

# 懸浮微粒衰減 全天空太陽輻射之研究

馮欽賜\* 柳中明

沈秀蓉

國立臺灣大學  
大氣科學系

中央氣象局  
衛星站

(中華民國七十八年十月二十二日收稿；十二月二十日定稿)

## 摘 要

本文首先探討晴日下，大氣中懸浮微粒衰減全天空太陽輻射通量之情形。結果發現懸浮微粒之影響，在台北宜蘭與恆春等三站，均不可忽略。本文更進而發展一參數方程式，以估算晴日時水汽、臭氧、分子散射，垂直分佈修正與懸浮微粒衰減等之影響情形，用以計算近地面之全天空輻射通量。經採用一組獨立於發展參數方程式之晴日個案，以驗證所發展之參數式之可信性。結果顯示，本文所發展之參數式所估算之數值相當合理，且均方根誤差亦不高。懸浮微粒衰減影響之重要性，在驗證過程中，亦顯示出為不可忽略之因素。本文最後利用此方程式，理論估算台灣全島因都市化後，大氣中懸浮微粒增加，而造成之全天空輻射通量衰減情形。結果顯示西部地區懸浮微粒可造成約 $35 \text{ langley day}^{-1}$ 的衰減，相當於10~12%的影響程度。

關鍵詞：懸浮微粒，全天空太陽輻射通量

\* 服預備軍官役中

## 一、簡 介

柳與馮(1989) 嘗詳細分析近地面直達太陽輻射通量受大氣中懸浮微粒衰減影響之情形，並發展出定量估計此衰減強弱的大氣混濁度(Turbidity) (或稱輻射衰減係數)。初步分析台北、宜蘭與恆春的資料，顯示台北的大氣混濁度月平均值在0.25~0.8之間，宜蘭為0.15~0.6，恆春為0.1~0.3。這些結果與英國，東加拿大等地之分析相似。Liu and Feng (1990) 則進一步分析全島8個太陽輻射測站之長期資料，並進行大氣混濁度與氣象之相關分析；結果顯示風速低、日射量高、大氣穩定度低時，大氣混

濁度增高，且又以春、秋二季為最高。

懸浮微粒對直達太陽輻射通量影響的分析，過去在國外已有相當多的研究(Unsworth and Monteith, 1972; Flowers et al., 1969; Uboegbulaum and Davies, 1983; Al-Jamel et al. (1987))。其主要研究目標在提供全球懸浮微粒分佈的數據，以輸入輻射一氣候模式，研究懸浮微粒對氣候的影響(Coakly and Cess, 1983)。此方面研究乃配合全球大氣科學的研究趨向，亦即全球空氣品質的長期改變對氣候的影響研究(Wang et al., 1986)。

但是，懸浮微粒對近地面全天空太陽輻射通量的影響研究，國內外均失之闕如。在柳與馮(1989)

中，吾人嘗指出懸浮微粒在晴日時，將造成直達輻射通量的減少，散射輻射通量的增加，與全天空輻射通量的減少。在台北，全天空輻射通量之衰減經常達20%。本文乃企圖參數化此衰減特性，並用以估算全年台灣全島受懸浮微粒衰減的可能情形。

近地面全天空輻射通量直接影響近地面能量收支平衡，也即直接影響近地面氣候。設若全天空輻射通量長期不斷減少，則近地面氣溫可能持續下降。由於大氣中懸浮微粒因人為因素而不斷增加，可能造成全天空輻射通量的衰減與近地面氣溫下降。此現象正好相反於因人為空氣污染所造成的溫室效應，其將造成近地面長波冷卻輻射通量的保守與近地面氣溫的上升。因此近年來，懸浮微粒對輻射影響的研究才日趨熱絡。基本上，二氧化碳等大氣溫室氣體所造成的大氣溫室效應，在數值模擬與資料分析方面，研究成果甚多(Wang, et al, 1986)。但是，有關懸浮微粒的增加而致造成近地面氣溫下降的影響，目前研究甚少。一般相信，懸浮微粒的影響，具地區性特徵(Coakley and Cess, 1983)，而大氣溫室效應為全球性現象。

本文的研究方式，大略為：第二節中先發展晴日無懸浮微粒下之理想全天空輻射通量的估計參數式；第三節中則修正懸浮微粒的衰減影響，並決定以近地面能見度為變數，以參數化此衰減效率；第四節中除分別討論參數式之可信度與各項之影響百分比外，並理論估計全年中台灣全島全天空輻射通量受懸浮微粒之衰減情形。

## 二、晴空無懸浮微粒下近地面逐時全天空太陽輻射通量的理論估計

### (1) 簡易估算法

晴空下，大氣中最主要吸收氣體是對流層內的水汽和平流層內的臭氧。Lacis and Hansen (1974) 在假設晴空且無懸浮微粒的影響下，將太陽能量分為兩部份。波長大於 $0.9 \mu\text{m}$ 以上的是水汽吸收波段(0.94, 1.1, 1.38, 1.87, 2.7 和  $3.2 \mu\text{m}$  等)；而波長小於 $0.9 \mu\text{m}$ 以下，僅為臭氧吸收(0.3-0.36 m)和雷氏(Rayleigh) 散射效應。兩部份所佔太陽能量，分別為0.353和0.647。Lacis and Hansen (1974) 據此假設，乃提出到達地面的全天空輻射通量參數式如下：

$$F_{g1} = I_0 \times \left( (0.353 - Aw) + \frac{0.647 - Rr - Ao_3}{1 - RgRr} \right) \quad (1)$$

其中， $F_{g1}$  為晴空無懸浮微粒影響下，近地面的全天空輻射通量； $I_0$  為太陽輻射在大氣層頂的入射量； $Aw$ 、 $Ao_3$  分別為水汽和臭氧的寬帶吸收率； $Rr$  為大氣雷氏散射效應將太陽能量散射回太空的反射率； $Rg$  為地表反照率( $\sim 0.1$ )； $\bar{Rr}$  為  $Rr$  對整個天頂角的積分平均值( $\sim 0.0685$ ) (Lacis and Hanson, 1974)，這兩者的組合  $(1 - RgRr)^{-1}$  代表近地面太陽輻射的多重散射效應(Liou, 1980)。此外

$$I_0 = S_0 \times \cos \theta_0 \times f \quad (2)$$

其中  $S_0$  為太陽常數( $\sim 1.962 \text{ cal/cm}^2 - \text{min}$ ；Frohlich, 1987)； $f$  為距離因子，依據 Duffie and Beckman (1980) 的經驗式； $\theta$  為太陽天頂角：

$$f = 1 + 0.033 \cos(2\pi N_D/365) \quad (3)$$

其中  $N_D$  為日序。

水汽的寬帶吸收率， $Aw$  乃依據 Yamamoto (1962) 的經驗式來計算

$$Aw(y) = \frac{2.9y}{(1 + 141.5y)^{0.635} + 5.925y} \quad (4)$$

其中， $y$  為水汽的相當光程含量(Relative Optical Path Length)，且

$$y = W Mr \quad (5)$$

式中， $W$  為經高度修正後的可降水量， $Mr$  為水汽相當光程( $Mr = \sec \theta_0$ )。依據 AL-Jamal et al. (1987)，

$$W = W'(P/1013.25)^{0.75} (273/T + 273)^{0.5} \quad (6)$$

$P$  代表氣壓， $T$  代表溫度， $W'$  為可降水量。依據 Reitan (1963)，由1982~1987年的板橋探空資料，吾人獲得以下之  $W'$  與  $T_d$  之關係式，此方法亦為柳與馮(1989)所採用。

$$W' = \exp(0.2033 + 0.626T_d) \quad (7)$$

其中  $T_d$  為露點溫度。

臭氧的寬帶吸收率， $Ao_3$ ，乃依據 Lacis and Hansen (1974) 的經驗式來計算

$$Ao_3(x) = \frac{0.02118X}{1 + 0.042X + 3.23 \times 10^{-4}X^2}$$

$$\begin{aligned}
 & + \frac{1.082X}{(1 + 138.6X)^{0.805}} \\
 & + \frac{0.0658X}{1 + (103.6X)^3} \quad (8)
 \end{aligned}$$

