

懸浮微粒衰減直達太陽輻射研究： 1995年2~3月台南永康監測分析

柳中明¹ 沈金清¹ 李崇德² 張修武³

¹國立台灣大學大氣科學研究所

²國立中央大學環境工程研究所

³中央氣象局

(中華民國八十五年十一月二十七日收稿；中華民國八十六年六月二十三日定稿)

摘 要

本研究在中央氣象局台南永康測站進行密集太陽輻射、懸浮微粒與雲相觀測，以探討晴日時，大氣中懸浮微粒對直達太陽輻射之衰減；並建立利用太陽輻射觀測資料，反演垂直上空懸浮微粒之大氣混濁度的方法。同時探究近地面懸浮微粒對衰減直達太陽輻射之重要性。

結果發現：在只選取晴空無雲的條件下，懸浮微粒約造成直達太陽輻射衰減-78~-20%，大致與天頂角呈正相關，即天頂角愈大輻射衰減愈多。所反演得之寬頻（0.3~4 μm ）大氣混濁度(turbidity； τ)，在1995年2月份為約 0.34 ± 0.25 ，3月份為 0.43 ± 0.15 。此外，分析大氣混濁度與實測之(散射/直射)輻射通量密度比之相關，發現相關係數非常高，如2月份為0.97，3月份為0.98，大致顯示僅利用直射輻射通量密度資料所反演得之寬頻大氣混濁度，與實測之散射輻射量之變動呈正相關。同時分析在台南永康測站所測之懸浮微粒散射係數(藍、綠與紅光)，以及懸浮微粒粒徑數譜，大致除單一個案外，均與 τ 變化呈現正相關，相關係數可達0.9左右。

同時分析窄頻區間的類似現象。大致上，懸浮微粒造成直達輻射量的衰減率，415nm為-80~-66%，500nm為-74~-55%，610nm為-60~-20%，862nm為-50~-5%。2月內窄頻415nm平均 τ 值為 0.93 ± 0.29 ，500nm為 0.7 ± 0.21 ，610nm為 0.31 ± 0.14 ，862nm為 0.16 ± 0.12 。3月內窄頻415nm平均 τ 值為 0.94 ± 0.32 ，500nm為 0.78 ± 0.21 ，610nm為 0.38 ± 0.10 ，862nm為 0.20 ± 0.06 。2~3月間 τ 值變動不大。

本文同時探討寬頻、窄頻與後甲PM10間之相關，發現在相關性高的日子裏，如2月7日、2月12日、3月8日等，垂直空氣柱中懸浮微粒對太陽輻射的衰減，主要受近地面微粒的影響。但在彼此相關性不高的日子裏，如3月4日，近地面懸浮微粒的影響在整個垂直空氣柱中較不重要，因此可能與當時之綜觀大氣環境與長程物質的傳送等因素有關聯。由於大氣混濁度之反演主要在尋找垂直方向上懸浮微粒特性之改變，雖然大多數的狀況下， τ 的數值與近地面懸浮微粒的變化相關極高，但是仍有少數情形例外。因此，未來如何進

行垂直方向上懸浮微粒特性的監測，當為進一步推動相關工作的重點。

關鍵詞：懸浮微粒、太陽輻射、大氣混濁度

一、前 言

懸浮微粒對局部地區而言，會影響能見度及空氣品質；就長期而言，對氣候亦有顯著的影響（柳，1994a）。其重點是：懸浮微粒具有對太陽短波輻射散射的能力（Paltridge and Platt, 1976），因此大量的懸浮微粒將造成近地面的能見度降低，與形成霾（Haze），並使到達近地面的太陽輻射通量減少（Wang and Domoto, 1974）。懸浮微粒對太陽短波輻射通量的衰減，主要表現在直達太陽輻射通量（direct）的測量上。Paltridge and Platt（1976）認為輻射通量密度的減少，為太陽天頂角與空氣中懸浮微粒含量的函數；若空氣中懸浮粒含量為標準大氣的兩倍，則天頂角 0° 時直達輻射通量可減少36%，若天頂角 78.5° 時可減少78%。

懸浮微粒對能見度的影響，Trijonis（1982）、Trijonis et al.（1990）、Baik et al.（1996）等均有許多研究成果報告。Baik et al.（1996）對晴日和霧日的個案作分析，認為懸浮微粒的消光效應中散射在晴日和霧日分別佔55.2%及79.4%，即說明懸浮微粒散射是主要的太陽輻射消光方式，晴日消光係數為 $0.297 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$ ，霧日則為 $0.791 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$ 。

我國李（1989，1992，1993，1995），蔣等（1995）與簡（1986）亦曾進行懸浮微粒實驗觀測分析，以及其對能見度的影響研究。中央氣象局（1994）則分析數十年來近地面資料，發現各地日照時數逐年減少，該現象同時出現在城市、鄉村、濱海地區等；由於雲量資料中看不出明顯變動趨向，且日照時數的測量需在太陽輻射量超過某啟動能量時，因此提出長期空氣品質惡化和懸浮微粒增加，是影響日照時數逐年減少的主因。由於懸浮微粒會散射太陽輻射，抑制溫室效應，其對長期氣候變遷的影響，亦不容忽視（柳，1994a）。

近日，柳等（1995）分析台南地區93年7月到94年6月的能見度變化，發現當地月平均白日「晴朗時」能見度9~4月較差（約7~12公里），而其他月份較佳（15~23公里），且以7~8月最佳。此特徵，事實上並不會因為白日有雲或無雲的分析方式，而呈現不同的結果。此外，9~4月出現晴日的機率是大於其他月份的。如12~1月「晴朗時」出現百分比約為40%，6~7月僅約5~11%，顯示台南地區在秋、冬、春季多晴朗無雲，但近地面能見度降低。經分析環保署在後甲、安南與善化的三個空氣品質監測資料，証實在9~4月直徑小於 $10 \mu\text{m}$ 的懸浮微粒（PM10）濃度，確實是大於其它月份的濃度。如後甲9~4月白日月平均PM10

介於 $100-140\mu\text{g m}^{-3}$ ，其它月份則介於 $55-80\mu\text{g m}^{-3}$ 。顯然，台南地區能見度的季節性變化，受空氣中懸浮微粒的多寡影響極大。

本研究在以上的背景思考因素下，決定延續柳與馮（1989）、馮等（1989）與 Liu and Feng（1990）的研究設計，應用晴時近地面的太陽輻射通量測量資料，反演垂直空氣柱中懸浮微粒衰減太陽輻射的光程厚度（optical thickness），亦稱大氣混濁度（turbidity），以探究地區性大氣混濁度的變異。由於此研究過程中，需要直接追蹤太陽移動，以量測直達太陽輻射通量密度（如圖 1 所示），因此特別選擇地形平坦的台南地區作為研究對象，並在台南永康氣象測站安置輻射測量儀器，進行測量與分析。在本研究中，並選取 1995 年 2-3 月進行密集觀測，因為依據柳等（1995）研究，台南地區 9-4 月期間為空氣中懸浮微粒對能見度影響最大的時段。另外，同時邀請相關學者進行近地面懸浮微粒之粒徑譜與散射係數（scattering coefficient）測量分析，期望能估算出晴日懸浮微粒衰減太陽輻射通量的情形，並分析垂直空氣柱中大氣混濁度的變化，及其與近地面懸浮微粒特性的相關。

在以下的討論中，特別區分寬頻（ $0.3 \sim 4\mu\text{m}$ ）與窄頻（個別波段）之大氣混濁度分析，以了解懸浮微粒對不同可見光波段與對所有太陽光波段的影響，有何不同。

二、寬頻大氣混濁度反演與台南永康測站資料分析

太陽輻射進入地球大氣後，會受到臭氧的吸收、雲的散射、水汽的吸收、空氣分子的吸收和散射以及懸浮微粒的吸收和散射等，共同使入射光的強度減弱。不過，由於雲的消光效應極大，且其影響效應不易估算，因此本研究在探討懸浮微粒對太陽輻射的衰減影響問題上，特別選取晴時無雲的個案作分析。（圖 1）

在觀測設計上，本文主要使用近地面直達太陽輻射通量密度資料，以反演垂直空氣柱中懸浮微粒的光程厚度，又稱之為大氣混濁度。以下本文分別介紹寬頻大氣混濁度之反演理論、觀測儀器與晴時個案選取，以及結果分析。原則上，本文資料處理類似 Liu and Feng（1990），主要經由近地面直達太陽輻射通量的觀測，並選取晴時個案，探討空氣中懸浮微粒的光學特性變化。

（一）晴日寬頻大氣混濁度之反演

太陽光進入大氣後，受到大氣中物質的消光影響，使得輻射通量密度發生變化。消光（extinction）包含吸收（absorption）和散射（scattering）。若不考慮源函數（source function），即因吸收而產生同波長的放射（emission）及因多重散射而產生同方向的輻射通量密度的變化，如直射太陽光進入大氣（圖 1），則直射輻射通量密度只會因消光而減少。如此，依比爾布格蘭伯定律（Beer-Bouguer-Lambert Law），波長 λ 的入射光行經物質厚度 ds 後，輻射通量密度由 $I_{\lambda}(s=0)$ 衰減為 $I_{\lambda}(s=s_1)$ ，可表為：

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \cdot e^{-\left(\int_{s=0}^{s=s_1} K_{\lambda 1} \rho_1 ds + \int_{s=0}^{s=s_1} K_{\lambda 2} \rho_2 ds + \dots + \int_{s=0}^{s=s_1} K_{\lambda n} \rho_n ds\right)} \quad (1)$$

其中， s 為輻射電磁波前進的方向； K_{λ} 為物質之質量消光截面積（mass extinction cross section， $\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$ ），表示入射光受物質的消光影響程度，即消光截面積愈大，消光效應愈強； ρ 為消光物質的密度； $I = 1 \sim n$ ，表 n 種消光物質。在大氣中主要會造成太陽輻射消光的物質與效應有：水汽與臭氧吸收，空氣分子的雷利散射（Rayleigh Scatter）和懸浮微粒散射，以及雲的散射與吸收作用。其中，雲的效應在本文中因只選取晴時個案，所以已被忽略。

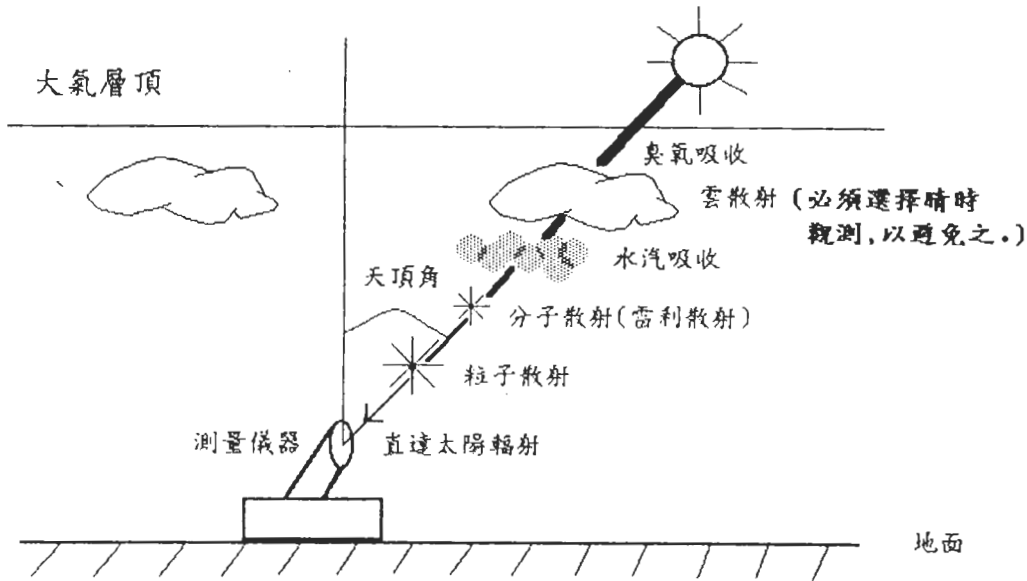


圖1 近地面所測之直達太陽輻射，乃太陽光進入大氣，受臭氧吸收、雲散射、水汽吸收、分子散射、粒子散射後，穿透大氣到達儀器感應面的單位時間單位面積的能量（ W m^{-2} ）。由於雲散射非常顯著，因此需選擇晴朗無雲時進行觀測，方得有效辨認其它各項因子的消滅輻射效應。

另外，若定義輻射穿透率為：

$$T_{\lambda i} = \frac{\text{透射強度}}{\text{入射強度 } I_{\lambda}(0)} = e^{-\int_{s=0}^{s=s_1} K_{\lambda i} \rho_i ds} \quad (2)$$

則大氣分子之波段輻射吸收率可定義為：

$$A_{\lambda i} = 1 - T_{\lambda i} = 1 - e^{-\int_{s=0}^{s=s_1} K_{\lambda i} \rho_i ds} \quad (3)$$

由於各消光物質之效應不同，所以穿透率（ $T_{\lambda i}$ ）與吸收率（ $A_{\lambda i}$ ）可以再區分成空氣分子的雷利散射（ $i=1$ ）、臭氧的吸收（ $i=2$ ）、水汽的吸收（ $i=3$ ）等，至於懸浮微粒的消光效

應，目前暫不討論。如此可求得晴時無懸浮微粒時，近地面的直達輻射密度理論值為：

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0)(T_{\lambda 1} \cdot T_{\lambda 2} \cdot T_{\lambda 3}) \quad (4)$$

