為 50%，可見部份為 99%，紅外線為 27%。基於此一事實，可估計雲之平均面反射率約為 50%。但由觀測之結果，證明雲之面反射率可變化自極小之百分數至 90%。

現再研究雲對光線所引起之擴散現象。雲是由液體水及固體水滴所組成，其大小一般均較太陽光之波長為大。例如在液體水之雲層中，水滴之平均直徑為 10 毫米，但在可見陽光中之波長 $\lambda = 0.5$ 毫米。在無吸收作用之情況下，可以假定光之擴散幾與波長 λ 無關。由於較大水滴內光之折射及反射所引起之擴散能之強度已為文納 (Wiener) 氏發表，並已由佛里斯 (Fritz) 加以討論。被擴散之能量，主要在光之前進方向內；然而亦有一小部份之能量，被擴散至所有其他方向。吾人可以想像被擴散之能量是包含有二部份，一部份是均勻分佈於水滴四周之能量，另一部份是被擴散於光線前進方向內之能量。此外尚有未曾遭遇水滴之直接太陽光線。因此又可想像有一直接光線及一進行方向之擴散光線，每一光線再將撞擊水滴而產生漫射，使雲中每一水滴之周圍具有近似相等之能量。

進一步簡化此問題。假定球形水滴在水平方向之直徑為無限，但具有一定之厚度。若分割此具有一定厚度之雲層成為薄片，使直接投射於此雲層之光線在此薄片內僅發生一次擴散現象，當然此光線在另一薄片內能再度被擴散。由此假定，發現約在 $L/4$ 之厚度內光線就有一次擴散現象。L 為光線進入雲層內之平均自由路徑 (Mean Free Path)，其值可得之自下列公式

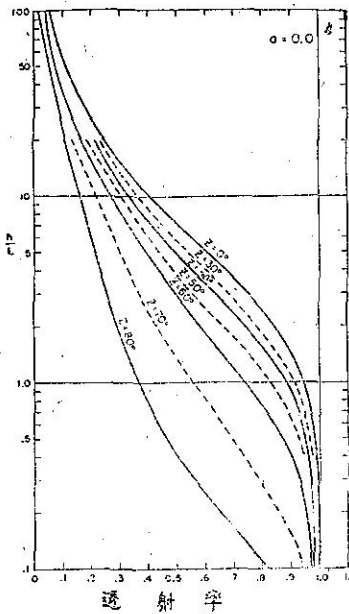
$$L = \frac{1}{\sum N \pi r^2}$$

式中 r 為水滴之半徑，N 為每立方公厘內水滴之數量。

研究水滴四周之擴散現象，能計算出雲中所發生之漫射能量。雲中漫射之能量迅速增加，在雲頂下 $1 - \frac{1}{2}L$ 處到達其最大值，然後逐漸減少。如無吸收作用，此種漫射能必穿過雲層。假若應用一穩定狀態之漫射方程式，並且對雲頂所受天空輻射及地面之面反射情況給以假定，即可計算在漫射作用中逸出雲頂之能量。在此方法中亦可算出透射過雲層之能量。以地面面反射率 $a=0$ 之此項計算之結果如圖 5 所示。此處雲之厚度是以無量度之參變數 h/L 表出，h 是雲之幾何厚度。每一曲線上之 z 為太陽之天頂距離。圖中指出，透射率隨雲之厚度增加而減

六、雲

天空當然不可能永遠無雲。在某些地區某些季節內，密雲較碧空更為常見。故研究雲對太陽能之影響是屬必要。就整個地球言，它將所截獲能量之 35% 反射至太空，其中最大部份是由於雲之反射。表 1 中所示為大氣