(8) 式中第一項為可見光吸收項，第二、三項為紫外線吸收項。其中， $X$  為臭氧的相當光程含量。 $X = U_{O_3} M$ ， $U_{O_3} M$  為垂直臭氧含量，本文中採

用台北的月平均值如圖1 (柳與馮, 1989)； $M$  為臭氧的相當光程，採Rodgers (1967) 的經驗式：

$$M = 35 / (1224 \cos \theta_0 + 1)^{0.5} \quad (9)$$

此外，雷氏散射效應乃由Lacis and Hansen (1974) 的經驗式估計

$$Rr = 0.28 / (1 + 6.43 \cos \theta_0) \quad (10)$$

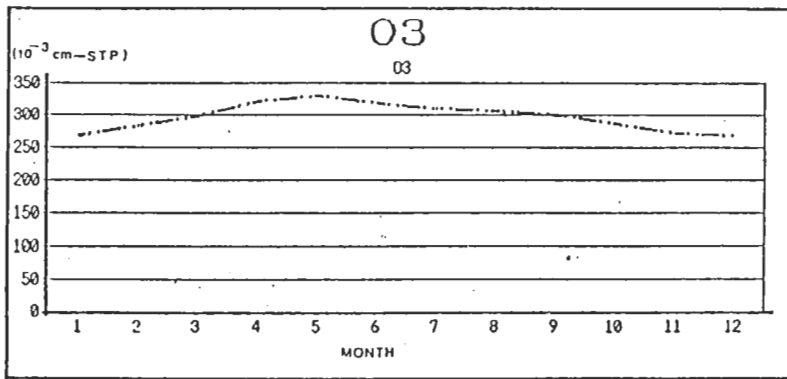


圖1 台北測站從1965年至1987年的長期臭氧月平均值。

(2) 垂直分佈修正

上節所介紹的簡易估算模式，假設大氣為一整體，因此不考慮氣體垂直分佈特性對輻射吸收的影響。但在許多較複雜的輻射模式中(Stephens, 1984)，均將大氣分為有限的層次，並詳細計算層與層之間的相互作用。本節企圖比較(1)式的結果與Liou and Ou (1983) 的模式，以修正氣體垂直分佈的影響。Liou and Ou (1983) 發展的猶他大學輻射參數化模式，柳與歐(1988) 曾詳細討論，並運用於研究雲對輻射傳遞之影響中。Qiming et al. (1984)，亦曾採用此模式，經驗證於懸浮微粒含量稀少的高原地區，在晴天大氣下所計算的全天空輻射通量，與地面的實際觀測值相當符合，誤差約在6.4~6.8%。此結果顯示猶他模式對晴天大氣的全天空輻射值之估計，頗能代表晴天大氣的理想輻射值；亦即模式能計算出太陽能量透過同樣晴天大氣，但不考慮直實存在之懸浮微粒衰減作用，而應該到達地面的理想太陽能量值。

仔細比較簡易估算法(1)式與猶他模式，二者在晴天地面全天空輻通量的計算過程中，主要對  $A_w$

與  $A_{O_3}$  的估計方式及精確度要求不同。猶他模式是透過探空資料和複雜的計算過程，以求得  $A_w$  及  $A_{O_3}$  的。因此，我們只要以猶他模式值為標準值，找出兩者的誤差相關，修正(1)式的估算值，應可尋得修正垂直分佈效應的方法。以下，乃定義修正簡易估算法的誤差函數  $E$ ，與函數參數化步驟。

首先，定義  $E$  函數為猶他模式值( $F_{gm}$ ) 與簡易估算值( $F_{g1}$ ) 之比值。其次，選擇1987年1~12月的月平均板橋探空資料，為參考大氣剖面，再輸入任意變動的太陽天頂角與地表反射率，以求出在各種可能之組合下的  $F_{gm}$  與  $F_{g1}$  值，並進而求得  $E$  函數與天頂角，地面露點溫度，臭氧含量和地表反射率等之相關迴歸方程式如下：

$$\begin{aligned}
 E = & 0.9159 + (0.18256 \times 10^{-2}) \times T_d \\
 & - (0.32559 \times 10^{-1}) \times U_{O_3} \\
 & + (0.11503 \times 10^{-2}) \times \cos \theta_0 \\
 & + (0.18703 \times 10^{-2}) \times R_g \quad (11)
 \end{aligned}$$

其中， $T_d$ 、 $U_{O_3}$ 、 $\theta_0$  及  $R_g$  分別是地面露點溫度、臭氧含量、天頂角與地表反照率。 $E$  函數的相關係

數達0.99。

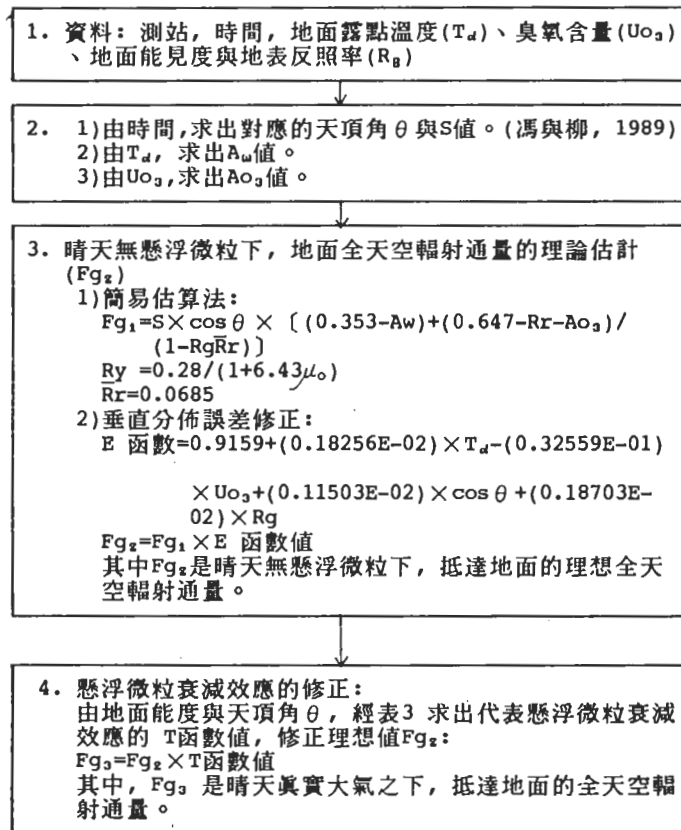
基本上，採用月平均探空剖面資料與獲取  $E$  函數的方式，將每日、每小時的變化刪除，因此所得之  $E$  函數即可完全反應氣體垂直分佈的重要性。以下本文乃將(1)式所估算得之  $Fg_1$  值乘以  $E$  函