因水汽的分布較不均勻，對其穿透率之計算，一般乃以吸收率取代，所以(4)式可改寫為：

$$\begin{aligned} I_{\lambda}(s_1) &= I_{\lambda}(0)(T_{\lambda 1} \cdot T_{\lambda 2} \cdot (1 - A_{\lambda 3})) \\ &= I_{\lambda}(0)(T_{\lambda 1} T_{\lambda 2} - T_{\lambda 1} T_{\lambda 2} A_{\lambda 3}) \end{aligned} \quad (5)$$

依 Stephens (1984) 的假設：(1) 太陽光波長小於 $0.7\mu\text{m}$ 時，在較高層大氣主要受臭氧吸收，但因空氣稀薄，雷利散射發生在較低層大氣，兩者在幾何空間上不重疊；(2) 波長大於 $0.7\mu\text{m}$ 時，受水汽吸收較重要，和雷利散射及臭氧吸收在波譜空間上不重疊。即 $\lambda \leq 0.7\mu\text{m}$ 時， $A_{\lambda 3} \cong 0$ ； $\lambda > 0.7\mu\text{m}$ 時， $T_{\lambda 1} \cong T_{\lambda 2} \cong 1$ 。所以(5)式可以改寫為：

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \cdot (T_{\lambda 1} T_{\lambda 2} - T_{\lambda 1} T_{\lambda 2} \cdot 0) \quad \lambda \leq 0.7\mu\text{m} \quad (6a)$$

$$= I_{\lambda}(0) \cdot (T_{\lambda 1} \cdot T_{\lambda 2} - 1 \cdot 1 \cdot A_{\lambda 3}) \quad \lambda > 0.7\mu\text{m} \quad (6b)$$

或是：

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0)(T_{\lambda 1} T_{\lambda 2} - A_{\lambda 3}) \quad (7)$$

依 Liou (1980)，近地面太陽波譜之波長主要介於 $0.3\mu\text{m}$ 至 $4\mu\text{m}$ 間。在此可以假設波長小於 $0.3\mu\text{m}$ 與波長大於 $4\mu\text{m}$ 的區間內， I_{λ} 為 0，則(7)式可進一步對波長在 $(0 \sim \infty)$ 間積分，則

$$I(s_1) = \int_{\lambda=0}^{\infty} I_{\lambda}(s_1) d\lambda = I(0)(T_r T_{oz} - A_w) \quad (8)$$

其中， $I(s_1)$ 為晴時無懸浮微粒下，近地面寬頻直達太陽輻射通量密度之理論值 (Direct-theory)； $I(0)$ 為大氣層頂寬頻太陽輻射通量密度； T_r 為雷利散射的穿透率； T_{oz} 為臭氧吸收的穿透率； A_w 為水汽的吸收率。

式(8)中，有關 $I(0)$ 、 T_r 、 T_{oz} 與 A_w 等之估算，「附錄」內已有詳細說明，此處不重複討論。大致上，吾人使用台北站當日總臭氧資料，以計算垂直空氣柱中臭氧吸收的穿透率；並使用板橋探空資料以計算可降水量，再找出可降水量與近地面露點溫度的經驗相關，然後運用此經驗相關於永康站，以計算垂直空氣柱中水汽的吸收率。至於估算 $I(0)$ 、 T_r 、 T_{oz} 與 A_w 等所採用之數值方程式，均是沿襲自國外相關論文，可信度高。有關使用板橋站經驗方程式來估算永康站可降水量，對於最終所欲反演計算得之懸浮微粒光程厚度的誤差影響。原則上，因為吾人分析的測站在城市，同時僅分析晴朗無雲水汽量低的個案，水汽吸收率約介於 $0.12 \sim 0.18$ 間，而懸浮微粒消滅率約介於 $0.25 \sim 0.75$ 間，同時懸浮微粒光程厚度為實測直達量與理論量間比值的對數值，因此除非在非常清潔的背景站，可降水量估算的誤差對

最終所得懸浮微粒光程厚度的誤差影響不到 3%。柳與馮 (1989) 曾就此問題進行探討, 提出可降水量估算方法的改變對最終所得懸浮微粒光程厚度的影響, 幾乎無法辨識。另外, 依據 Uboegbulam and Davies (1983) 的討論, 加入考慮儀器誤差與臭氣估算誤差, 本文最終所得懸浮微粒光程厚度的誤差約在 5% 以內。

以上 (1) ~ (8) 式的討論中, 忽略了真實的大氣是有懸浮微粒存在的, 因此 (1) 式應可改寫為:

$$I(s_1) = I(o)e^{-\tau(s_1, o)} \quad (9)$$

式中, τ 為光程厚度 (Optical Depth):

$$\tau(s_1, 0) = \int_0^{s_1} (K_{\lambda} \rho_{\lambda}) ds \quad (10)$$

表示入射光由 o 到 s_1 的路徑所受到的消光效應; 同時, $\tau(s_1) = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3 + \tau_4$, 即 τ_1 為雷利散射的消光效應, τ_2 為臭氧吸收的消光效應, τ_3 為水汽吸收的消光效應, τ_4 為懸浮微粒的消光效應。考慮 (5) ~ (8) 式, 採用 Stephens (1984) 的假說, 並考慮懸浮微粒的消光散射作用僅與雷利散射有部份波段重疊, 且懸浮微粒的散射主要出現在近地面 2 公里以下雷利散射相對較弱處 (Paltridge and Platt, 1976), (9) 式可修改為

$$I(s_1) = I(0)(T_r T_{oz} - A_w)e^{-\tau_4} = I_{Direct - theory} e^{-\tau_4} \quad (11)$$

也即, $I(s_1)$ 即應為晴時近地面寬頻直達太陽輻射通量密度的觀測值; $I_{Direct - theory}$ 應為晴時無懸浮微粒狀況下, 近地面寬頻直達太陽輻射通量密度的理論估算值。運用 (11) 式應可反演出懸浮微粒的總 τ_4 光程厚度。

由於吾人所關心的是在當地垂直空氣柱內懸浮微粒的光程, 所以 τ_4 需經類似 $\cos\theta$ (θ 為太陽天頂角) 的大氣質量修正, 可依 Hanel (1987) 的建議:

$$\tau_4 = m_{a2} \tau_a \cdot \left(1 - \alpha \beta^4 \sqrt{\tau_a (m_{a2} - 1)^2}\right) \quad (12)$$

式中,

$$m_{a2} = \frac{1}{\cos\theta + \left(\frac{a}{(b - \theta)^c \cdot (1 + d(z - z^*) + f(z - z^*)^2)} \right)} \quad (13)$$

其中, τ_a 為當地垂直空氣柱內懸浮微粒的光程厚度, 或稱大氣混濁度 (atmospheric turbidity); θ 為天頂角; $a=0.4938$; $b=95.40^\circ$; $c=1.5114$; $d=-5.96 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ (乾淨大氣) 或是 $d=-6.34 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (污染大氣); $f=1.02 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2}$ (乾淨大氣) 或是 $f=-1.41 \times 10^{-6} \text{ m}^{-2}$ (污染大氣); $Z^*=3000\text{m}$; Z 為觀測高度, 取 21m (海拔 11m, 樓高 10m);

$\alpha = 0.1 + 0.035 \cdot e^{-0.95 \ln\left(\frac{m_{a2}}{7.72}\right)}$; $\beta = 1.09 \pm 0.15$ (乾淨大氣), 或是 $\beta = 0.95 \pm 0.09$ (污染大氣)。計算中, 取 d、f 的污染大氣值, 而 β 取 0.95。經化簡, τ_a 可表示為:

$$\tau_a - \left(\alpha\beta\sqrt{m_{a2}-1}\right) \cdot \tau_a^{\frac{5}{4}} = \frac{\tau_4}{m_{a2}} \quad (14)$$

即為 $x - \alpha x^{\frac{5}{4}} = b$ 的形式, 對 τ_a 取牛頓法的 10 次近似或前一次近似的誤差值小於 10^{-6} , 即可計算得晴日無懸浮微粒寬頻大氣混濁度 τ_a 。下節中將說明如此求得之 τ_a 與 $\tau_4 \cos\theta$ 的修正, 誤差並不大, 前者略大於後者, 乃考慮到光線非循直線前進之故。

(二) 觀測儀器與晴時個案選取

詳細的觀測實況, 已述於柳 (199)。吾人在 1995 年 2-3 月在台南永康站進行密集觀測, 所使用之輻射儀器如下:

1、全天空太陽輻射感應器 (TSP)

- (1) 量測波長: 0.3 到 $4\mu\text{m}$;
- (2) 解析度: 1 wm^{-2} ;
- (3) 靈敏度: 4.53 mv/wm^{-2} ;
- (4) 餘弦反應: $\pm 1\%$, 0 度到 75 度頂點角度;
- (5) 反應時間: ≤ 1 秒;
- (6) 精確度 (溫度量測): $\leq \pm 1\%$, -50°C 到 $+50^\circ\text{C}$ 時間。

2、多濾鏡旋轉擋陽板輻射感應器 (MFRSR)

- (1) 量測波長: 415、500、610、665、862、940nm;
- (2) 餘弦反應: $\leq 0.5\%$, 0 度到 80 度頂點角度;
- (3) 操作溫度: -20°C 到 $+50^\circ\text{C}$;
- (4) 測量頻率: \geq 每分鐘取樣 4 次。

其中, TSP 只有寬頻 ($0.3 \sim 4\mu\text{m}$) 的全天空輻射量 (global), MFRSR 有寬頻 ($0.3 \sim 3\mu\text{m}$) 及窄頻 (6 個波段) 的直達 (Direct)、散射 (Diffuse) 與全天空輻射量 (global) (柳, 1994b)。二者均為每 15 分鐘提供一筆資料。TSP 的觀測值較準確, 而 MFRSR 的觀測值相對偏高, 因此需將 MFRSR 對 TSP 作修正, 依沈 (1996) 的分析, MFRSR 修正因子 = $a + b\theta + c\theta^2 + d\theta^3$, 式中 θ 為天頂角 (radian), $a = 0.723571$, $b = 0.626272$, $c = -0.71755$, $d = 0.271382$ 。原則上, 窄頻輻射通量密度亦應同步修正。

本研究的密集觀測期間為 1995 年 2 月 16 日到 3 月 31 日，在此期間內除輻射觀測外，尚同時進行每 15 分鐘的雲相錄影，因此可以藉由分析錄影雲相，來判斷晴時，亦即完全無雲的時刻。不過，在 2、3 月的觀測期內，若僅採用此方法來選擇晴時，個案約共 100 個，且單日個案多者太少。因此，另外擴張選取資料分析期間為 1995 年 2 月 1 日～3 月 31 日，而在判斷晴時方面，乃利用永康站的雲相目視資料，若雲量為 0，即選取為晴時；如此，總共選取 197 個晴時個案。在此說明一下在現場觀察的心得：一般吾人所認定的晴時必需是天空中 100%無雲，但事實上個案不多且不連續；氣象站現場目視工作人員則只要雲多出現在天幕下緣或僅有少量卷雲，即認定為雲量 0，此標準確實是較所期望者為寬。但在使用此較寬認定的資料進行分析後，發現其主要補充原高標準資料的空隙，也即在時間連續度上提供補強，另外在統計分析上增加分析個案總數，且並未對原特徵有顯著影響。目前所得，遠較柳與馮（1989）與 Liu and Feng（1990）使用小時輻射資料與雲量為 0 與 1 之個案者，可信度大為提高。

（三）1995 年 2～3 月寬頻大氣混濁度

1、3 月 4 日個案分析

在 2～3 月間雖然共有 197 個案可分析（每一個案為十五分鐘觀測值），但在一日內晴時個案最多者，出現在 3 月 4 日（共 32 次，參考表一）。因此，本文先選取 3 月 4 日作為資料分析示範。

圖 2a 顯示當日近地面所測之直達(Direct-observed)、散射(Diffuse-observed)與全天空(global-observed)太陽輻射通量密度的日變化情形。在此需先說明：第 2.1 節內所提及的直達輻射通量密度，是與本文以下所提到的直達輻射通量密度，略有不同。在第（一）節內，直達輻射通量密度是指儀器對準太陽直射路徑所測量到的輻射量，此時感應板應是正垂直於太陽直射路徑；但是，一般太陽輻射測量儀器的感應板是正垂直於當地之垂直軸，也即與地表平行，所以本文以下所提到的直達輻射通量密度，均需調整成儀器實測的輻射量。二者之差別為：前者乘上 $\cos\theta$ （ θ 為天頂角），即為後者。如此，則全天空輻射量 = 直達量 + 散射量。

分析圖 2a，觀測到之直達輻射通量約介於 $50 \sim 600\text{wm}^{-2}$ ，散射通量約介於 $130 \sim 400\text{wm}^{-2}$ ，全天空量約介於 $180 \sim 1000\text{wm}^{-2}$ ，而理想之直達通量(Direct-theory)約介於 $180 \sim 900\text{wm}^{-2}$ 。大致上，在 10～15 時，理想之直達通量略小於全天空量。值得注意的是：散射通量的最高值出現在 10 時左右，與直達量及全天空量的最高值出現在 12 時，明顯不同。

分析當日之水汽與臭氧吸收率(absorptivity, A_{O_3} 與 A_{w})，以及分子雷利散射(Rayleigh scattering)的消滅率(extinctivity) ($E_{\text{r}} = 1 - T_{\text{r}}$) (圖 2b)。顯示臭氧吸收對能量的消滅影響最小(A_{O_3} 約介於 $0.0373 \sim 0.0392$)，次為雷利散射(E_{r} 約介於 $0.1 \sim 0.17$)與水汽吸收(A_{w} 約介於 $0.125 \sim 0.168$)。最顯著之能量消滅，應是大氣中懸浮微粒之散射作用，估算之