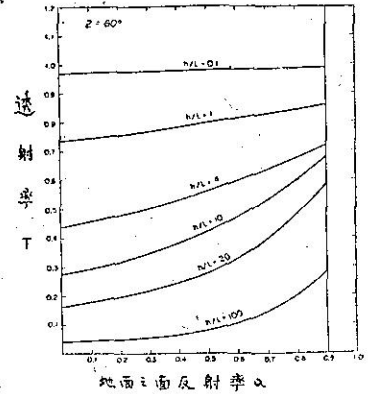
(圖五) 密雲之透射率，即投射於水平雲頂之直接光線中被透射至地面之部份，縱座標是雲之光學上之厚度； h 是幾何厚度， L 為平均自由路徑，太陽之天頂距離標示於每條曲線上；地面面反射 $a=0$ 。

低。此曲線之另一指示是雲之透射率與 z 有密切之關係，尤當 $h/L \approx 1$ (常為層雲之特性) 時最為顯著。所以，一已知之雲層，若其厚度不大，則其中午時之透射率遠較日出時者為高；若雲層極厚，則可見光線之透射率幾接近於零，而與 Z 值無關。

地面之反射率與雲之透射率亦有密切之關係。圖6 中，橫座標為地面面反射率，縱座標為雲之透射率， $Z=60^\circ$ 。可見對於極薄之雲，透射率隨 a 緩慢增加；但對於較厚之雲，透射率則隨 a 迅速增加，例如當 $h/L=20$ 時，新雪面上 ($a=0.9$) 雲之透射率約為森林 ($a<0.1$) 上空雲之透射率之 3.5 倍。雪面對雲之透射率所以有如此重要之影響，是雪面與雲間相互反射之結果。

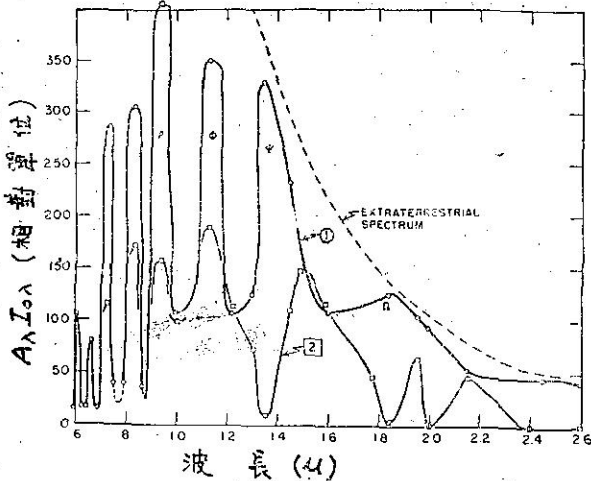
七、雲之吸收

關於雲之討論，僅涉及可見光線部份。此部份之光能實際上並未被雲所吸收。然而太陽能之半數在紅外線部份。紅外線部份之光能，將發現有極重要之吸收現象。包括有吸收現象之擴散作用，其理論之研究甚為複雜。雲中有二個不同之吸收介質，即液體水與水汽。兩者在雲吸收中之數量不同，並且每一介質各有其不同之吸收係數，此係數又隨波長之不同而變化。於是我們必須從每一波長研究其擴散過程。



(圖六) 對於不同光學厚度 h/L 之雲，其密雲透射率與地面面反射率 a 之關係，太陽之天頂距離 $Z=60^\circ$ ，(對於較久之雪面， $a \approx 0.5$ ；對於新而寒冷之雪面， $a \approx 0.9$)

利用前節所述 (無吸收作用) 之同樣方法研究其擴散作用。但在每一擴散層中，必須計及液體水與水汽之吸收作用。最後，當計算漫射所產生之能量時，必須應用一包含有吸收作用一項因素之漫射方程式。任何波長之光能，被雲所吸收之能量，視投射於雲頂之光能而定。



(圖七) 各波長之光能在無限厚之雲中被吸收之能量，曲線 1 係假設大氣外界之光譜投射於雲頂，曲線 2 係假設太陽光線於到達雲頂前，已經過 2cm 厚之可凝結而降出之水汽，雲之液體水含量為 $0.1g/m^3$ ；水汽含量為 $1.0g/m^3$ ；有效水滴半徑 15 微米。