數，得到  $Fg_2$  值並定義之為晴天理想大氣之全天空輻射通量。

$$Fg_2 = Fg_1 \times E \quad (12)$$

表一的前半段流程圖，就是本文對晴天理想大氣之下，地面全天空太陽輻射通量的理論估計方法。

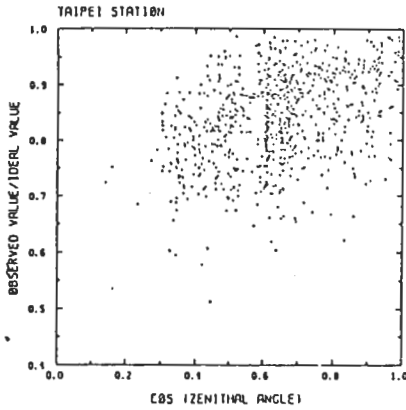
表一 估計晴天時地面全天空輻射通量之參數式方法與步驟。



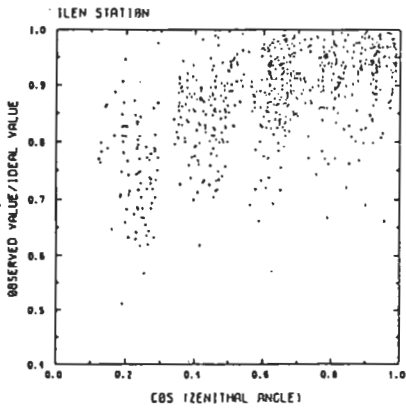
### 三、懸浮微粒衰減效應之修正方法

真實的大氣中，或多或少都飄浮著懸浮微粒，尤其高污染的城市密集地區，更凸顯懸浮微粒對太陽能量的衰減影響。猶他模式曾經被使用在高污染的平原地區，其在晴天時所計算的地面輻射量與地面觀測值間，有著相當大的誤差(Qiming, et al, 1984)。這事實反映出，若我們希望將上節發展的簡易估算法，能更廣泛地應用在各地方，以正確地估計晴天真實大氣下，到達地面的全天空太陽輻射通量。則我們尚需考慮真實大氣中，所存在的懸浮

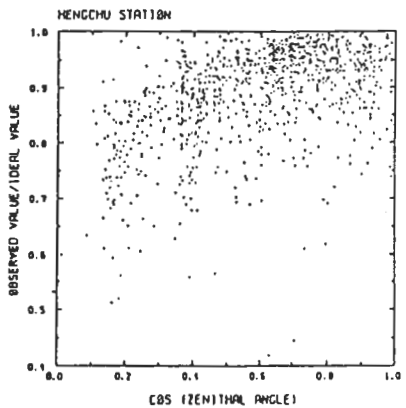
微粒衰減效應，並修正理想輻射值，以符合地面觀測到的晴天全天空輻射通量。圖2為台北、宜蘭與恆春三個測站，在1982年~1987年間晴日無雲時，全天空輻射通量實測值與(12)式所估算之理想值間之比值。由於(12)式中不考慮懸浮微粒之存在，因此圖2內明確地顯示真實大氣中懸浮微粒存在衰減全天空輻射通量的情形，且此事實明顯地存在於各站。以台北站為(圖2a)為例，大部分的全天空輻射被削減達20%。當然削減程度也隨著天頂角變化有所增減。天頂角越小，削減程度就較小。相對地，比較恆春測站(圖2c)，削減情形比起台北測站已明



(a)



(b)



(c)

顯變小，大部份的全天空輻射只被減少不到10%左右。至於宜蘭測站則比台北較好，比恆春稍嚴重。

根據柳與馮(1989)的研究經驗，我們已發現大氣混濁度和近地面的能見度，呈現負相關。並且 Ubeogbulam and Davies (1983) 也指出在某種程度上，近地面能見度幾乎與大氣混濁度有線性反比。因此，我們似乎可以近地面的能見度觀測值，作為反映大氣懸浮微粒衰減效應的一種指標。而且能見度的觀測不需要特別儀器的輔助，一般的測站也有觀測，若我們能用能見度為基礎，著手分析歸納出修正函數，則將能使修正函數的利用更簡單容易。

以下詳述我們分析大氣懸浮微粒衰減效應的步驟、資料與修正方法：

- I 資料基礎：參考馮與柳(1989)，使用台北、宜蘭與恆春在1982年7月到1976年6月期間，雲量小於10%，日照時數為100%的小時資料。馮與柳(1989)當定義此組資料為資料群β，以別於雲量為0%，日照時數為100%的資料群α，二者差別僅在前者個案數增多至少一倍以上(表二)，但分析後對結果，幾無任何影響，因此決定採用前者，以增加統計分析的意義。
- II 定義：修正函數  $T$  為全天空太陽輻射通量之觀測值  $F_g$ ，與(12)式所估算之晴天理想大氣下全天空輻射通量  $F_{g2}$  值，二者之比值。
- III 將每筆資料對應的  $T$  函數值，以每筆資料的能見度的不同，區分為6個等級，其中又分為兩種不同間隔度的分析方式，以便比較它們有何差異：

A: 0-6-10-15-22-30-50 (km)

B: 0-5-8-12-18-25-40 (km)

這裡值得說明的是，為何要採取能見度等級的區分方式，而不直接以對應的能見度，分析歸納修正函數？這是著眼於能見度觀測時，所會出現的彈性誤差，亦即同樣的懸浮微粒衰減效應，可能具有幾公里的觀測差異。因此，我們僅以能見度粗略的等級劃分，來顯現大氣懸浮微粒的衰減程度。

圖2 (a)台北(b)宜蘭(c)恆春1982年7月至1987年6月晴天時(表2內，資料群β)，地面全天空太陽輻射通量受到大氣懸浮微粒於不同太陽天頂角之下的影響程度。其中，觀測值(observed value):地面全天空太陽輻射通量的觀測值；理想值(ideal value):大氣於無懸浮微粒之下，理想的地面全天空太陽輻射通量( $F_{g2}$ )。

表二 台北、宜蘭與恒春三個測站，從1982年7月至1987年6月晴天逐時資料個數統計。其中，標號( $\alpha$ )表示合乎0%雲量，100%日照時數條件的個案，標號( $\beta$ )表示合乎10%以下雲量，100%日照時數條件的個案。

年	測站	台 北		宜 蘭		恒 春	
		$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$
82		21	64	18	24	53	153
83		48	122	93	210	111	308
84		56	142	43	131	76	317
85		56	153	74	151	28	214
86		93	180	30	189	27	100
87		62	117	39	102	1	27
	合 計	338	778	298	807	294	1179