消滅率($E_s = 1 - T_{s, \text{observed}}$)，約介於 0.27 ~ 0.73 之間(圖 2c)。以上 A_{O_3} 、 A_w 、 E_r 與 E_s ，均具有與天頂角同步變化的現象，也即天頂角愈大(愈斜射)，臭氧、水汽、分子散射與懸浮微粒散射之光程厚度均愈顯著，而致其整體吸收率或消滅率均同步增強；同理，最小吸收率或消滅率均出現於午時天頂角最小之時。

本文主要重點在利用實測直達通量與理想直達通量的差異，來反演垂直空氣粒中懸浮微粒之光程厚度， τ ，又稱之為大氣混濁度。在第(一)節中已大致說明其反演方法，本文採用 Hanel(1987)的方法進行相對質量的修正，所得到修正後之 τ 值，乃即(14)式中之 τ_s 。圖 2d 比較 $\tau_s \cdot \cos\theta$ 與 τ_s 的差異，大致上誤差極小(均差為 0.023，均方根為 0.028)，只是 τ_s 顯然稍大於 $\tau_s \cdot \cos\theta$ 。以下本文均取 τ_s 值為 τ ，其在 3 月 4 日的日變化為：清晨 8、9 時最高($\tau = 0.75$)，爾後逐步下降，在 14 時左右達最低值 0.25。

在圖 2d 中同時分析懸浮微粒散射所致之直達輻射量消滅情形。大致上，理想輻射量被削減約 -50 ~ -77 %。

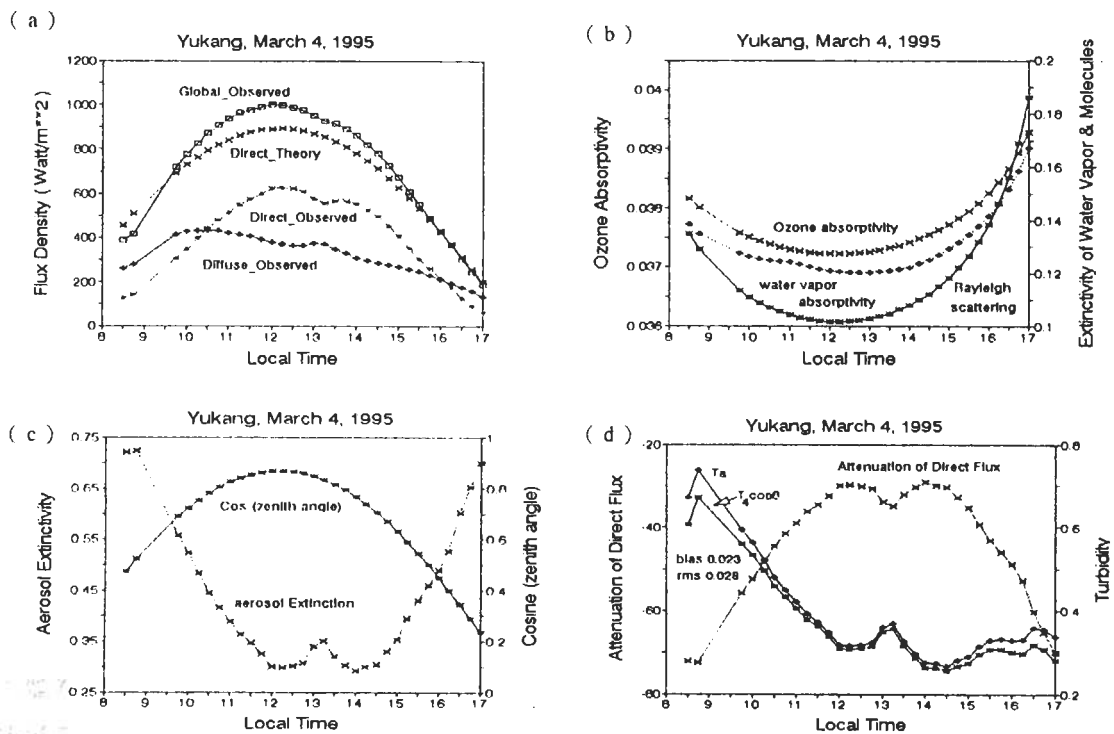
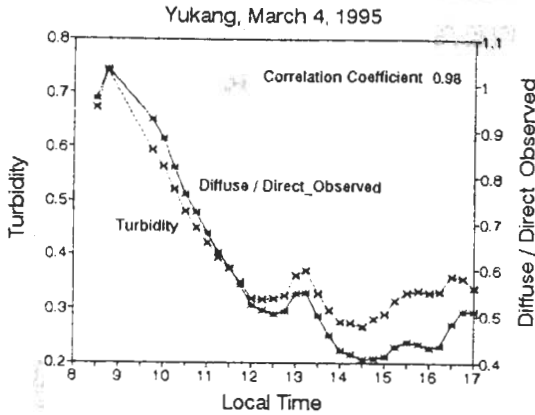


圖 2 1995 年 3 月 4 日在台南永康測站 (a) 所測近地面直達 (Direct-Observed)、散射 (Diffuse_observed) 與全天空 (Global_observed) 太陽輻射通量密度，以及假設無懸浮微粒下，晴時之理論直達 (Direct_theory) 通量密度； (b) 所估算之逐時臭氧、水汽吸收率 (absorptivity) 與分子散射 (Rayleigh Scattering) 消滅率 (extinctivity)； (c) 逐時懸浮微粒消滅率 (aerosol extinctivity) 與天頂角之餘弦值； (d) 所估算之大氣混濁度 (turbidity) 與直達輻射之消滅百分比 (%)。

由於在反演過程中，完全未用到散射輻射通量的資料，而散射輻射乃反映大氣中懸浮微粒散射太陽輻射的強弱，因此本文計算散射/直達輻射通量密度比(Diffuse/Direct-Observed)與散射/全天空輻射通量密度比(Diffuse/global-observed)，並分析此二參數與所反演得之大氣混濁度的相關。圖 3a,b 顯示相關性非常好，前者與 τ 之相關係數(r 值)為 0.98，後者與 τ 之相關係數為 0.69。後者 r 值稍低的原因，乃因在 14 時之後，後者比值上升，但 τ 值並無大幅變動。原則上，此項分析主要在確定所反演得之 τ 值具相當之可信度。

(a)



(b)

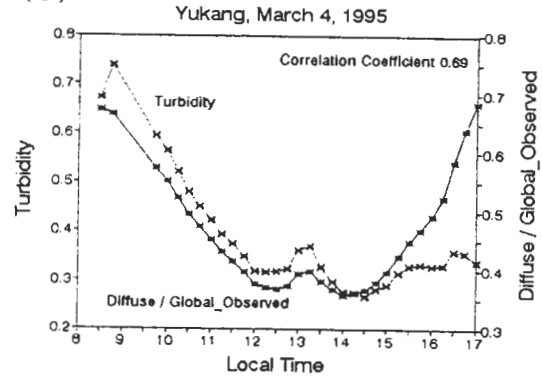


圖 3 1995 年 3 月 4 日在台南永康測站所估算得之每 15 分鐘大氣混濁度與 (a) 散射/直達輻射通量密度比 (Diffuse/Direct_observed)，以及 (b) 散射/全天空輻射通量密度比 (Diffuse/Global_observed) 之相關。

不過，吾人分析環保署在台南地區後甲(Ho-Gia)、善化(San-Hwa)與安南(An-Nan)的 PM10 觀測資料，顯示三處 PM10 的日變化相似，此與過去分析經驗相符合(柳等，1995)，但其日變化顯然與 τ 值的日變化不盡相似。 τ 值在 8、9 時最高，爾後下降；此日變化特性與後甲 PM10 的日變化正好相反。計算 τ 與後甲 PM10 的相關係數 r 為 -0.79，呈現負相關(表一)。經分析多組資料後發現： τ 值為垂直空氣柱中懸浮微粒的總光程厚度，並不一定能全然反映近地面水平方向之懸浮微粒特性。如表一內即顯示：在某些個案日內 τ 與後甲 PM10 的相關係數可達 0.7 以上，但在某些個案裏則相關極差。在第 2.4 節內，利用在現場同時測量之懸浮微粒散光係數資料，吾人將對此現象作更明確之呈現。大致上，本分析主要在強調：除非能有垂直空氣柱內懸浮微粒的剖面特徵資料，吾人將很難提供其它較(散射/直達輻射通量密度比)更為客觀的對比資料，以作為判定本文反演法可信度之依據。

2、1995 年 2 ~ 3 月整體資料分析

本節對 1995 年 2 ~ 3 月所反演得 197 個案之實頻大氣混濁度資料，進行分析。圖 4a 為所有個案之逐時平均直達、散射與全天空觀測值，以及直達理論值，圖中同時繪出(平均值 + 標準差)至(平均值 - 標準差)之區間，大致顯示觀測資料的變化尚屬合理。其中，散射

輻射量的最大值出現在 10 ~ 11 時，直達輻射量的最大值出現在 13 ~ 14 時，而全天空量的最高值出現在 12 ~ 13 時之間，大致顯示散射效應在上午較為重要。在此需指出：本文使用所有 197 個 15 分鐘個案資料進行分析，但 8 ~ 17 時之間並非每一刻均有可用之觀測資料，且每一刻之總資料數並不一致，因此各圖會出現數處平均值線不平滑與標準差為 0 的現象，即使是理論值的平均值線亦會出現這些現象。在沒有資料的時刻，平均值是利用前後資料內差而得。

圖 4b 分析逐時平均大氣混濁度 (τ) 與 (散射/直達) 比值的相關性，相關係數為 0.94，相當程度地顯示僅利用直達輻射量資料所反演得之垂直空氣柱大氣混濁度，確能反映實測資料中散射輻射的比重。圖 5a 為另外繪出 τ 與 (散射/直達) 比值的配對相關，其線性關聯特徵非常顯著。

為了解 2 ~ 3 月間，大氣中懸浮微粒衰減直達太陽輻射通量的情形，吾人計算 (寬頻直達 - 理論直達) / (理論直達) 的比值，並定義其為直達輻射量的衰減率 (Attenuation of

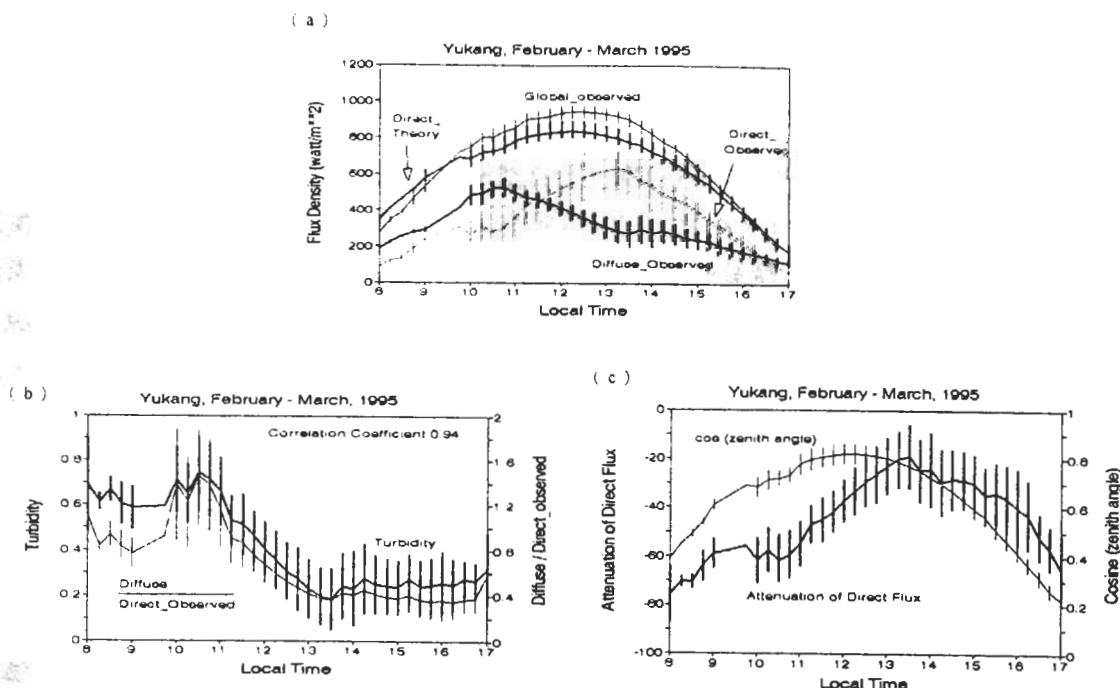


圖 4 1995 年 2 - 3 月在南安永康測站測量，(a) 所有晴時之平均近地面直達 (Direct-Observed)、散射 (Diffuse_observed) 與全天空 (Global_observed) 太陽輻射通量密度，以及假設無懸浮微粒下，晴時之理論直達 (Direct_theory) 通量密度。另外，所有晴時之平均大氣混濁度 (turbidity) 與 (b) 散射/直達輻射通量密度比 (Diffuse/Direct_observed)；(c) 所有晴時之平均天頂角之餘弦值與直達輻射之消滅百分比 (%)。各圖中除每 15 分鐘之晴時平均值外，尚包括標準偏差的變化，即每一直柱乃代表 (平均值 + 標準偏差) 至 (平均值 - 標準偏差)。

