

# 由 NOAA 衛星可見光資料決定氣溶膠參數

曾忠一、張詔彰、鍾明珠、林炯明

中央研究院物理研究所

## 摘 要

大氣氣溶膠對地球能量收支和大氣化學過程的影響，已經由最近數十年來的研究得到證實。藉由衛星遙測技術，多年來已可對氣溶膠進行大尺度範圍的監測與研究。然而由 NOAA 繞極衛星上的極精密高分辨率輻射計(AVHRR)可見光頻道所觀測到的輻射強度，來源因子甚多，除了地表反射外，大致可分為因氣溶膠引起的米氏散射與空氣分子引起的雷氏散射兩種。隨著工業高度發展與人類文明活動範圍擴大，氣溶膠的來源與分布的變化更加複雜。由於衛星接收到的輻射值和氣溶膠的光程有近乎線性的關係，因此扣除空氣分子的雷氏散射後就可反演出氣溶膠的參數，以便了解它在大氣輻射過程所扮演的角色，進而對資源衛星影像資料的輻射訂正提供參考。本文使用輻射傳遞模式的單次散射近似解，並引入氣溶膠粒徑參數和氣溶膠光程兩個參數，對大氣氣溶膠的特性做定量與定性上的分析。最後針對台灣及中國東南沿海的這兩個參數進行個案分析，以便對周遭環境的上層粒子源，包括海上粒子源、陸地粒子源和工業文明粒子源進行追蹤了解。

關鍵詞：NOAA 衛星，氣溶膠，大氣效應訂正

(2003 年 3 月 7 日收稿；2003 年 4 月 7 日完稿)

## 一、前言

隨著衛星資料在地球資源、氣候監測等多方面應用的日益廣泛，如何正確而合理地由衛星資料反演出地表的真實資訊是非常重要的課題。然而在衛星上接收到的資料與地表實際情況之間存在著因大氣效應而產生的誤差，即大氣透過吸收、散射和放射等效應使得衛星最終接收到的資料無法真切地反映出地表情況。基於這樣的理由，就必須對衛星資料做所謂大氣訂正，以濾除這些

不想要的噪聲，而做為噪聲的氣溶膠(aerosol)就是本研究所要探討分析的對象。除了在理論上建立模式以供實際大氣訂正應用外，我們也針對臺灣地區及中國東南沿海做個案分析，以便了解周遭環境的粒子源。

所謂氣溶膠就是浮懸在大氣中的固體及氣體分子，包括可溶性的(如海鹽粒子)和不可溶性的(如化石燃料的氧化物)。依其形成機制則可分為自然因子與人為因子，前者

主要是經由地表的自然風化過程和海洋表面的碎浪過程而進入大氣，後者則是來自人類工業文明所產生微小污染物。

然而對大氣來說，海洋表面的碎浪過程所產生的海鹽粒子才是最主要的氣溶膠來源。Woodcock(1952)算出每年大約有10~100億噸的海鹽經由碎浪過程而輸送到大氣中。Lovelock *et al.* (1972)首度提出海洋物質DMS(dimethylsulfide, 二甲基硫)是海洋硫元素的主要來源，後來 Charlson *et al.* (1987)證實了 Lovelock 等人的觀點。Hoppel *et al.* (1987)更進一步描述從 DMS 到雲凝結核(以硫化物或硫酸鹽為基礎)的揮發過程。Kreidenweis *et al.* (1991)也探討了從 DMS 氧化物、硫酸基甲烷及二氧化硫產生氣溶膠的過程。

在輻射效應方面大氣氣溶膠已逐漸顯示對氣候系統造成重大的影響。McCormick and Ludwig(1967)認為，氣溶膠會增加太陽輻射的反照率，進而導致地球的長期性冷卻效果。Charlson and Pilat(1969)也曾提出氣溶膠對大氣系統能量收支的看法，即氣溶膠透過吸收、散射和放射過程直接影響地球能量的收支。除了上述的輻射效應外，氣溶膠也可透過參與大氣化學反應來影響地球上太陽能量的收支。