IV 再將每個能見度等級的所有資料，依0-10-20-30-37.5-42.5-47.5-52.5-57.5-62.5-67.5-72.5-77.5等這些天頂角間隔區分，求出每個天頂角範圍之下的平均 $T$ 函數值，以及對應的平均天頂角。圖3a與圖3b分別

是A、B兩種間隔法，所求出在不同能見度等級之下，各個 $T$ 函數值和對應的天頂角分佈圖。能見度越差的等級，它的 $T$ 函數值分佈就越低，顯示懸浮微粒的衰減效應較強，或者說它的懸浮微粒透射率較小。

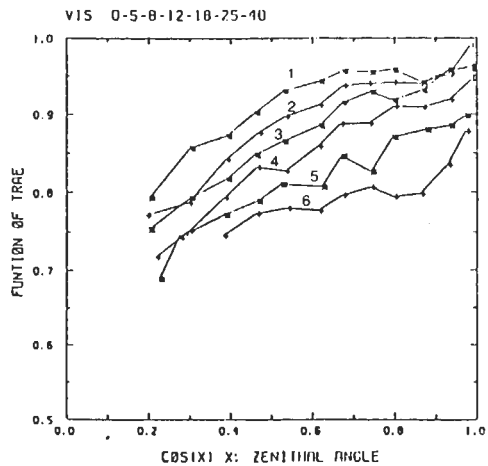
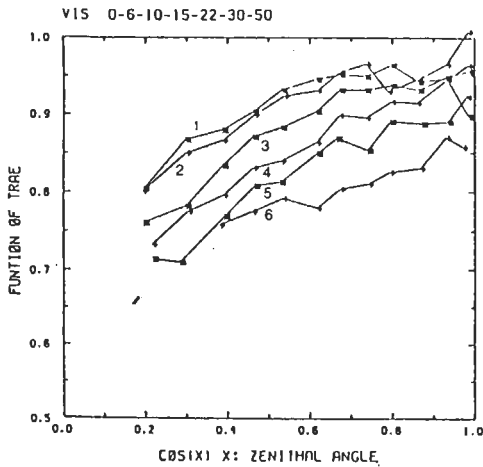


圖3 (a) A種能見度間隔法(1:0~6km; 2:6~10km; 3:10~15km; 4:15~22km; 5:22~30km; 6:30~50km); 與  
(b) B種能見度間隔法(1:0~5km; 2:5~8km; 3:8~12km; 4:12~18km; 5:18~25km; 6:25~40km)  
下，修正函數 $T$ 和對應之天頂角分佈圖。

V 然後，利用不同能見度等級之下， $T$  函數值這些點的分佈，再求相關的線性迴歸方程式，如圖 4a 與圖 4b，則此一方程式就代表在這一能見度等級下，該有的修正函數了(為天頂角的函數)。表三 所列的各種方程式

，分別代表 A、B 兩種間隔法，於各個能見度等級的修正函數。比較圖 3 與圖 4 可注意到迴歸方程式的代表性頗佳，相關係數均大於 0.75。

因此，利用 表三 所估算之修正函數  $T$ ，再

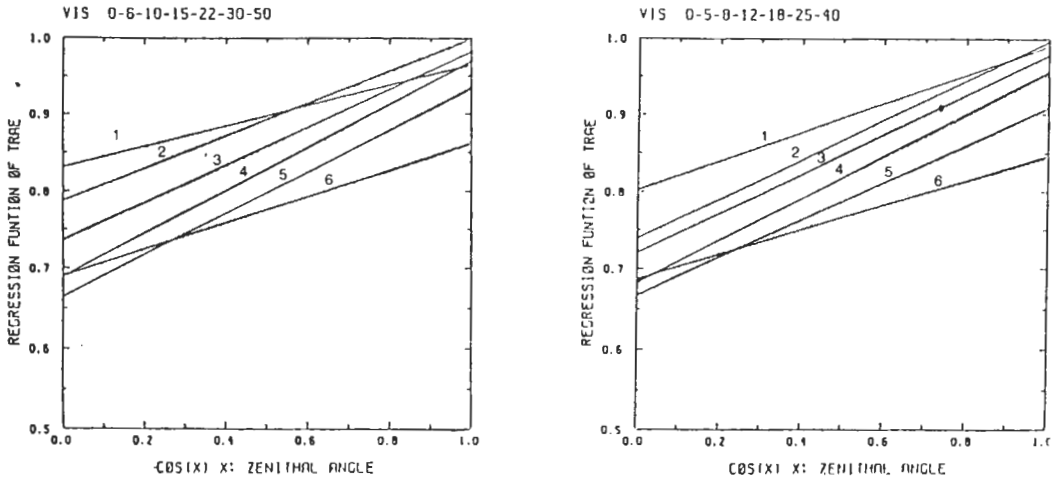


圖 4 同圖 3，但為參數化之修正函數  $T$ 。

表三 在 A、B 兩種不同能見度分級方法下，各個能見度級所對應的修正函數  $T$  之參數方程式。

(A) 能見度 (Km)	修正函數 $T$	(B) 能見度 (Km)	修正函數 $T$
0 - 6	$0.0800 + 0.1734 * \cos \theta$	0 - 5	$0.0801 + 0.1613 * \cos \theta$
6 - 10	$0.0630 + 0.2688 * \cos \theta$	5 - 8	$0.0677 + 0.2413 * \cos \theta$
10 - 15	$0.0801 + 0.2814 * \cos \theta$	8 - 12	$0.0820 + 0.2745 * \cos \theta$
15 - 22	$0.7365 + 0.2450 * \cos \theta$	12 - 18	$0.7203 + 0.2579 * \cos \theta$
22 - 30	$0.7877 + 0.2120 * \cos \theta$	18 - 25	$0.7301 + 0.2508 * \cos \theta$
30 - 50	$0.8315 + 0.1346 * \cos \theta$	25 - 40	$0.8022 + 0.1876 * \cos \theta$

乘上前一節在晴天理想大氣之下，所求得之理想全天空太陽輻射通量 ( $F_{g2}$ )，即可完成修正晴天真實大氣的懸浮微粒效應，而得到近似地面觀測的全天

空輻射通量 ( $F_{g3}$ )。

$$F_{g3} = F_{g2} \times T$$

(13)

詳細方法列於表一中。

### 四、分析與討論

#### 4.1 參數方程式之驗證

由前面兩節在理論與方法的探討說明中，我們首先利用對各個參數函數的計算方式，提出估計晴天理想大氣之下的全天空輻射量(1)、(11)與(12)式再次，以等級化能見度觀測值，作為真實大氣懸浮微粒衰減效應的衡量指標，進一步發展一套修正函數，修正上述的理想輻射量，期望能符合地面實測的全天空輻射通量(表三與(13)式)。表一 所列的流程圖，便是我們一系列的方法與步驟。為了驗證這套簡易參數法(表一)是否能達到估計晴天真實大氣之下，地面全天空輻射通量的預期效果；我們特別保留13個晴天(獨立於第三節使用的原始資料