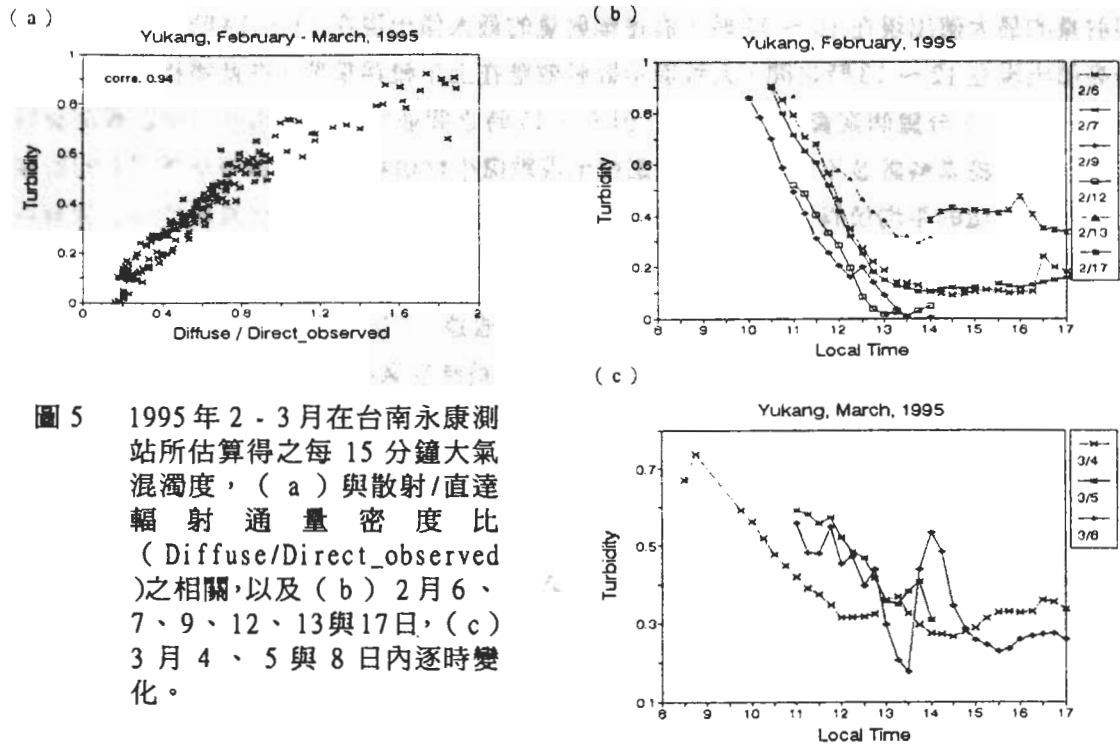


圖 5 1995 年 2 - 3 月在台南永康測站所估算得之每 15 分鐘大氣混濁度，(a) 與散射/直達輻射通量密度比 (Diffuse/Direct_observed) 之相關，以及 (b) 2 月 6、7、9、12、13 與 17 日，(c) 3 月 4、5 與 8 日內逐時變化。

Direct flux)。圖 4c 顯示在 2 ~ 3 月間，此衰減率在 8 點可達 -78%，爾後逐漸上升到 13 時的 -20% 上下，然後再逐漸下降到 17 時的 -60% 上下。充分顯示太陽天頂角改變，大氣層的厚薄變化，對直達輻射量衰減的影響情形。圖 4c 中同時繪出天頂角餘弦值的變化，顯然天頂角最小是出現在 12 時，但直達量衰減最少是出現在 13 時；此可能與最高氣溫未出現在 12 時有關，即熱力最強時，混合層也達相當高度，懸浮微粒衰減直達太陽輻射的情況，反成一日內最弱狀態。

在表一中，吾人將 2 ~ 3 月間資料按日來整理，以求得每日之平均 τ 與標準差 (σ)。大致上，僅 2 月 6 日 (27 次晴時個案)、2 月 7 日 (26 次)、2 月 9 日 (16 次)、2 月 12 日 (13 次)、2 月 13 日 (12 次)、2 月 17 日 (13 次)、3 月 4 日 (32 次)、3 月 5 日 (13 次) 與 3 月 8 日 (25 次) 的日平均值具代表性，其餘諸日資料個案太少，可信度差。如此，日平均 τ 值約介於 0.19 ~ 0.46 之間。2 月平均值約為 0.34 ± 0.25 ，3 月平均值為 0.43 ± 0.15 ，2 ~ 3 月平均值為 0.38 ± 0.22 。

分析圖 5b, c, 也即各日內逐時 τ 變化圖，可發現 τ 的日變化主要為由清晨起逐漸減小，最大值可達 0.9 上下 (10 時半左右)，再逐漸下降到 13 時左右，爾後即變化微弱。午間低值可達 0.005 上下。最大值出現的時刻，顯然是在散射輻射量最大之時 (圖 4a)，爾後隨散射輻射量減少而減少。日變化最大的時刻是出現在 3 月 8 日 13 時半到 15 時之間， τ 值變動非常大；在第 2.4 節內參考近地面散光係數的測量分析後，可確定此變動是起因於近地面懸浮微粒之數量與特徵的改變所致。

表一 1995年2、3月，在台南永康測站進行輻射觀測期間，經判定為晴時（雲量為0）之日期與當日晴時數（每15分鐘為單位），以及在此晴時數內後甲之平均PM10濃度（ $\mu\text{g m}^{-3}$ ）、所反演得之平均寬頻大氣混濁度與標準偏差（ σ ）。同時列出寬頻大氣混濁度與後甲PM10及散射/直射比（diffuse/direct）之相關係數（ r ），以及綜觀天氣情況。

月	日	晴時數	後甲	大氣		與大氣混濁度		綜觀天氣
			PM10	平均	平均	σ	後甲	
			平均	混濁度		PM10	direct	
2	3	2	75	0.84	0.03	-	-	寒流
2	6	27	140	0.30	0.26	0.41	0.99	高壓出海
2	7	26	146	0.28	0.24	0.83	0.99	高壓迴流
2	9	16	135	0.33	0.27	-0.97	0.99	高壓出海
2	12	13	137	0.19	0.19	0.93	1.00	冷鋒通過
2	13	12	237	0.48	0.17	0.82	1.00	台灣波 形成
2	17	13	133	0.40	0.04	0.76	0.85	高壓迴流
2	18	1	275	0.88	0.00	-	-	冷鋒前 暖區
2	23	1	124	0.66	0.00	-	-	冷鋒通過
2月			150	0.34	0.25	0.45	0.97	
3	4	32	121	0.38	0.12	-0.79	0.98	高壓出海
3	5	13	150	0.46	0.09	-0.25	0.98	高壓迴流
3	7	2	219	0.77	0.16	-	-	高壓迴流
3	8	25	189	0.36	0.12	0.71	0.98	氣壓梯度微 弱 冷鋒接近
3	9	1	203	0.72	0.00	-	-	冷鋒前 暖區
3	11	5	96	0.62	0.07	-	-	高壓壅罩
3	12	5	60	0.54	0.11	-	-	高壓迴流 台灣波
3	14	1	152	0.44	0.00	-	-	台灣波
3	24	1	45	0.17	0.00	-	-	氣壓梯度微 弱
3	27	1	147	0.61	0.00	-	-	高壓迴流
3月			143	0.43	0.15	0.10	0.98	
2-3月			145	0.38	0.22	0.31	0.96	

另外，與後甲 PM10 資料之相關，有非常佳的個案，如 2 月 13 日相關係數為 0.93；亦有非常差的個案，如 2 月 9 日相關係數為 -0.97。大致說明在適當的天氣條件下，垂直空氣柱中懸浮微粒對太陽輻射的削減效應，主要受近地面懸浮微粒所主宰；但在少數情況下，此相關性並不明顯。

(四) 大氣混濁度與懸浮微粒散光係數及粒徑分佈之相關分析

前節已就 1995 年 2、3 月，利用近地面直達輻射通量反演垂直空氣柱之大氣混濁度相關問題，作一深入分析討論。觀測期間，中央大學同時利用 TSI 公司積分散光儀(Integrating Nephelometer, TSI model 3563)與 PMS 公司雷射微粒計數儀，測量近地面懸浮微粒對紅、綠與藍光之散光係數以及 0.1~10 μm 之微粒分佈。TSI model 3563 之靈敏度提高(低於 $1 \times$

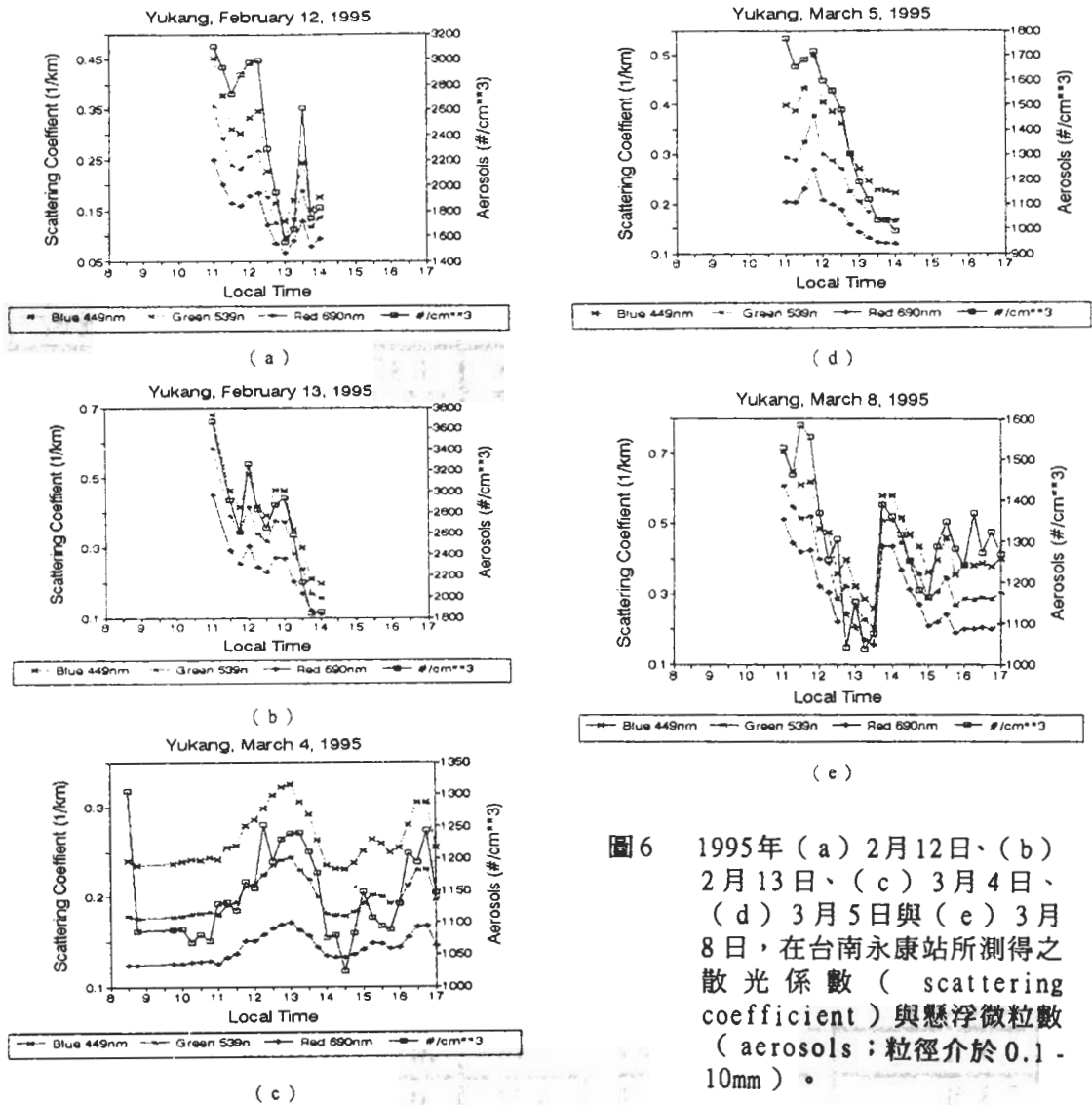


圖 6 1995 年 (a) 2 月 12 日、(b) 2 月 13 日、(c) 3 月 4 日、(d) 3 月 5 日與 (e) 3 月 8 日，在台南永康站所測得之散光係數 (scattering coefficient) 與懸浮微粒數 (aerosols; 粒徑介於 0.1~10 μm)。

$10^{-7}\mu\text{m}$)；而 PMS 計數儀乃利用雷射光在狹窄通道內受微粒折射原理設計，精確度亦佳。本節乃使用中央大學 1995 年 2、3 月資料，分析大氣混濁度與近地面微粒物理特性的相關性。

圖 6 為 1995 年 2、3 月期間，本計畫晴日個案與中央大學觀測個案相配合後的 2 月 12 日、2 月 13 日、3 月 4 日、3 月 5 日與 3 月 8 日之逐時散光係數變動情形，由於要將資料完全配對，因此僅使用每 15 分鐘的觀測資料進行分析。圖中除散光係數資料外，尚分析中央大學所測單位體積內懸浮微粒的總數目($\#/cm^3$)。明顯的，可看出微粒散光係數與總懸浮微粒數的變動幾乎同步。李 (1996) 曾進一步使用米氏理論模式(Mie Scattering)來了解二者之相關，結果發現：利用實測之粒徑譜與一些基本的微粒物理特性假設，所模擬得之散光係數與實測值間相關係數在 0.7 以上，充份說明所測之近地面散光係數已反映實際微粒對光線散射之影響。表二中指出這 5 日的平均總懸浮微粒為 $1585 \#/cm^3$ ；藍、綠與紅光之散光係數平均分別為 0.34、0.27 與 0.2，大致呈現波長愈短、散光係數愈小的現象。

比較圖 5b,c 與圖 6，可注意到：除 3 月 4 日外，垂直空氣柱大氣混濁度(τ)之逐時變化特徵，與近地面微粒之散光係數變動相近，特別是在 3 月 8 日 13.5 時~14 時間的突然增高現象。若計算綠光散光係數(G)與 τ 之相關，表二中顯示除 3 月 4 日外，單日相關係數都在