首先，假設有一極厚之雲，其雲頂所達之高度，可使大氣外界之光能直接投射於雲頂。在此雲中，所吸收之相對單位 (Relative units) 之能量如圖7中曲線1所示。此雲中假定之水汽含量為 $1g/m^3$ ，液體水之含量為 $0.1g/m^3$ ，水滴之有效擴散半徑為 15 微米。

水汽吸收光帶，在圖中極為明顯，其槽線部分之吸收現象，主要為液體水所造成。顯然，水汽至少與液體水同樣為吸收作用之重要介質。雲中吸收之全部能量，可以由曲線下面積之積分而獲得，其值約為雲頂所受投射能量之 23%。但若雲中水汽及液體水之含量發生變化，則吸收量亦將隨之而變。

水汽吸收光帶，在圖中極為明顯，其槽線部分之吸收現象，主要為液體水所造成。顯然，水汽至少與液體水同樣為吸收作用之重要介質。雲中吸收之全部能量，可以由曲線下面積之積分而獲得，其值約為雲頂所受投射能量之 23%。但若雲中水汽及液體水之含量發生變化，則吸收量亦將隨之而變。

如雲頂覆有一層相當厚之水汽，則在水汽吸收光帶中祇有極少量之能，可以抵達雲頂。若雲頂上有一層 2cm 厚之可凝結而下降之水汽，其吸收作用如圖7中曲線 2 所示。此處可發現一點，即雲中之吸收顯已減少，特別於水汽吸收光帶中之中央部份最為顯著。因在此光

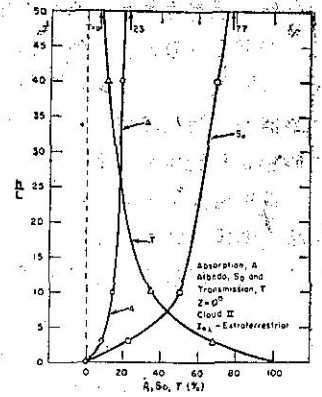
帶部份之能量，已為雲頂上水汽所吸收。上述諸現象可說明一點，即水汽吸收光帶中之太陽能，僅有極小一部份能穿過雲層達於地面。

當然，雲之厚度可影響吸收之能量。圖 8 所示，為雲中吸收、反射、透射與雲厚 h/L 之關係。液體水與水汽含量及水滴之大小與圖 7 中所假設者相同。圖中顯示，吸收迅速增加，然後變為極慢，趨近漸近線之最高值。薄雲之透射率甚高，當雲層變成極厚時，透射率又接近於零。

已測得之密雲天空光譜為數甚少，並且此種測量僅限於可見光譜部份。此密雲天空之可見光譜，極相似於太陽光譜及晴空光譜兩者之合成。

照射於雲頂之能量，為直接太陽光線及由空氣分子擴散而來之天光兩者之混合。此照射雲頂之輻射並不相同於無雲天空投射於地面之輻射，但甚相似。因雲中之質點，一般均大於可見光譜之波長，對光之擴散，幾乎與波長無關。總之，雖然光能穿過雲層抵達地面，但在數量上已見減少，其可見光譜頗相似於投射於雲頂之全部可見光能之光譜，並且亦相似於無雲日之光譜。地面反射亦影響於密雲天空之光譜。因地面反射之能量，被雲底再度向下反射。若此面對某一波長之反射特強，則雲底在此波長之向下反射亦見增加。

在紅外線部份，雖未見任何測量，但可推想水汽及液體水在此部份之吸收亦極明顯。尤其在厚而溫暖之雲層中，強烈之水汽光帶將降低太陽能近於零值。



(圖八) 吸收之能量(A)透射之能量(T)，及反射之能量(S₀)與雲厚 h/L 之關係雲中之液體水及水汽含量與有效擴散半徑同圖7中者。

八、太陽輻射對於地面之效用

欲利用太陽能，則必須計算到達地面之太陽能。在無雲之天空，尤其在空氣清潔之地區，吾人已可獲得正確之數值。但當密雲時，不僅先須知道雲之厚度 h ，並且必須獲知平均自由路徑 L 。在任何特殊情況下， L 值無法確定，因其中包括有未曾加以觀測之水滴大小之分佈情況及雲中水汽之含量。相反地，經由測量太陽之輻射以決定 h/L 值較其他方法為容易。對於孤立之雲，如發現於裂雲天空者，其準確之影響幾無法估計。