)作為互相比較的基本資料。其中，晴日天的意義是，我們挑選的個案是以一天內有連續數個小時都符合雲量小於1/10且日照時數100%條件的資料為準。例如台北測站1983年1月1日上午9時到下午17時都是晴時，便是符合晴天條件的理想資料；除此之外，個案日的挑選，也考慮儘可能包含各個能見度等級的資料分佈。

圖5a與圖5m顯示共13個選自不同測站及不同時間的個案日。每張圖上都有四條曲線。曲線1為不經懸浮微粒衰減效應修正的理想全天空輻射通量；其次，曲線2, 3為分佈型態相似而且緊緊相鄰者，分別代表兩種不同能見度等級化方式，所修正估計的地面全天空輻射通量；曲線4就是實測的輻射量資料分佈曲線。

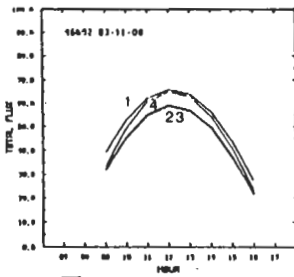


圖 5a

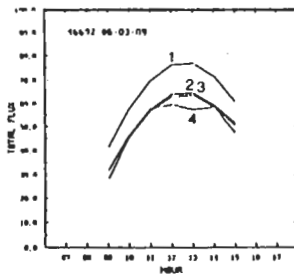


圖 5b

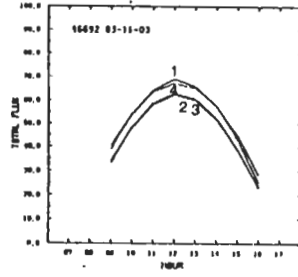


圖 5c

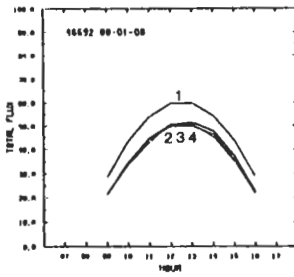


圖 5d

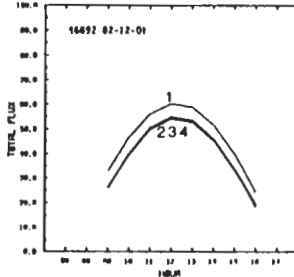


圖 5e

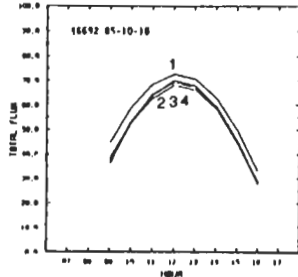


圖 5f

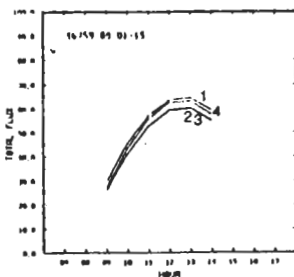


圖 5g

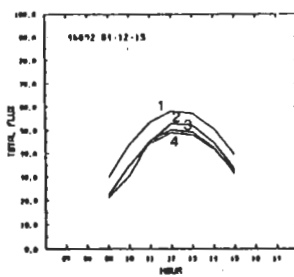


圖 5h

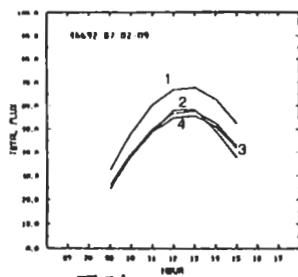


圖 5i



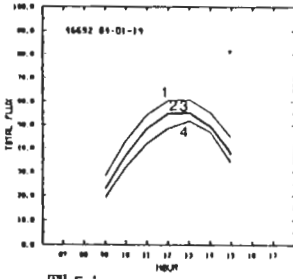


圖 5j

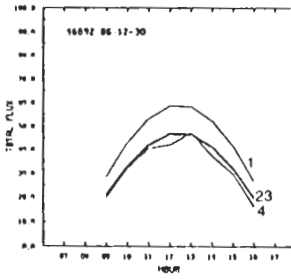


圖 5k

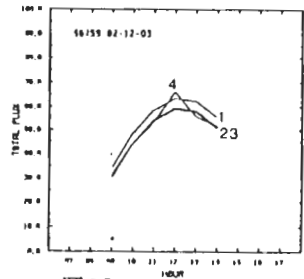


圖 5l

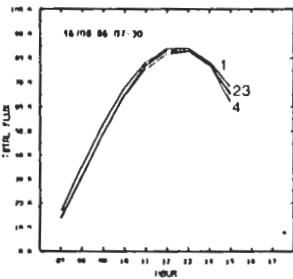


圖 5m

圖5 13個晴天個案，太陽輻射通量的理想值(最高值之曲線)、(A)與(B)兩種修正值(緊緊相鄰之兩條曲線)、以及地面觀測值之相互分佈曲線。每個個案日左上角標有測站代號(台北-46692，宜蘭-46708，春-46759)和時間(日-月-年)。其中，除了圖5 a.c.g.三個個案日地面觀測值較接近理想值之外，其它10個個案日修正值相當符合地面觀測值，而理想值則高估。

觀察這13張圖內四條曲線的相關分佈，我們發現若不考慮真實大氣懸浮微粒的衰減效應，則當天頂角  $\theta$  越大時(如冬天或者早晨與下午)理想的全天輻射通量越偏離(高估)地面實測的輻射量。可是，將我們設計的修正函數應用於懸浮微粒的衰減影響時，大部分能使修正值相當符合於地面所觀測的輻射量分佈(亦即三條曲線緊鄰的個案)。這其中有10個個案日，整體而言達到預期的估計效果。只有三個個案日，由於地面觀測值接近理想值，使得修正值明顯偏低，沒有跟地面觀測值一致。從理想值和修正值對實測資料值的誤差均方根(Root

Mean Square of Error)的統計分析(表四)中，可瞭解到修正懸浮微粒效應後，約使誤差減少一倍，可見其重要性。以上分析結果顯示第三節中所發展出之等級化能見度，作為修正懸浮微粒衰減效應的簡易參數式，已經達到我們估計晴天真實大氣的地面全天輻射通量之預期效果。

4.2 衰減分析

本節內企圖比較在晴日時，水汽、臭氧、分子散射、垂直分布修正與懸浮微粒等各因子，對全天太陽輻射通量的衰減效應。原則上，當然是各因子在大氣中成份增大，則衰減效應增強。但為了解

表四 13個晴天個案下，地面觀測值分別與理想值( $F_{g2}$ )、修正值( $F_{g3}$ )的誤差均方根統計值(R.M.S.)。標號(A)、(B)分別代表兩種不同的能見度分級法(參考圖5)。

	估計值		
統計值	理想值	修正值(A)	修正值(B)
R.M.S.	7.946	3.214	3.205

表五 台北、宜蘭與恆春晴日時(表二內,  $\beta$  個案群), 水汽、臭氧分子散射, 垂直分布修正與懸浮微粒等因子衰減全天空太陽輻射通量的日平均百分比資料。