表二 1995 年 2 月 12、13 日與 3 月 4、5、8 日，在台南永康所測得之懸浮微粒數（粒徑介於 $0.1 - 10\mu\text{m}$ ），藍光、綠光與紅光之散射係數，以及綠光散射係數 (G) 與 τ 、G 與 $0.5 - 0.6\mu\text{m}$ 間粒子數密度 (N)、 τ 與 N 之相關係數等。

月	日	資料數	Aerosol (A) $\#/cm^3$	藍光 449nm km^{-1}	綠光 (G) 539nm km^{-1}	紅光 690nm km^{-1}	G 與 τ 之相關	G 與 N 之相關	τ 與 N 之相關
2	12	13	2404 (562)	0.26 (0.10)	0.20 (0.08)	0.14 (0.05)	0.90	0.98	0.87
2	13	12	2681 (515)	0.41 (0.13)	0.33 (0.11)	0.24 (0.09)	0.87	0.98	0.93
3	4	32	1145 (68)	0.27 (0.03)	0.20 (0.02)	0.14 (0.02)	-0.41	0.63	0.03
3	5	13	1393 (280)	0.34 (0.09)	0.25 (0.07)	0.18 (0.05)	0.90	0.96	0.91
3	8	25	1296 (142)	0.45 (0.12)	0.37 (0.11)	0.29 (0.10)	0.88	0.90	0.81
2-3 月		95	1585 (656)	0.34 (0.12)	0.27 (0.11)	0.20 (0.09)	0.63	0.43	0.32

0.87 以上；但整體相關，因為 3 月 4 日個案， r 值下降至 0.63。

圖 7 將 2 月 12 日、2 月 13 日、3 月 4 日、3 月 5 日與 3 月 8 日之微粒粒徑譜繪出，大

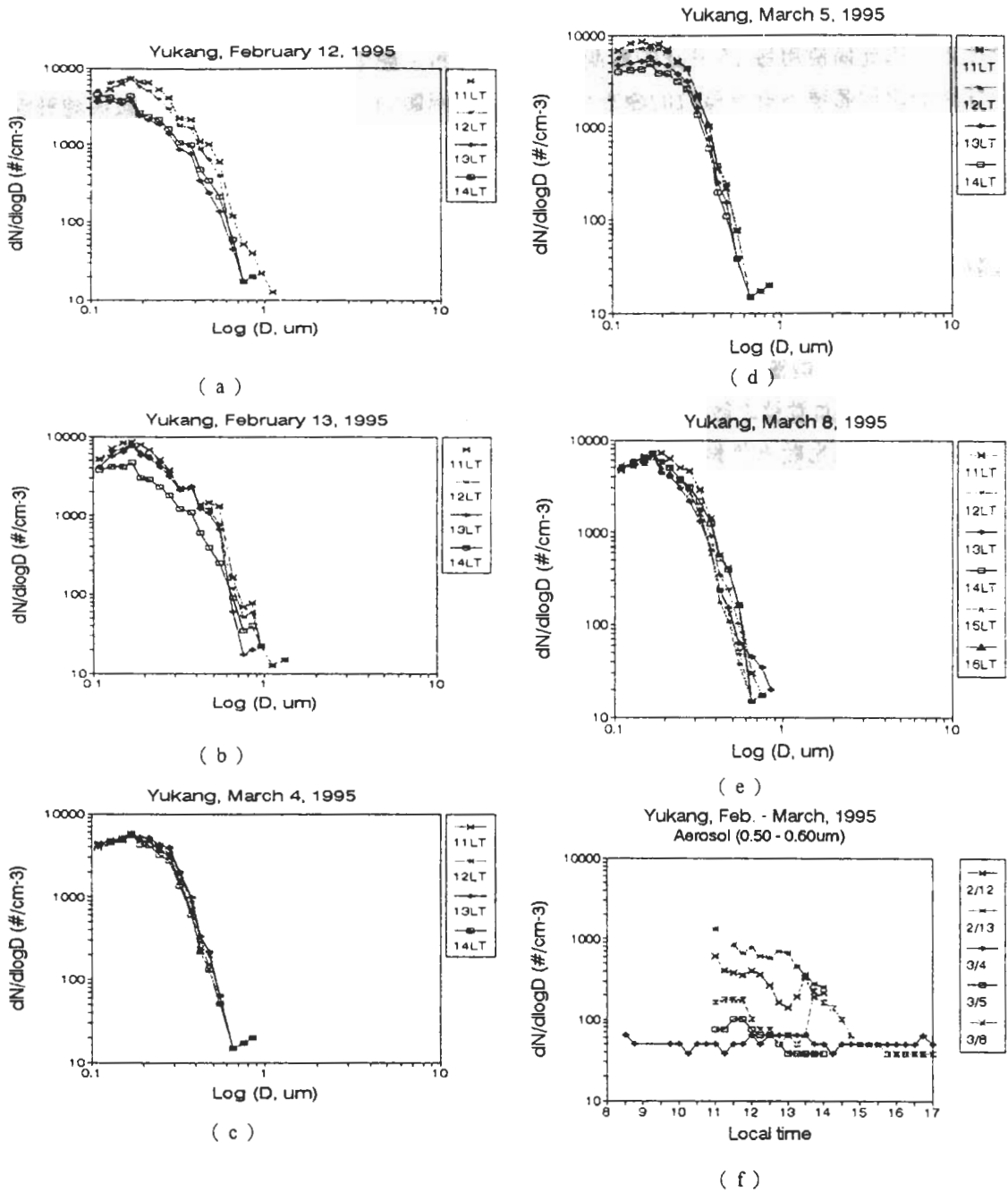


圖 7 1995 年 (a) 2 月 12 日、(b) 2 月 13 日與 (c) 3 月 4 日、(d) 3 月 5 日與 (e) 3 月 8 日，在台南永康站所測得之懸浮微粒數密度譜 (aerosols；粒徑介於 0.1 - 10 μm)。(圖中 LT 表示地方時。)另外，(f) 為以上各日所觀測得介於 0.5 - 0.6 μm 粒徑的懸浮微粒密度之日變化。

致上：最高顆粒數密度出現在 $0.2\mu\text{m}$ 附近，可達 $8400 \text{ \#/cm}^3/\log D$ ，也即在 $0.18\sim 0.2\mu\text{m}$ 區間內約測到 380 \#/cm^3 微粒。依據李(1996)的分析：對可見光散射最有效的粒子是介於 $0.45\sim 2.5\mu\text{m}$ 之間。為了解微粒總數的逐時變化情形，並為簡省篇幅，吾人乃將介於 $0.5\sim 0.6\mu\text{m}$ 的粒子數密度逐時變化情形繪於圖 7f。比較圖 7f、圖 5b,c 與圖 6，可清楚注意到(除 3 月 4 日外)：大氣混濁度、散光係數與 $0.5\sim 0.6\mu\text{m}$ 粒子密度之逐時變動非常相似。表二內亦同時列出彼此間之相關係數(r)， r 值多在 0.81 以上，充份說明(除 3 月 4 日外)：近地面懸浮微粒的化學與物理特性，是影響近地面微粒散光係數與垂直空氣柱大氣混濁度之主因。

三、台南地區窄頻大氣混濁度研究

太陽為一近似 5800°K 的黑體，各波段在地球大氣層頂的輻射通量密度有所不同，且在進入地球大氣後各波段所受的消光效應也不一樣。而太陽短波輻射受懸浮微粒的消光作用與波長和粒徑大小有關。本節以可見光區為主，分析 415nm 、 500nm 、 610nm 及 862nm 四個波段的直達大氣混濁度，與其可能影響因子間的關係。

(一) Modtran 3 輻射模式簡介

本文使用美國空軍地球科學研究室 (AFGL) Modtran 3 輻射模式以計算各個案時間，在晴朗無雲無懸浮微粒下，近地面各波段的直達輻射通量密度(以下本文稱之為理論值)。Modtran 3 乃 AFGL 改進其過去發展之 Lowtran 7 有關分子吸收係數和計算分子穿透率的近似法而得，為 "A Moderate resolution Lowtran" 的縮寫，比 Lowtran 7 更穩定，精確度更高，具有下列特色：

1. 精確度高 (5nm)；
2. 分子吸收係數是溫度和壓力的函數；
3. 12 種吸收分子；
4. 多重散射計算；
5. 瓦格特線函數計算；
6. 中央線參數；
7. 線尾參數；
8. 中央線穿透率計算；
9. 線翼吸收計算。

有關 Modtran 3 輻射模式的基本參數處理原理，請閱沈 (1996)。

在獲得理論與觀測之直達輻射通量密度下，本文僅選取全天空雲量為 0 的個案進行窄頻大氣混濁度 (τ_λ) 的反演，其計算過程與寬頻大氣混濁度的反演過程是一致的。原則上，

$$\tau_\lambda = - \ln \left[\frac{I(\text{觀測})}{I(\text{理論})} \right] \quad (15)$$

但應進行相對質量的修正，如 Hanel(1987)的建議，才是最後使用的 τ_λ 值。

(二) 1995 年 2、3 月窄頻大氣混濁度之反演

在 1995 年 2 ~ 3 月內，共約有 197 筆晴時個案，其逐時平均直達、散射與全天空輻射通量密度大致繪於圖 8a, b, c, d 內，同時 MFRSR-3 所計算得之理論直達量亦繪於圖中。明顯的，無論是理論值或觀測值，在觀測期間內，逐時之標準偏差均不大；此現象主要指出空氣

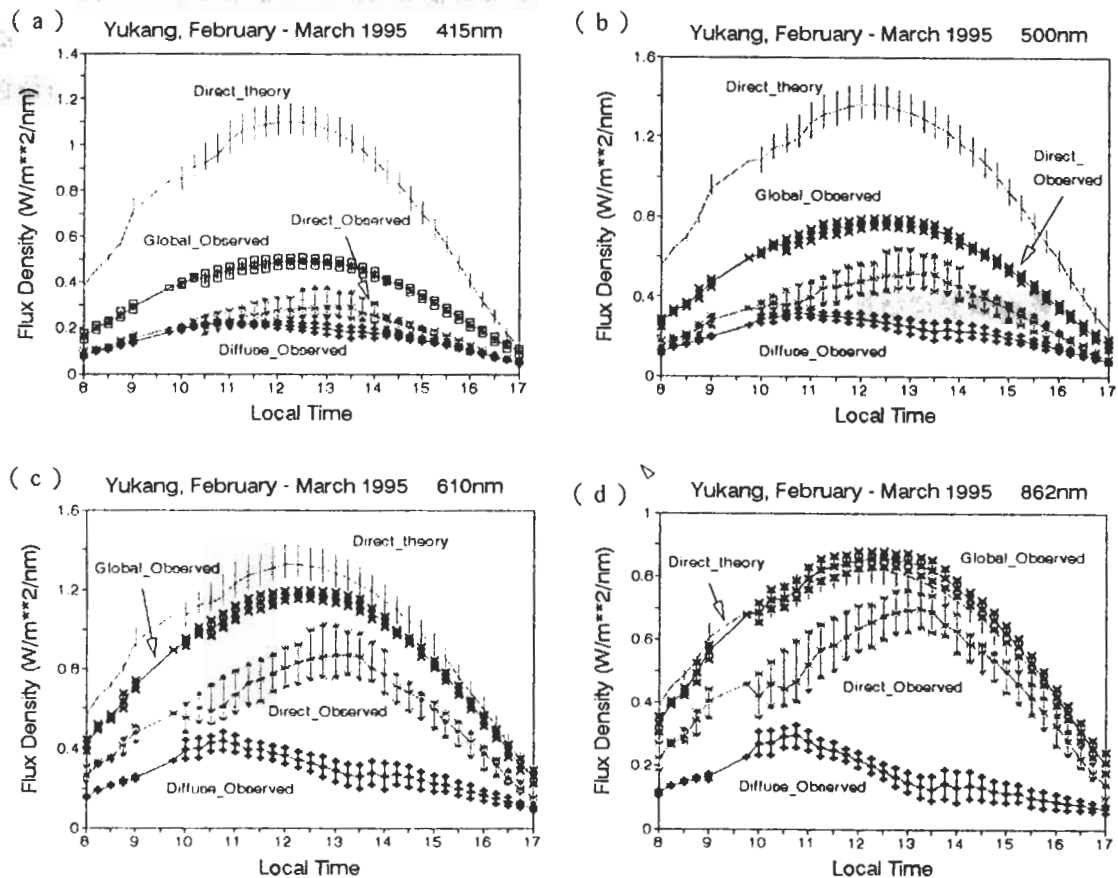


圖 8 1995 年 2 ~ 3 月在南永康測站所測 (a) 415nm, (b) 500nm, (c) 610nm 與 (d) 862nm 之近地面直達 (Direct-Observed)、散射 (Diffuse_observed) 與全天空 (Global_observed) 太陽輻射通量密度，以及假設無懸浮微粒下，晴時之理論直達 (Direct_theory) 通量密度。各圖中除每 15 分鐘之晴時平均值外，尚包括標準偏差的變化，即每一直柱乃代表 (平均值 + 標準偏差) 至 (平均值 - 標準偏差)。

柱中懸浮微粒影響太陽輻射的性質，在觀測期間內大致維持穩定。另外，理論值之標準差多小於 0.01；此乃因為計算所需之水汽與臭氧剖面資料太少，缺乏充份之逐時與逐日變化；未來只有在使用密集觀測資料下，方可克服此項資料不足問題。

仔細分析圖 8，可注意到理論直達量與觀測直達量間的差異，以及觀測直達量與散射量間的差異，均明顯隨波長增長而減少；也即懸浮微粒衰減太陽輻射的效益，隨波長增長而減弱。此外，理論估算 500nm 與 610nm 直達量，所得午時最大量均約為 $1.4 \text{ w}m^{-2} \text{ nm}^{-1}$ ；但是觀測到的午時最大全天空量在 500nm 才約 $0.8 \text{ w}m^{-2} \text{ nm}^{-1}$ ，在 610nm 則約為 $1.2 \text{ w}m^{-2} \text{ nm}^{-1}$ 。顯示，最大輻射強度波段在近地面會較在大氣層頂時為略長，此乃因受懸浮微粒散射影響之故。