面對此問題，有兩個方法可被選擇應用。其一為不論在何時何地，如果需要知道太陽能時，即直接測量之。此或將被證明為過於浪費之方法。其二為在少數地點測量太陽之輻射，測量之結果使與若參變數發生關連，此項參變數包括雲量 C 及日光照射日間之分數 S 。如此獲得之統計關係或可應用於其他地區，以達成該地區太陽能之計算。

甚多氣象機構已組成太陽輻射觀測網，包含有一個或多個觀測台。美國之觀測網，由 75 個輔助台及氣象局氣象台組成。每一台均測量水平面上之太陽輻射。此外，尚有 5 個台，當太陽未被雲掩蔽時，測量垂直於太陽之輻射；在麻省藍山，氣象局觀測垂直面上之輻射，此垂直面被定位於羅盤之方位角上，並且觀測在碧空或有雲天空在水平面上之輻射。應用依普萊熱電池式接收器 (Eppley thermopile-type receivers) 及電位記錄器 (Potentiometric Recorders) 以獲得資料。

許多氣象台從事較詳細之雲狀及雲量之觀測，並有日光照射時間之觀測，日光照射時間之分數常被記錄為最大可能日光照射時間 S 之百分數。

利用同一時間觀測之太陽輻射以及雲量 C 之十分數或日光照射時間 S 之百分數，已經求得兩者之間若干統計上之關係。

一般均假定其關係為直線方程

$$Q = Q_0(a + bs) \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{或 } Q = Q_0[a' + b'(1-c)] \dots\dots\dots (5)$$

日光照射時間 S 之百分數其變化自 0% 至 100%， C 之變化自 $0/10$ 至 $10/10$ ，此處 Q 為一平均日到達於地面之輻射， Q_0 為無雲狀況下之輻射， a 、 b 、 a' 及 b' 為經驗常數。

一包括有 a 及 b 之標準值之論文，已經發表。若將由測量而獲得之月平均數字，代入方程 4 或 5 中，即可證明其直線之關係。因為 S 或 C 在月平均中僅佔極為狹小之範圍——例如 S 之範圍在可能數值 0—100 之間，僅佔一較小