		月 平 均												年 平均
		一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	
水汽 衰減 百分比	台北	14.2	14.5	14.9	14.7	16.4	17.3	17.6	17.2	16.9	16.6	16.2	14.8	15.6
	宜蘭	14.7	15.8	15.9	15.8	17.5	17.8	17.4	17.5	17.2	16.4	16.4	15.9	16.6
	恆春	15.3	16.2	15.6	16.0	17.1	18.7	18.4	17.3	16.6	15.8	16.8	15.9	16.1
臭氧 衰減 百分比	台北	2.36	2.36	2.35	2.42	2.53	2.49	2.54	2.49	2.42	2.40	2.43	2.39	2.41
	宜蘭	2.37	2.40	2.40	2.45	2.53	2.55	2.42	2.44	2.41	2.35	2.56	2.44	2.44
	恆春	2.39	2.42	2.36	2.44	2.55	2.65	2.61	2.49	2.43	2.40	2.54	2.45	2.43
分子散射 衰減百分 比	台北	5.31	5.11	4.55	4.46	4.96	4.75	5.34	5.09	4.70	4.73	5.45	5.52	4.96
	宜蘭	5.37	5.45	4.84	4.74	4.93	5.13	4.46	4.67	4.59	4.42	6.43	5.98	4.93
	恆春	5.54	5.55	4.56	4.66	5.13	5.92	5.91	5.12	4.79	4.83	6.29	6.00	5.15
垂直分布 修正 百分比	台北	7.56	7.19	6.50	6.73	5.74	4.98	5.00	5.12	5.22	5.43	6.20	7.17	6.34
	宜蘭	7.23	6.46	6.06	6.11	5.00	4.92	4.75	4.80	4.95	5.43	5.97	6.72	5.58
	恆春	6.82	6.23	6.09	5.87	5.41	4.83	4.97	5.18	5.49	6.11	6.29	6.71	6.08
懸浮微粒 衰減 百分比	台北	16.5	17.0	14.8	16.3	16.0	13.0	18.9	13.9	12.7	13.2	13.4	17.9	15.5
	宜蘭	10.0	10.8	10.0	12.0	11.4	10.5	7.34	8.71	7.10	7.13	10.7	10.8	9.71
	恆春	9.87	9.96	6.86	7.71	7.41	10.7	9.23	7.34	7.87	7.10	10.5	9.77	8.33

各因子之平均影響特性, 因此本節內選擇1982年7月~1987年6月台北、宜蘭與恆春的晴天個案資料(表二內,  $\beta$  個案群), 計算日平均之各因子衰減百分比值。詳細結果列於表五。

明顯的, 水汽衰減效應在海島地區非常重要, 約衰減全天空輻射14.2~18.7%。且在5~9月間, 因西南氣流強盛, 輸入大量水汽, 所以達最高值。台北、宜蘭與恆春三站, 受水汽衰減之情形, 大略相似。其次重要者為懸浮微粒衰減全天空輻射, 其中以台北市最嚴重(13~18.9%), 次為宜蘭(7.34~12%), 最後為恆春(7.1~10.7%)。垂直分布修正效應, 約加強衰減輻射5~7.56%, 且無明顯之地區性分佈差異。分子散射效應約衰減4.46~6.43%, 亦無區域性分佈差異。臭氧衰減效應, 由於本區內總臭氧量不高, 因此衰減效應不高(2.36~2.65%)。4.3年平均影響分析

本節企圖從理論觀點, 分析台灣全島由於城市化後, 懸浮微粒含量的改變, 對全島地面所接受之全天空輻射通量的衰減影響與水平分佈特徵。

首先, 我們挑選分佈於全島各地的13個主要測站(表六)並採用1986年之年平均地面氣象資料,

包括溫度、相對濕度、露點溫度(由前兩者求得)和日照時數百分比等。其次, 代表各個測站懸浮微粒含量的能見度指數, 是藉由每個測站相對於台北、宜蘭與恆春的城市化程度所定義出來的。能見度指數是採用(B)能見度分級法0-5-8-12-18-25-40(km)的各個等級, 其中0-5是指數1, 25-40是指數6。依據柳與馮(1989)的分析, 台北測站的年平均能見度介於5-8(km), 指數為2; 宜蘭能見度12-18(km), 指數為4; 恆春能見度18-25(km), 指數為5。

由於我們所使用的是年平均資料, 因此分析台灣全島輻射衰減特性, 僅著眼於年平均的種種特徵, 而且必需完全假設為晴天。圖6a是台灣全島抵達地面的年平均理想全天空輻射通量(採用(12)式所估算), 因為不考慮雲與懸浮微粒的影響, 只要緯度越低或者高度較高的地區, 其值就越大。一旦經過能見度指數所反映的懸浮微粒效應修正(採用(13)式估算), 圖6b內全島輻射量的分佈已不同於圖6a。在台灣高污染的城市密集地區, 如西海岸與北部, 抵達地面的全天空輻射量相對於周圍有極小值。再由圖6c與圖6d, 其值受到懸浮微粒的衰減最高

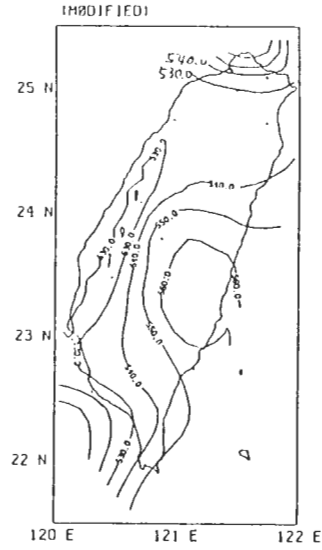
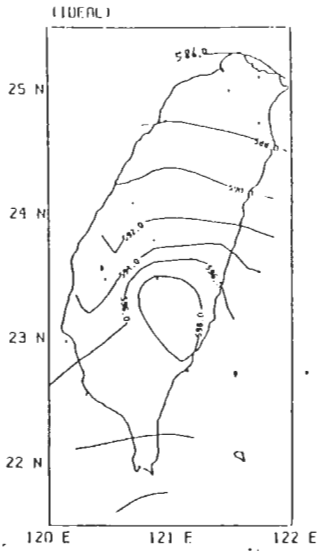
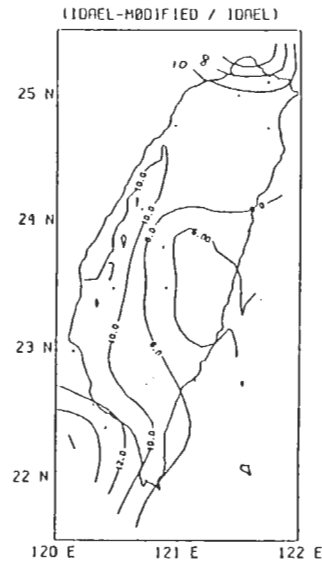
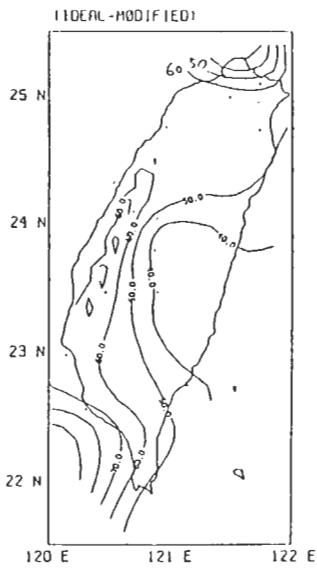