本文計算懸浮微粒的消滅率 (Extinctivity, $E_r = 1 - \text{直達觀測}/\text{直達理論}$)。對 415nm 而言， E_r 隨時間而減小，但對 500nm、610nm 與 862nm 而言， E_r 約在 13~14 時達最小。大致上，直達量的衰減在 415nm 約介於 -80~-60%，在 500nm 約介於 -74~-55%，在 610nm 約介於 -60~-20%，在 862nm 約介於 -50~-5%。

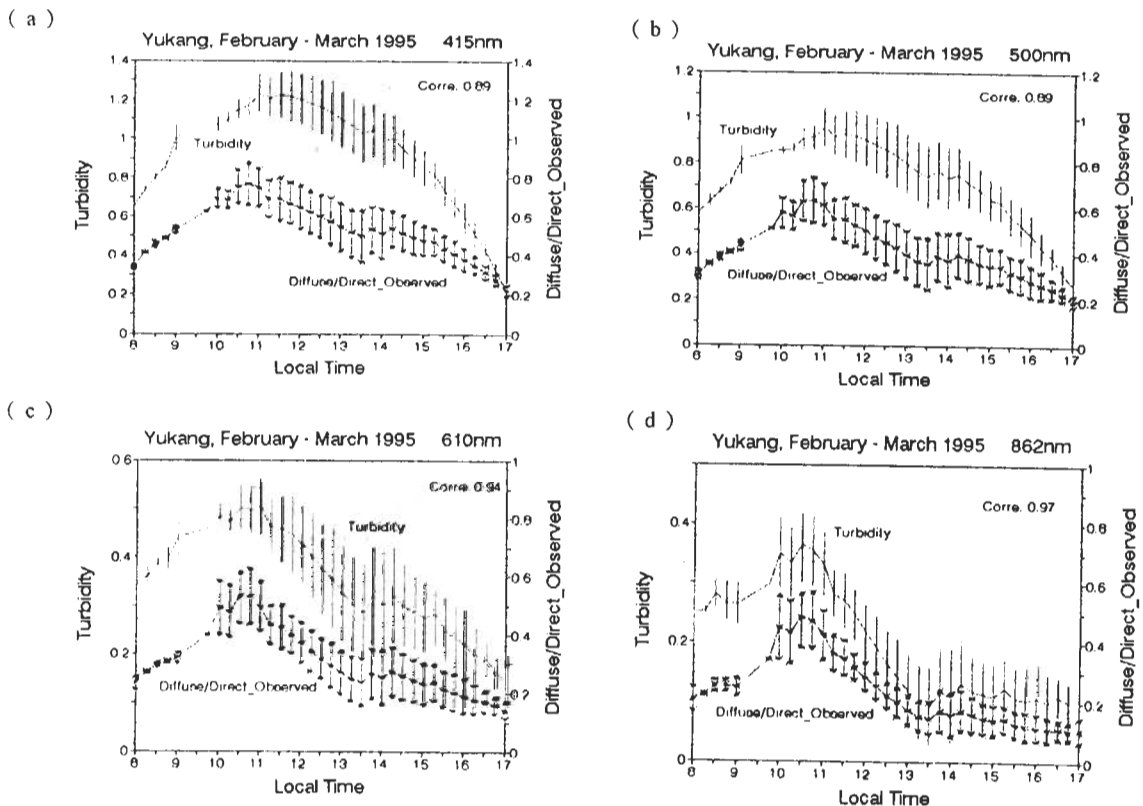


圖 9 1995 年 2 - 3 月在台南永康測站測量，所反演得之晴時平均 (a) 415nm，(b) 500nm，(c) 610nm 與 (d) 862nm 大氣混濁度與散射/直達輻射通量密度比 (Diffuse/Direct_observed) 之相關。各圖中除每 15 分鐘之晴時平均值外，尚包括標準偏差的變化，即每一直柱乃代表 (平均值 + 標準偏差) 至 (平均值 - 標準偏差)。

本文採用直達輻射量反演各窄頻的大氣混濁度(turbidity, τ), 所得如圖 9a,b,c,d 所示, 圖中同時將(散射/直達)比繪出。明顯地, 就整體資料而言, τ 與(散射/直達)比的相關係數約介於 0.89~0.97 (表三), 說明反演所得相當程度地能反映實際觀測資料中散射量的變動。另外分析各窄頻之 τ 值, 可注意到 415nm 之 τ 值約介於 0.2~1.3, 最大值出現於 11~13 時之間; 500nm 之 τ 值介於 0.2~1, 最大值出現於 11~12 時附近; 610nm 之 τ 值介於 0.1~0.55, 最大值出現於 10~11 時之間; 862nm 之 τ 值介於 0.1~0.4, 最大值出現於 10~11 時之間。大致上, τ 值隨波長而減小, 最大值偏向於 11 時附近出現。此外, 大值出現後, 其隨時間而減少的現象, 以在 862nm 為最顯著。仔細比較圖 8 與圖 9, 可注意到: 各窄頻之 τ 值逐時變化與散射通量之逐時變化同步, 如 610nm 與 862nm 之散射通量在 11~13 時之間的逐時減少現象, 較 415nm 與 500nm 的散射通量變化顯著, 所以 τ_{610} 與 τ_{862} 之高值不會出現在 12~13 時之間。在個案中(圖 10), 也可注意到這樣的現象。

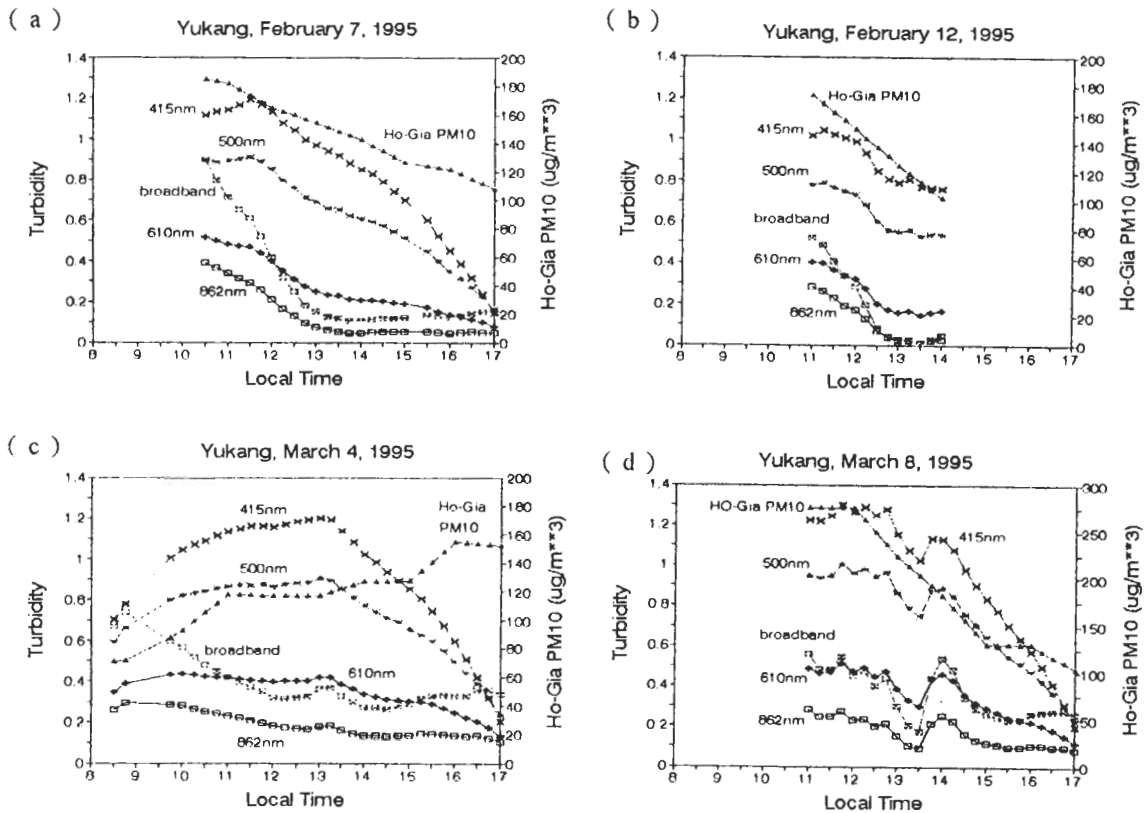


圖 10 1995 年 (a) 2 月 7 日, (a) 2 月 12 日, (a) 3 月 4 日與 (a) 3 月 8 日在台南永康測站所估算得之每 15 分鐘寬頻、415nm、500nm、610nm 與 862nm 大氣混濁度, 與當時之環保署後甲站 PM10 濃度變化。

表三中詳列每日各窄頻 τ 值與(散射/直達)比的相關, 僅 2 月 6 日的相關較差 (0.62~0.76), 其餘多在 0.93~1 之間。此外, 整理 2~3 月資料, 大致上 2 月內寬頻平均 τ 值

表三 1995年2-3月，在台南永康測站進行輻射觀測期間，經判定為晴時（雲量為0）之日期與當日晴時數（每15分鐘為單位），以及在此些晴時數內所反演得之415nm、500nm、610nm和862nm之單頻大氣混濁度（ τ ）與其相對應之散射/直達輻射通量密度比（Diffuse/Direct_Observed）的相關係數。（單日內晴時數少於10者，均忽略之。）

月	日	晴時數	相關係數			
			415nm τ	500nm τ	610nm τ	862nm τ
2	6	27	0.62	0.74	0.76	0.71
	7	26	0.93	0.93	0.99	1.
	9	16	0.86	0.96	1.	1.
	12	13	0.98	0.99	1.	1.
	13	12	0.95	0.98	1.	1.
	17	13	1.	1.	1.	0.92
2月			0.89	0.91	0.98	0.98
3	4	32	0.97	0.94	0.96	0.93
	5	13	0.94	0.92	0.93	0.98
	8	25	0.97	0.96	0.98	0.99
3月			0.96	0.95	0.98	0.96
2-3月			0.89	0.89	0.94	0.97

為 0.34 ± 0.25 ，窄頻 415nm 平均 τ 值為 0.93 ± 0.29 ，500nm 為 0.7 ± 0.21 ，610nm 為 0.31 ± 0.14 ，862nm 為 0.16 ± 0.12 。3月內寬頻平均 τ 值為 0.43 ± 0.15 ，窄頻 415nm 平均 τ 值為 0.94 ± 0.32 ，500nm 為 0.78 ± 0.21 ，610nm 為 0.38 ± 0.10 ，862nm 為 0.20 ± 0.06 。大致上，2~3月間 τ 值變動不大。若計算 2~3月所有資料的平均寬頻 τ 值為 0.38 ± 0.22 ，405nm 為 0.96 ± 0.3 ，500nm 為 0.79 ± 0.21 ，862nm 為 0.18 ± 0.1 。

表四中列出寬頻 τ 與窄頻 τ ，以及 PM10 與大氣混濁度間之相關係數，圖 10a, b, c, d 則繪出四個具代表性日子：2月7日、2月12日、3月4日與3月8日的寬頻、窄頻與 PM10 逐時變化情形。在彼此間相關性高的日子裏，如2月7日、2月12日與3月8日，相關係

表四 1995年2-3月，在台南永康測站進行輻射觀測期間，經判定為晴時（雲量為0）之日期與當日晴時數（每15分鐘為單位），以及在此些晴時數內所反演得之寬頻大氣混濁度（ τ ）與415nm、500nm、610nm和862nm之單頻大氣混濁度（ τ ）之相關係數。同時列出者為後甲PM10與大氣混濁度之相關係數。（單日內晴時數少於10者，均忽略之。）

月	日	晴時數	寬頻 τ				後甲 PM10				
			415nm τ	500nm τ	610nm τ	862nm τ	寬頻 τ	415nm τ	500nm τ	610nm τ	862nm τ
			相關係數	相關係數	相關係數	相關係數	相關係數	相關係數	相關係數	相關係數	相關係數
2	6	27	0.66	0.75	0.92	1.	0.41	0.95	0.91	0.73	0.49
	7	26	0.63	0.73	0.92	1.	0.83	0.95	0.97	0.97	0.87
	9	16	0.66	0.87	0.98	0.99	-0.97	-0.55	-0.79	-0.92	-0.95
	12	13	0.96	0.97	0.99	1.	0.93	0.96	0.96	0.95	0.95
	13	12	0.81	0.89	0.97	1.	0.82	0.99	0.98	0.93	0.87
	17	13	0.62	0.64	0.71	0.87	0.76	0.96	0.95	0.97	0.98
2月			0.54	0.67	0.90	0.98	0.45	0.73	0.75	0.67	0.47
3	4	32	-0.01	0.06	0.37	0.88	-0.79	-0.52	-0.57	-0.76	-0.88
	5	13	0.82	0.87	0.94	1.	-0.25	0.33	0.24	0.08	-0.22
	8	25	0.68	0.73	0.84	0.98	0.71	0.89	0.90	0.89	0.83
3月			0.42	0.48	0.67	0.94	0.10	0.36	0.36	0.34	0.18
2-3月			0.50	0.51	0.84	0.98	0.31	0.54	0.55	0.50	0.35