之部份，因每月均包括有碧空裂雲及密雲之日數也。

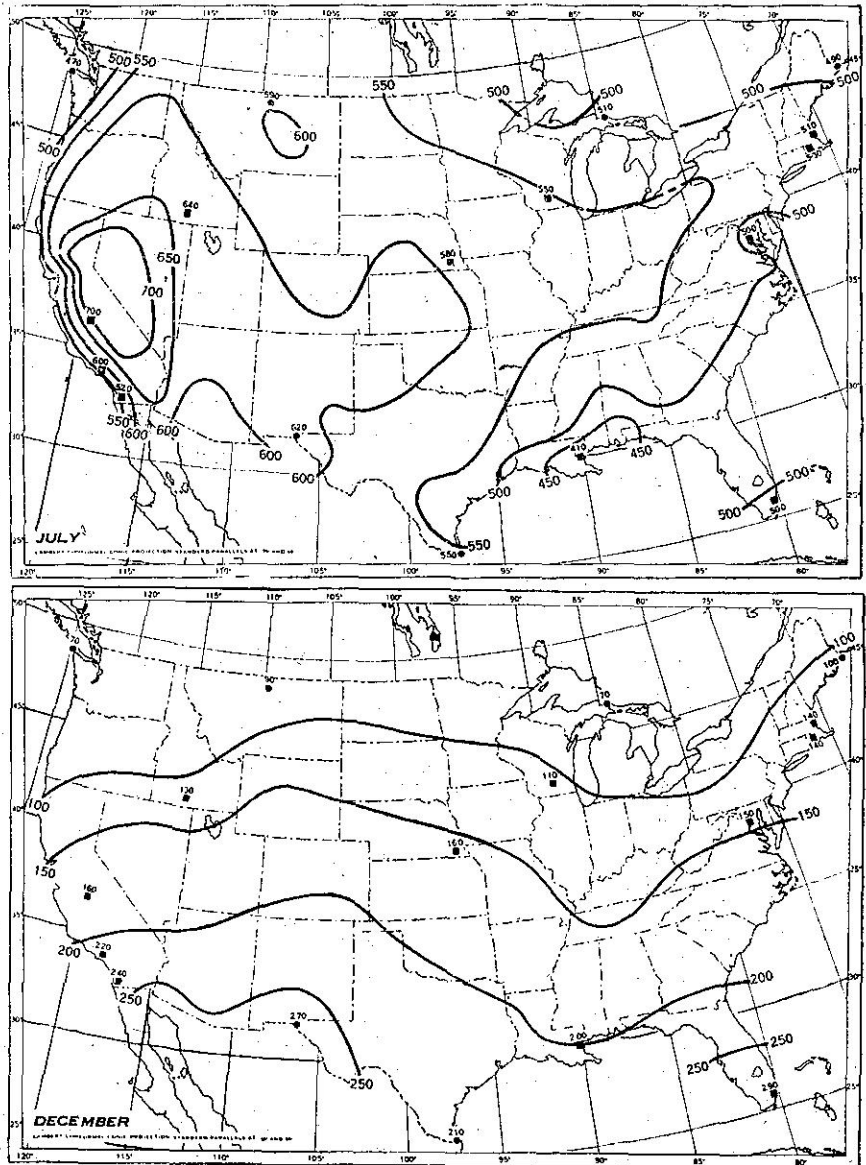
假若僅注意逐日數值之變化，則方程5不能獲得正確之O值，因其將不復為直線之關係。在密雲之日， $C=0$ ，一般所見之雲較C在中間值時所出現之雲為濃厚。但若應用S值，則能更近於直線關係。此或因卷狀雲被日光記錄器所忽視之結果；故卷雲日可被視為碧空日。為卷雲所減少之太陽能為量極微。總之，僅光學上濃厚之雲，才能影響日光照射之測量。

當然若某地並非舉行S值之測量，則勢必依賴觀測之C值。但必須牢記一點，當 $C=0$ 及 $C=1.0$ 時，方程式才能給出準確之Q值；當 $C \approx 0.5$ 時，所得之Q值不甚可靠。若有適當之資料，所採用之C值，最好是屬於濃厚而不透明之雲。最後，若係僅單獨幾天之計算，則無論採用C或S，其結果與平均值必有相當之錯誤。

九、非 水 平 面

以上各節所討論者，是在水平面上測量日射之問題。為某種目的，吾人常希望能獲知於垂直面或傾斜面上之能量。無雲之日在任何平面上之計算均頗容易。但當雲量存在時，此項計算則較困難，因 h/L 為未知，並且以數量表示之雲型資料又付缺如，所以勢必憑賴經驗上之關係。太陽或天空對水平面上輻射之測量，已較為廣泛普遍，故在有限財力之限制下，可在少數地點從事測量在別種平面上之太陽輻射，而將其結果使與水平面上量得之結果發生關連。希望在獲得足夠之資料後，能發現一般性之關係，於是在非水平面之測量未舉行地區，可以藉以計算而獲得。關於此項之摘要，已列於 I. H. Hand 所著論文中之研究提要內。

在美國，以經驗法則研究非水平面上太陽能之主要機構，是麻省波士頓城附近之藍山觀象台。直到目前，該台所獲結果，嚴格言之，僅適用於該台本地，但如將所得結果，使與雲之指數（如日光照射時間百分數）及太陽之方位與高度發生關連，（下接第43頁）



(圖九) 美國平均雲日中，在水平面上所接受之太陽輻射能之等值線，上圖係7月份者，下圖係12月份者。單位為蘭萊 (Langleys) 每天，換算成英國熱量單位每平方呎，每天時乘以3.69。