圖6 (a) 全年晴天假設之下，全島地面的理想全天空輻射通量之分佈。  
(單位:cal day<sup>-1</sup>cm<sup>-2</sup>)

(b) 經懸浮微粒衰減效應修正後，全島地面的全天空輻射通量之分佈。  
(單位:cal day<sup>-1</sup>cm<sup>-2</sup>)



(c) 受懸浮微粒衰減之數值分佈。  
(單位:cal day<sup>-1</sup>cm<sup>-2</sup>)

(d) 受懸浮微粒衰減之數量百分比分佈。

表六 分析台灣全島全天空輻射量，受到懸浮微粒的衰減影響與水平分佈特徵之基本資料。(中央氣象局，1987)。

測站代號	測站	能見度 指數	溫度 (T, °C)	相對濕度 (RH)	露點溫度 (T <sub>d</sub> , °C)
46602	台北	2	22.4	77%	17.2
46604	基隆	4	22.2	70%	17.5
46708	宜蘭	4	21.0	86%	18.0
46600	花蓮	5	22.9	78%	17.9
46706	台東	5	23.0	74%	17.5
46750	恆春	5	24.2	76%	18.4
46744	高雄	2	24.3	77%	18.7
46741	台南	3	23.0	78%	18.4
46748	嘉義	3	22.6	83%	18.8
46740	台中	3	22.7	77%	17.5
46757	新竹	4	22.1	70%	17.5
46705	日月潭	6	18.9	83%	15.7
46753	阿里山	6	10.6	84%	8.9

可達每天60~70 朗勒( $\text{cal day}^{-1} \text{cm}^{-2}$ )，相當於原本理想輻射量的百分之十~十二左右。但是，相反的在東海岸較未開發的地區因受到懸浮微粒的衰減，大約只有西海岸的一半程度而已。

然而，上述採用全年為晴天的假設，分析全島的微粒衰減影響，並不合於客觀的大氣環境。因為一般大氣常常會有雲覆蓋，一旦雲存在的時候，雲對全天空輻射量的衰減效應，就遠大於近地面懸浮微粒的作用，使得微粒的衰減效應並不凸顯。因此，要比較真實地反映出懸浮微粒對全年輻射量的衰減影響，吾人決定考慮全島年日照時數百分比的分

佈，假設它代表著一年平均的晴時數量，亦即懸浮微粒能真正發揮衰減作用的時間份量。圖7是台灣全島的年日照時數百分比分佈，顯然日照量是由東北部(31.5%)向西南部(51%)遞增的。此資料顯示白日時出現雲的概率極高。

現在，我們將前述的輻射量衰減值(圖6)乘上(圖7)的日照量分佈。圖8a首先顯示原本理想的輻射量分佈型態，已為日照量分佈的型態所主宰，亦即日照量越多的地區，地面的輻射量也越多。再次，分析經懸浮微粒效應修正後的圖8b、c、d，其中圖8b仍同於圖8a的分佈型態，顯然懸浮微粒的

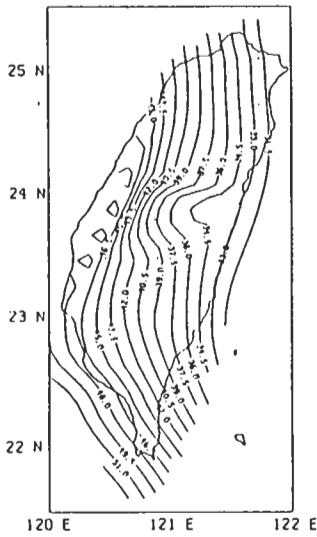


圖7 台灣地區的年日照時數百分比之分佈(1986年的資料)。

衰減量不及於雲量的衰減量。而圖8c、d反映的淨懸浮微粒衰減值分佈，與前述的圖6c、d相似。但圖8c內由於日照量的影響，微粒對全島輻射量的衰減值，僅為圖6c之30~40%。西部沿岸因為日照多而且污染嚴重，太陽輻射受到微粒的衰減量，是全島最多的，可高達每日35 朗勒( $\text{cal day}^{-1} \text{cm}^{-2}$ )。

張(1986a, b)分析台灣地區全年太陽輻射能量

時，發現台灣地區因為冬天雲量偏多，導致日照量偏低，使得台灣地區的輻射能量比起同緯度的熱帶區域，少了很多。然而，根據前面的綜合分析，值得注意的是：台灣地區由於城市化，產生大量懸浮粒的聚集，使得晴天時抵達地面的全天空輻射量，受到嚴重衰減，可能也同時促使台灣地區輻射能量普遍地偏低。尤其台灣西部日照多，空氣污染又明

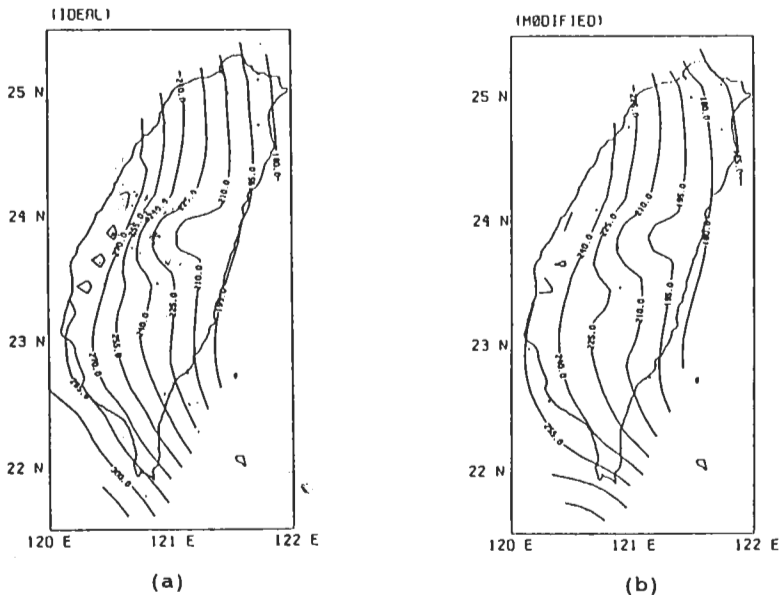
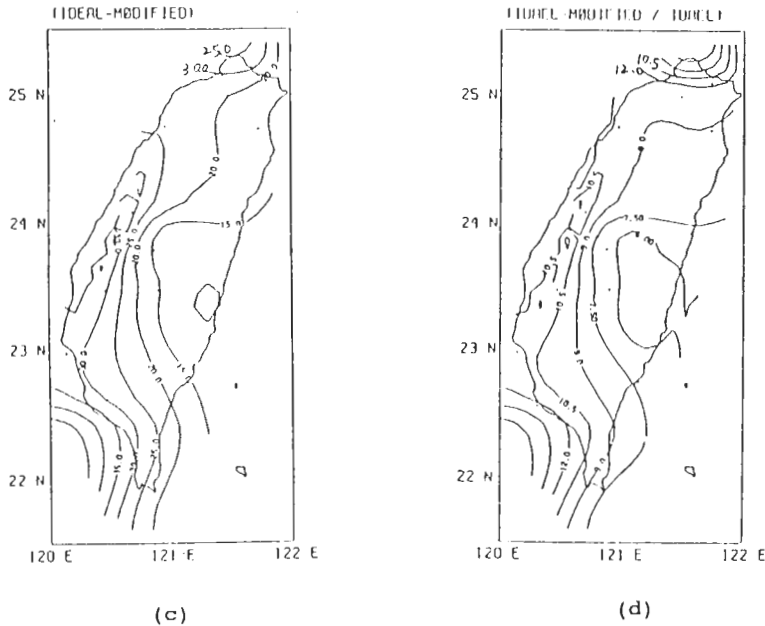