數至少在0.63以上，彼此間逐時變化的情形非常一致，多為高值出現在10~11時，然後迅速下降。其中，3月8日13~14時之間， τ 值先下後上的變動，在寬頻與窄頻 τ 值資料中均清晰出現。此特徵經與中央大學近地面微粒粒徑譜與散射係數觀測資料相比對，已確定是受近地面懸浮微粒的變動所引致。換言之，當垂直空氣柱寬頻與窄頻之大氣混濁度乃受近地面懸浮微粒的變動所影響時，彼此間的相關性，以及與近地面PM10的相關等，均是相當不錯。2~3月內僅3月4日之寬頻與窄頻相關不佳；另在2月7日、3月4日、3月5日內，PM10與寬、窄頻之 τ 值相關較不佳。

以3月4日為例，寬頻與窄頻的日變化並不一致，但與862nm的相關係數為0.88，初步顯示862nm的日變化特性與(0.3~4 μ m)寬頻的大氣混濁度性質較為一致。未來可作為評估寬頻 τ 的參考。另外，由於當日 τ 與PM10資料相關不佳，也與中央大學資料相關不佳，當日應屬垂直空氣柱中懸浮微粒衰減太陽輻射特性，非受近地面微粒影響的情況。

四、結 論

本文說明如何利用近地面所測之寬頻 ($0.3 \sim 4\mu\text{m}$) 直達太陽輻射通量密度, 反演垂直空氣柱中懸浮微粒對太陽短波輻射散射之總光程厚度(optical depth), 又稱之為大氣混濁度(Turbidity, τ)。所使用分析之資料, 為於 1995 年 2 ~ 3 月期間, 在中央氣象局台南永康地面氣象站, 進行密集懸浮微粒與太陽輻射觀測, 所收集到之多濾鏡旋轉檔陽板輻射感應器(MFRSR)監測資料。

大致上, 2 ~ 3 月間晴時無雲下, 大氣中懸浮微粒衰減直達太陽輻射通量約達 -78 ~ -20%。最大衰減出現在 8 點, 爾後逐漸上升到 13 時上下, 然後再逐漸下降到 17 時的 -60% 上下。充份顯示太陽天頂角改變, 大氣層的厚薄變化, 對直達輻射量衰減的影響情形。不過, 天頂角最小是出現在 12 時, 但直達量衰減最少是出現在 13 時; 此可能與最高氣溫未出現在 12 時有關, 即熱力最強時, 混合層也達相當高度, 懸浮微粒衰減直達太陽輻射的情況, 反成一日內最弱狀態。

由於在反演大氣混濁度之計算過程中, 僅能使用晴朗無雲的個案, 因此同時整理觀測期間之地面氣象與雲相錄影資料, 乃於 2 ~ 3 月取得 197 個案, 每一個案為 15 分鐘平均資料。所得之 2、3 月平均 τ 值, 分別為 0.35 ± 0.25 與 0.43 ± 0.157 ; 日平均(單日個案在 10 以上者) τ 值在 2、3 月, 分別介於 0.19~0.48 與 0.36~0.62 之間; 至於每一個案 τ 值, 約介於 0.005~1.8。

為檢驗所反演得 τ 值之可信度, 乃使用同時觀測到之散射輻射通量密度, 計算(散射/直達)比值, 並分析此二值與 τ 之相關。表一與表二顯示(散射/直達)比與 τ , 在單日內之相關係數, 至少大於 0.67, 多數介於 0.85~1。此項分析相當程度地支持本文所反演得之 τ 值, 已能反映微粒散射會造成近地面散射通量增加的變動情形。

本文進一步使用中央大學在密集觀測期間, 所觀測得之近地面微粒粒徑譜與散光係數資料。將這些資料與大氣混濁度資料相互配對比較, 發現僅在個案充裕的 4 個單日中: τ 與散光係數與粒徑譜之逐時變動非常相近, 彼此間之相關係數均在 0.8 以上。其中 $0.5 \sim 0.6\mu\text{m}$ 粒徑之微粒對散光係數與 τ 之影響最為顯著, 彼此相關係數亦在 0.8 以上。4 單日個案中, 又以 3 月 8 日 13-14 時之間, 近地面微粒數量突然增加, 造成散光係數與大氣混濁度同時上升的現象, 最為顯著。此資料分析, 基本上支持本文所反演得之大氣混濁度, 在多數情況下, 能反映永康地區近地面懸浮微粒對衰減太陽輻射之重要性。

至於在 3 月 4 日的資料分析, 出現中央大學近地面微粒粒徑譜、散光係數與 τ 的相關均不佳, 也即近地面懸浮微粒在整體垂直空氣柱中, 對太陽輻射之散射並非重要影響因子。分析 3 月 2 ~ 4 日的綜觀天氣, 發現黃土高原在 3 日出現沙暴現象, 爾後大陸冷高壓快速南移; 或許黃沙在冷高壓上層被輸送至台灣高層, 影響垂直 τ 的反演, 但黃沙未落地, 所以近地面

測量並無法測知其影響。未來若需明確探討此問題，或需在沙暴頻繁的 3 ~ 5 月（楊等，1996；Chung and Yoon, 1996），進行垂直方向之氣球或飛航懸浮微粒監測。事實上，同月內 12 ~ 13 日間，黃沙曾造成台灣西岸中部以北，出現黃雨與高濃度 PM10 污染事件（楊等，1996），可惜鋒面系統通過，雲層較厚，無適當之地面輻射資料用以探討直達輻射受衰減之情形。

此外，本文採用 Modtran-3 計算晴日無雲無懸浮微粒下之窄頻太陽輻射直達量（理論值），並使用 MFRSR-3 所觀測之窄頻直達輻射量資料，選擇全天空雲量為 0 的情形，反演垂直空氣柱中窄頻之大氣混濁度 (τ)。經分析理論與觀測直達量之差異，以及觀測直達與散射量的差異等，均支持懸浮微粒散射太陽輻射的效益，應隨波長增長而削弱。所反演得之窄頻 τ 值亦明顯隨波長增長而減小。大致上，懸浮微粒造成直達輻射量的衰減率，415nm 為 -80~-66%，500nm 為 -74~-55%，610nm 為 -60~-20%，862nm 為 -50~-5%。

為探討 τ 值的可信度，本文計算（散射/直達）比，並估算窄頻 τ 值與此比值間之相關係數，結果僅在 2 月 6 日內相關係數介於 0.62~0.76，其它數日內相關係數均至少大於 0.92，甚至達 1，此主要說明本文僅利用直達量所反演得之大氣混濁度，相當程度地反映實測散射量之變動。

大致上，2 月內寬頻平均 t 值為 0.34 ± 0.25 ，窄頻 415nm 平均 τ 值為 0.93 ± 0.29 ，500nm 為 0.7 ± 0.21 ，610nm 為 0.31 ± 0.14 ，862nm 為 0.16 ± 0.12 。3 月內寬頻平均 τ 值為 0.43 ± 0.15 ，窄頻 415nm 平均 τ 值為 0.94 ± 0.32 ，500nm 為 0.78 ± 0.21 ，610nm 為 0.38 ± 0.10 ，862nm 為 0.20 ± 0.06 。大致上，2~3 月間 τ 值變動不大。若計算 2~3 月所有資料的平均寬頻 τ 值為 0.38 ± 0.22 ，405nm 為 0.96 ± 0.3 ，500nm 為 0.79 ± 0.21 ，862nm 為 0.18 ± 0.1 。

最後，本文探討寬頻、窄頻與後甲 PM10 間之相關，發現在相關性高的日子裏，如 2 月 7 日、2 月 12 日、3 月 8 日等（圖 10a, b, d），垂直空氣柱中懸浮微粒對太陽輻射的衰減，主要受近地面微粒的影響。但在彼此相關性不高的日子裏，如 3 月 4 日（圖 10c），近地面懸浮微粒的影響在整個垂直空氣柱中較不重要，因此可能與當時之綜觀大氣環境與長程物質的傳送等因素有關聯。未來，吾人期望能建立起全台灣完整之太陽輻射場觀測，以探討垂直上空大氣混濁度之長期性時空變化；當然，如何能獲得完整的垂直上空懸浮微粒特徵資料，仍將是一大難題。

致 謝

本文是在國科會專題計畫 NSC84-2621-M-002-037、NSC85-2621-P002-017 支持下完成，作者們感謝中央氣象局協助提供觀測儀器，以及台南永康氣象站工作人員的大力協助。另外，感謝美國空軍地球科學研究室 (AFGL) 提供 Modtran 3 模式使用。同時感謝陳正平與劉振榮教授的許多寶貴意見。並感謝二位匿名審查者對論文的審慎研讀與指正。

附錄：相關參數的計算

(1) 大氣層頂寬頻太陽輻射通量密度， I_0

大氣層頂的寬頻太陽輻射通量密度，基本上便是太陽常數 S_0 ，NASA（美國太空總署）的建議值為 $1.94 \pm 0.03 \text{ Cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ （Thekaekara, 1976），但近年來的分析顯示 S_0 大約為 $1.962 \text{ Cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ （Frohlich, 1987）或 1367 Wm^{-2} 。由於地球繞日的公轉軌道並非正圓形，而略成橢圓，因此尚須做日地距離改變的修正：

$$I_0 = S_0 \cdot \left(\frac{dm}{d} \right)^2 \quad (\text{A1})$$

其中 I_0 為觀測時實際的大氣層頂寬頻太陽輻射通量密度； S_0 為太陽常數，取 1367.0 Wm^{-2} ； dm 為平均日地距離； d 為觀測時刻的實際日地距離。至於 $\left(\frac{dm}{d} \right)^2$ 的估計方法，Paltridge and Platt（1976）建議為：

$$\left(\frac{dm}{d} \right)^2 = 1.000110 + 0.034221 \cos \beta + 0.001280 \sin \beta + 0.00719 \cos 2\beta + 0.000077 \sin 2\beta \quad (\text{A2})$$

$$\beta = 2\pi \left(\frac{dn}{365} \right)$$

其中， dn 為日序，1月1日0時為1.000。

(2) 相對光學厚度， m

當太陽直射時，入射光行經的路徑長為大氣層的厚度；但在其他天頂角位置時，其路徑將變長，若觀測時的大氣情況符合平行面大氣假設，則基本上路徑將為直射時的 $\sec \theta$ 倍， θ 為天頂角。而由於介質密度變化會折射入射光，所以實際上光線會略成弧形曲線通過大氣，依 Lacis and Hasen（1974）的建議，相對光學厚度， m ，可定義為：

$$m = \frac{35}{\sqrt{1 + 1224 \cos \theta}} \quad (\text{A3})$$

(3) 雷利散射穿透率， Tr

粒子散射時，其效應因為入射光波長（ λ ）和介質大小（直徑 d ）的不同而不同。小分子如 $d \leq \frac{1}{10} \lambda$ 時，為雷利散射；大分子如 $d \geq \frac{1}{4} \lambda$ 時，為米氏散射（Mie Scatter）。對大部分的太陽輻射波段而言，主要受大氣分子的雷利散射，而雷利散射與相對光學厚度有關。若太陽為 5600°K 的黑體輻射，則依 Frohlich and Shaw（1980）的建議，雷利散射穿透

率， T_r ，可以下式估算：

$$T_r = e^{-0.0998m} \quad (A4)$$

(4) 臭氧吸收穿透率， A_{O_3}

臭氧的吸收帶主要為以 $0.3\mu\text{m}$ 和 $0.5\mu\text{m}$ 為中心的兩個波段，其中 $0.3\mu\text{m}$ 波段位於紫外光區； $0.5\mu\text{m}$ 波段位於可見光區 ($\lambda=4000\text{\AA}\sim 7000\text{\AA}$)。因此臭氧的吸收計算須分別考慮紫外光區和可見光區的吸收，依 Lacis and Hasen (1974) 的建議，臭氧吸收穿透率， A_{O_3} ，可以下式估算：

$$A_{O_3}^{uv}(x) = \frac{1.082x}{(1+138.6x)^{0.805}} + \frac{0.0658x}{1+(103.6x)^3} \quad (A5a)$$

$$A_{O_3}^{vis}(x) = \frac{0.02118x}{1+0.042x+0.000323x^2} \quad (A5b)$$

$$A_{O_3} = A_{O_3}^{uv} + A_{O_3}^{vis} \quad (A5c)$$

其中， $x = u_{O_3} m$ 。而臭氧穿透率 $T_{O_3} = 1 - A_{O_3}$ 。(A5) 式中， $A_{O_3}^{uv}$ 為臭氧在紫外光區的吸收率； $A_{O_3}^{vis}$ 為臭氧在可見光區的吸收率； u_{O_3} 為總臭氧量 (cm)； x 為臭氧的相關光學質量。本研究中，總臭氧乃使用台北氣象站的觀測值。

(5) 水汽吸收率

水汽的空間分布較不均勻，且隨時間變化。不過水汽的吸收，與空氣柱中的可降水量 (precipitable water) 有關。可降水量可由探空資料計算。板橋站的探空資料較可靠。資料內容包括氣壓、溫度、相對濕度、露點溫度等，大致分成 60 到 80 層，高度約 25 公里到 30 公里。以下依可降水量的計算，利用地面露點溫度估算可降水量，以及水汽吸收率的估算等，分別討論之。

一、可降水量

對水汽而言

$$e_w = P_w R_v T \quad (A6)$$

其中， e_w 為水汽的分壓 (dyne cm^{-2})； P_w 為水汽的密度 (g cm^{-3})； R_v 為水汽的氣體常數， $R_v = 4.1615 \times 10^6$ (erg $\text{g}^{-1} \text{K}^{-1}$)； T 為溫度 ($^{\circ}\text{K}$)。

一般而言，在對流層內水汽的分布是向上呈指數遞減的，即為：

$$P_w = P_{w0} \cdot e^{-\beta z} \quad (A7)$$

P_{w0} 為地面的水汽密度 (g cm^{-3})； P_w 為高度 Z 的水汽密度 (g cm^{-3})； Z 為高度 (km)； β 為水汽衰減係數 (km^{-1})。 β 與露點溫度有關，依 Reitan (1963) 的建議：

地面露點溫度 (°F)	5	14	23	32	41	50	59	68	77
β (Km ⁻¹)	0.35	0.38	0.41	0.43	0.44	0.45	0.45	0.44	0.44

另一方面，地面的水汽分壓可由地面的氣象資料得到：

$$e_{w_0} = P_{w_0} R_v T_0 \quad (A8)$$

其中， e_{w_0} 為地面水汽分壓 (dyne cm⁻²，1mb=1000 dyne cm⁻²)； T_0 為地面溫度 (°K)。則高度 Z 的水汽分壓可表示為：

$$P_{wz} = P_{w_0} \cdot e^{-\beta z} = \left[\frac{e_{w_0}}{R_v T_0} \right] \cdot e^{-\beta z} \quad (A9)$$

對單位面積 ($A=1$ cm²) 的空氣柱而言，水汽總質量為

$$W = \int_0^z (P_{wz} \cdot A) dz \quad (A10)$$

W 為可降水量 (g)。由於 1 克的水汽凝結後，會形成 1 克的水 (質量守恆， $H_2O(g) \rightarrow H_2O(l) + \text{潛熱}$)，因此 W 表示空氣柱內的水汽總質量，亦即 W 為空氣柱內所有的水汽凝結後的總降水量，而液態水的密度為 1 g cm⁻³，所以這質量為 W 克的水是儲存於單位面積的空氣柱內，也即：

$$W = d_* \cdot (A \cdot h) \quad (A11)$$

其中， d_* 為水的密度 1g cm⁻³； A 為截面積，取 $A = 1$ cm²； h 為高度 (cm)；則

$$h = \frac{w}{Ad_*} = \frac{w}{1 \cdot 1} = w \quad (A12)$$

即 w 的質量可以用 h 表示，也即用公分 (cm) 表示可降水量的單位，而與降水量的單位一致。若在無雲的情況時，這 w 克的水汽是貯存在未飽和的空氣柱中，這些水汽的量相當於令其全部凝結降水到地面，則將形成 w 公分的降水量。

若考慮氣壓和溫度的修正，則可依 Stephens (1984) 的建議

$$W_e = \int_0^z \left[(P_{wz} A) \cdot \left(\left(\frac{P}{P_0} \right)^{0.75} \left(\frac{T_0}{T} \right)^{0.5} \right) \right] dz \quad (A13)$$

其中， p 為高度 z 的氣壓 (mb)； $p_0=1013$ (mb)； T 為高度 z 的溫度 (°K)； $T_0=273$ (°K)。

探空資料的分層，有利於可降水量計算的準確，由於指數曲線較接近拋物曲線，因此在各層的積分上使用辛普森取二等分點計算。使用 95 年 2 月 1 日到 3 月 31 日 00z 和 12z 板

橋站的探空資料計算，包含有雲和無雲的可降水量，約介於 1.7 公分到 3.8 公分。一般而言，中緯度的可降水量約在 0.5 公分到 5 公分左右。

二、可降水量與地面露點溫度

探空資料每 12 小時一筆，而輻射資料是 15 分鐘，若要將探空資料所計算得的可降水量內插到 15 分鐘，則誤差將會太大，如（一）中提及：水汽向上成指數減少。依照此特性，則空氣柱的水汽量，甚至混合比（mixing ratio）都與地面的水汽含量有關，而地面的水汽量可反應在地面的露點溫度上，依 Reitan（1963）的建議：

$$\ln W_e = a + bT_d \quad (A14)$$

其中， T_d 為地面露點溫度（ $^{\circ}\text{C}$ ）； a, b 為 $\ln W_e$ 對 T_d 的一次迴歸係數。95 年 2 月 1 日到 3 月 31 日 00z 和 12z 板橋站可降水量的對數值，對地面露點溫度的線性迴歸分析，相關係數為 0.995，而 $a=0.273068$ ， $b=0.059765$ ，也即

$$W_e = e^{0.273068 + 0.059765T_d} \quad (A15)$$

如此，使用（A15）式，可在誤差不致太大的情況下，估算每 15 分鐘的可降水量。

三、水汽吸收率

已知空氣柱中水汽總質量後，便可計算水汽的吸收率，依 Lacis and Hansen（1974）的建議：

$$A_w(y) = \frac{2.9y}{(1+141.5y)^{0.635} + 5.925y} \quad (A16)$$

其中 A_w 為水汽的吸收率； $y = W_e \cdot \sec \theta$ ，即水汽的相對光學質量。

參考文獻

- 中央氣象局，1994：台灣地區近百年氣候之變化。中央氣象局氣象科技中心。
- 李崇德，1989：台灣地區懸浮微粒濃度與氣象關係之研究。EPA。
- 李崇德，1992：台北都會區懸浮微粒粒徑分佈的物理化學特性(I)。NSC80-0421-E008-07Z。
- 李崇德，1993：台北都會區懸浮微粒分佈的物理化學特性(II)。NSC81-0421-E008-10Z。
- 李崇德，1995：台灣地區懸浮微粒空氣污染問題及防治之研究(III)。台灣北部都會區氣懸微粒分佈之污染物特性分析。EPA-84-E3F1-09-01。
- 李崇德，1996：氣懸微粒粒徑分佈及散光係數的量測。NSC85-2621-P-008-006。
- 沈金清，1996：台南地區大氣混濁度分析。台灣大學大氣科學系碩士論文。83 頁。
- 柳中明，1994a：全球氣候變遷之不確定性：對流層內臭氧與懸浮微粒的影響。大氣科學，22，523-544。

- 柳中明, 1994b: 蘭嶼大氣輻射場觀測與分析。大氣科學, 22, 219-245。
- 柳中明, 沈金清, 楊之遠, 1995: 台南地區能見度與懸浮微粒之相關研究。氣象學報, 41, 123-130。
- 柳中明, 馮欽賜, 1989: 近地面垂直太陽輻射通量受大氣懸浮微粒衰減分析。大氣科學, 17, 169-186。
- 馮欽賜, 柳中明, 沈秀蓉, 1989: 懸浮微粒衰減全天空太陽輻射之研究。大氣科學, 17, 287-302。
- 楊之遠, 李侃翰, 柳中明, 1996: 長程傳送黃沙與區域性污染之空氣品質監測資料比較分析。環境保護 (印刷中)
- 簡慶芳, 1986: 台北市能見度的變異性分析: 1980-1984。台灣大學大氣科學系碩士論文。
- 蔣本基, 張勝祺, 樓基中, 1995: 台北地區懸浮微粒空氣污染問題及防治之研究。EPA-84-E3F1-09-01。
- Baik, N. J., Y. P. Kim, and K. C. Moon, 1996: Visibility study in Seoul, 1993. *Atmos. Environ.*, 30, 2319-2328.
- Chung, Y. -S. and M. -B. Yoon, . 1996: On the occurrence of yellow sand and atmospheric loadings. *Atmos. Environ.*, 30, 2387-2397.
- Froehlich C. 1987: Variability of the solar "constant" on time scales of minutes to years. *J. Geophys. Res.*, 92, 796-800.
- Froehlich C. and G. E. Shaw 1980: New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, 19, 1773-1775.
- Hanel G. 1987: Radiation budget of the boundary layer. Part III: The mean solar volume absorption coefficients of water vapor for direct and diffuse radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, 60, 248-252.
- Lacis A. A. and J. E. Hansen 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. Academic Press, New York.
- Liu, C. M. and T. S. Feng, 1990: Atmospheric turbidity over Taiwan. *Atmos. Environ.*, 24, 1303-1312.
- Natusch, D. F. S., and J. R. Wallace, 1974, Urban aerosol toxicity: The influence of particle size. *Science*, 186, 695-699.
- Ning D.T., L.X. Zhong, and Y.-S. Chung, 1996: Aerosol size distribution and elemental composition in urban areas of northern China. *Atmos. Environ.*, 30, 2355-2362.
- Paltridge, S. W., and C. M. R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Elsevier, Amsterdam.
- Prospero, J. M. et al., 1983, The atmospheric aerosol system: A overview. *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 21, 1607-1629.
- Reitan, C. H., 1963: Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteorol.*, 2, 776-779.

- Shiobara, M., J. D. Spinhirne, A. Uchiyama and S. Asano, 1996: Optical depth measurements of aerosol, cloud, and water vapor using sun photometers during FIRE CIRRUS IFO II. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 36-46.
- Stephens, G. L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 826-867.
- Subcommittee on Airborne Particles (SAP), 1979: Airborne Particles. National Research Council, 343pp, Uni. Park Press, Baltimore, MD.
- Thekaekara, M. P., 1976: Solar irradiance total and spectral and its possible variations. *Appl. Opt.*, **15**, 915-920.
- Trijonis, J. C., 1982: Existing and natural background levels of visibility and fine particles in the rural east. *Atmos. Environ.*, **16**, 2431-2445.
- Trijonis, J. C., W. C. Malm, M. Pitchford and W. H. White, 1990: Visibility: Existing and Historical Conditions--Causes and Effects. NAPAP, report 24.
- Uboegbulam, T. C., and Davis, J. A., 1983: Turbidity in eastern Canada. *J. Clima Appl. Metro.*, **22**, 1384-1392.
- Utsunomiya, A., and S. Wamatsu, 1996: Temperature and humidity dependence on aerosol composition in the northern Kyushu, Japan. *Atmos. Environ.*, **30**, 2379-2386
- Wakamatsu, S., A. Utsunomiya, J. S. Han, A. Mori, I. Uno and K. Uehara, 1996: Seasonal variation in atmospheric aerosols concentration covering northern Kyushu, Japan and Seoul, Korea. *Atmos. Environ.*, **30**, 2343-2354.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs., 1977: Atmospheric Science: An Introductory Survey. Academic Press.
- Wang, W. C., and G. A. Domoto, 1974: The radiative effect of aerosol in the earth's atmosphere. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 521-534.

Attenuation of Direct Solar Flux by Aerosols : Monitoring Study at Yukang, Tainan, Taiwan, during February-March 1995

C. -M. Liu¹ K. S. Shen¹ C. D. Lee² H. W. Chang³

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Institute of Environmental Engineering, National Central University

³Central Weather Bureau

ABSTRACT

An intensive field operation to measure the surface solar radiative flux, the aerosol size spectrum and backscattering coefficient, etc., was done during February - March, 1995 at Yukang meteorological site. The main purpose was to study the effect of aerosols on attenuating the solar flux and to retrieve the atmospheric turbidity based on the surface solar flux dataset.

In all, we note that under clear conditions, aerosols tend to attenuate the direct solar flux by -78 ~ -20%, which has a positive correlation with the change of the solar zenith angle. As to the retrieved mean turbidity for broadband (0.3 ~ 4 μm) flux, it is 0.34 ± 0.25 in February and 0.43 ± 0.15 in March. Meanwhile, we have calculated the correlation coefficient between the retrieved turbidity and the observed diffuse/direct flux ratio, which is 0.97 in February and 0.98 in March. The analyses do show that the retrieved turbidity reflects very well the variation of the observed diffuse flux. Meanwhile, we have analyzed the correlation between the retrieved turbidity and the scattering coefficient or the aerosols number spectrum measured at surface, except for one case, good correlation are obtained and the correlation coefficients can be up to 0.9.

The study in the narrow band region shows that aerosols tend to attenuate the direct solar flux by -80 ~ -66% at 415nm, -74 ~ -55% at 500nm, -60 ~ -20% at 610nm and -50 ~ -5% at 862nm. In February, the mean turbidity τ is 0.93 ± 0.29 at 415nm, 0.7 ± 0.21 at 500nm, 0.31 ± 0.14 at 610nm and 0.16 ± 0.12 at 862nm.

In March, the mean turbidity τ is 0.94 ± 0.32 at 415nm, 0.78 ± 0.21 at 500nm, 0.38 ± 0.10 at 610nm and 0.20 ± 0.06 at 862nm.

In the future, we shall pursue to do measurements of the aerosol profile, in order to clarify the relationship between the retrieved turbidity and aerosols along the vertical direction.

Key words: Aerosols, Solar flux, Atmospheric turbidity.

C.-M. Liu¹, H.-S. Shen¹, C.-D. Lee¹, H.-W. Chang²

¹Department of Atmospheric Science, National Taiwan University
²Institute of Environmental Engineering, National Central University
³Central Weather Bureau

ABSTRACT

An intensive field operation to measure the surface solar radiation flux, the aerosol optical depth and the atmospheric turbidity etc., was done during February - March, 1997 at Yungang meteorological station. The purpose was to study the effect of aerosols on attenuating the solar flux and to compare the turbidity retrieved based on the surface solar flux decrease with that under clear conditions. Also the trend to eliminate the diurnal variation of the solar flux was investigated with the change of the solar zenith angle. The broadband solar flux at 415 nm, 500 nm, 610 nm and 862 nm in February and March were 1.02, 1.08, 1.15 and 1.22 W/m², respectively. We have calculated the correlation coefficient between the retrieved turbidity and the broadband solar flux ratio, which is 0.97 in February and 0.98 in March. The results show that the variation of the observed diffuse solar radiation coefficient is well correlated with the variation between the retrieved turbidity and the varying coefficient of the broadband solar flux ratio. The correlation coefficient for one case, good correlation are obtained and the correlation coefficient is 0.97. The study in the narrow bands region shows that aerosols tend to attenuate the direct solar radiation in the 415 nm - 500 nm and 500 nm - 610 nm and 610 nm - 862 nm regions. The atmospheric turbidity is 0.94 at 415 nm, 0.78 at 500 nm, 0.38 at 610 nm and 0.20 at 862 nm.