圖8 同圖6，但加入考慮圖7內之全島日照時數分佈。



顯，這部分的衰減效應似更不能忽視。

## 五、結 論

本文採用Lacis and Hansen (1974) 的參數方程式為基礎，以估算晴日無懸浮微粒下的近地面而全天空太陽輻射通量。但，經與Liou and Ou (1983) 所發展出之詳細且複雜的猶他輻射模式相比較後，發現水汽、臭氧等空氣中分子的垂直分佈特性，相當重要，因此參數方程式乃加入垂直分佈的修正函數。表一內詳列此估算晴日下之理想全天空輻射通量的步驟。

採用實測之輻射資料與理想之估算值相比較，吾人發現台北、宜蘭與恆春等地，懸浮微粒衰減輻射的影響相當重要(可達20%的衰減效率)。因此，本文內進一步發展以地面能見度為變數的衰減參數函數，以估算各地區懸浮微粒的影響。

本文內特別選取13個晴日的資料為獨立驗證資料，以詳細分析本文所發展出之全天空輻射通量參數方程式之可信性。結果顯示13個個案中，有10個個案的估算結果相當理想。而所有個案的誤差均方根值，亦由 $7.946 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$  下降至 $3.2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ ，可見懸浮微粒的影響在晴日時為一不可忽略的重

要物理機制，而本文所發展出之參數方程式，已可相當程度地反映其影響程度。

利用表一之計算方法，本文亦詳細分析水汽、臭氧、分子散射，垂直分佈修正、與懸浮微粒等因子，衰減全天空太陽輻射通量的年際變化情形(表三)。結果顯示，水汽衰減在晴日時至為重要，尤其在5~9月間，且無明顯之地區性分佈特性。其次，則懸浮微粒衰減為相當重要，尤其在台北市會造成約15%的衰減。然後，則依次為垂直分佈修正效應，分子散射效應與臭氧衰減效應。地區性分佈特性在後三者中，均不甚明顯。

本文最後利用參數方程式，並參考中央氣象局年平均地面氣象資料，估算台灣全島因都市化後，空氣中懸浮微粒增加，全天空太陽輻射通量受衰減之情形。結果顯示，西部地區懸浮微粒可衰減達 $35 \text{ langley day}^{-1}$  的輻射量，也即約為10~12%的衰減影響。地區性分布，顯然是以城市化愈顯著地區，衰減程度愈顯著。

## 誌 謝

本文作者感謝中央氣象局資料科蕭長庚科長，充份提供有關資料。本研究是在國科會自然處研究

計劃NSC79-0202-M002-19支持下完成。作者們並感謝賴美峰小姐幫忙打字、校稿。

## 參考文獻

- 柳中明, 歐思真, 1988: 雲對大氣輻射場影響之數值模擬, *大氣科學*, 16, 409-434。
- 柳中明, 馮欽賜, 1989: 近地面直達太陽輻射通量受大氣懸浮微粒衰減分析, *大氣科學*, 17, 169-186。
- 張鏡湖, 1986a: 台灣地區全年太陽輻射之分佈, 行政院國科會補助研究, NSC-74-0202-M002-07。
- , 1986b: 台灣地區太陽輻射量資料分析之研究, 經濟部能源委員會, 能源研究發展基金研究報告。
- AL-Jamal, K., S. Ayyash, M. Rasas, S. A. Aruri, and N. Shaban, 1987: Atmospheric turbidity in Kuwait. *Atmospheric Environment*, 21, 1855-1859.
- Coakley Jr., J. A., and R. D. Cess, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- Duffie, J. A., and W. A. Beckman, 1980: *Solar Engineering of Thermal Processes*. Wiley, New York, 762pp.
- Flowers, E., C., R. A., McCormick, and K. R., Kurfis, 1969: Atmospheric turbidity over the United States, 1961-1966. *J. Appl. Meteor.*, 8, 955-962.
- Froehlich C., 1987: Variability of the solar "constant" on time scales of minutes to years. *J. Geophys. Res.*, 92, 796-800.
- Lacis, A. A., and Hansen J. E., 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Liou, K. N., 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. *Academoic Press*, 392pp.
- and S. C. Ou, 1983: Theory of equilibrium temperature in radiative-turbulent atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 40, 214-229.
- Liu, C.M. and T. S. Feng, 1990: Atmospheric turbidity over Taiwan. (*Atmos Environment*, in press)
- Qiming, C., W. Aisheng, Y. Zongxiu, and K. N. Liou, 1984: Model calculation on radiative properties in Qinghai-Xizang plateau atmosphere.
- Reitan, C. H., 1963: Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteor.*, 2, 776-779.
- Rodgers, C. D., 1976: Approximate Methods of Calculating Transmission by Bands of Spectral Lines, NCAR Tech. Note NCAR/TN-116+1A, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, North America, 48pp.
- Uboegbulam, T. C., and Davies J. A. 1983: Turbidity in eastern Canada. *J. Climate and Appl. Met.*, 22, 1384-1392.
- Unsworth, M. H., and J. L. Monteith, 1972: Aerosol and Solar radiation in Britain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98, 778-797.
- Wang, W. C., D. J. Wuebbles, W.M. Washington, R. G. Isaacs, and G. Molnar, 1986: Trace gases and other potential perturbations to global climate. *J. Geophys. Res.*, 24, 110-140.
- Yamamoto, G., 1962: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *J. Atmos. Sci.*, 19, 182-188.

## The Extinction of Global Solar Flux by Aerosol

S. T. Feng

C. M. Liu

C. L. Sheng

Dept. of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

Satellite Data Station  
Central Weather Bureau

(manuscript received October 22, 1989; in final form December 20, 1989)

### Abstract

This paper intends to study the effect of aerosol on attenuating the global solar flux in a clear-sky condition, which proves to be substantial after analyzing the data collected at Taipei, Ilen and Hensen stations. A parameterized equation is also developed in this paper to assist a quantitative estimation of the effect of water vapor and ozone absorption, Rayleigh scattering, vertical distribution of atmospheric composition and aerosol extinction. By taking an independent dataset for comparison, our analyses show that the developed equation is quite accurate and useful with a low rms. In the final part of this paper, the developed equation is used to estimate the increased aerosol content in Taiwan caused by continuous urbanization. The results show that at western plain the increased aerosol can cause the extinction of global solar flux up to 35 langley/day which is equivalent to 10-12% attenuation.

**Key Words:** Aerosol, Global Solar Flux