大氣氣溶膠對大氣輻射有如此重要的影響，因此本文探討氣溶膠的粒徑參數與光程等性質，並希望能對日益廣泛應用的衛星遙測技術提供有關的輻射訂正。

## 二、模式的建立

在討論平行平面大氣中的輻射傳遞方程之前，必須假設吸收氣體的溫度、密度在局部地區和水平方向無關，也就是說假設大

氣是層結的，所有的物理量只是高度的函數，並把地表當做平面。另外，假設大氣主要是由氣體分子和氣溶膠所組成的。在這些假設下，太陽輻射傳遞方程為(曾, 1988)：

$$\mu \frac{dL(\delta; \Omega)}{d\delta} = L(\delta, \Omega) - \frac{\omega}{4\pi} \int_{4\pi} L(\delta, \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega' \quad (1) - \frac{\omega}{4\pi} S_0 P(\Omega, \Omega_0) e^{-\delta/\mu_0}$$

其中各符號的意義如下：

$L(\delta, \Omega)$ ：光程(optical depth)  $\delta$  處沿  $\Omega$  方向的漫射輻射強度

$\omega$ ：單次散射反照率

$\mu = \cos \theta$ ：衛星天頂角  $\theta$  的餘弦

$\mu_0 = \cos \theta_0$ ：太陽天頂角  $\theta_0$  的餘弦

$\Omega$ ：我們所考慮的方向，可用天頂角的餘弦  $\mu$  和方位角  $\phi$  表示

$P(\Omega, \Omega')$ ：散射相函數

$\Omega'$ ：入射輻射的方向

$d\Omega'$ ：立體角元

$\Omega_0$ ：太陽方向

$S_0$ ：大氣層頂處的太陽通量密度

(1)式中右邊第一項表示因散射或吸收而引起的衰減，第二項表示多重散射的增加效應，第三項表示直射陽光單次散射的增加效應。然而在海洋上，光程一般都小於 0.2，而且第三項遠較第二項來得大。也就是說衛星觀測到的散射強度可視為全由單次散射的貢獻而來(僅在海洋上才可如此簡化)。因此太陽輻射傳遞方程(1)式中的右邊第二項可略去不計，這樣就很容易求得其解，由這個解可以得到大氣層頂處的向上輻射強度如下(見曾, 1988)：

$$L = \frac{\omega\mu_0 S_0}{4\pi(\mu + \mu_0)} P(\Theta) \left[ 1 - e^{-\delta(1/\mu + 1/\mu_0)} \right] \quad (2)$$

其中  $\Theta$  為散射角，即入射陽光方向  $\Omega_0$  和方向  $\Omega$  間的夾角。(2)式中的  $\delta$  的意義已變為整個大氣層的光程。

考慮光學上的薄層大氣(optically thin atmosphere)，即

$$\delta \left[ \frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right] \ll 1.0$$

則(2)式可進一步簡化成

$$L \sim \frac{\omega S_0}{4\pi\mu} P(\Theta) \delta \quad (3)$$

其中散射強度  $L$  可分為氣溶膠引起的散射  $L_A$  加上氣體分子引起的雷氏散射  $L_R$ 。因此純粹由氣溶膠引起的散射  $L_A$  可寫為

$$L_A = L - L_R \sim \frac{\omega S_0}{4\pi\mu} P(\Theta) \delta_A \quad (4)$$

其中  $\delta_A$  就是氣溶膠光程。這裏已證明了本模式的理論基礎，即氣溶膠散射強度和氣溶膠光程有近乎線性的關係(Durkee *et al.*, 1986)。

氣溶膠光程的定義如下：

$$\delta_A = \int_0^H \beta_e dz \quad (5)$$

(5)式中削弱係數  $\beta_e$  的定義為

$$\beta_e = \int_0^\infty \pi r^2 Q_e(m, r) n(r) dr \quad (6)$$

其中  $n(r)$  為氣溶膠的粒徑分布，即  $n(r)dr$  為半徑在  $r$  到  $r+dr$  間的氣溶膠數目密度， $Q_e$  為削弱效率因子(由氣溶膠大小、成分和波長決定)， $H$  為衛星高度。另外， $m$  為折射指

數。削弱係數  $\beta_e$  是氣溶膠大小和分布的函數。總結的說， $\beta_e$  既是氣溶膠粒徑本身和粒徑分布的函數，而  $\delta_A$  又為  $\beta_e$  的函數。因此可得到下面的重要結論：氣溶膠的粒徑和分布將會反映在光程上。

由(4)式就可導出氣溶膠光程  $\delta_A$  如下：

$$\delta_A \cong \frac{4\pi\mu}{\omega S_0} \frac{1}{P(\Theta)} L_A \quad (7)$$

接下來要求出(7)式中的  $\delta_A$ ，在這之前就必須先求得等式右邊的  $\omega$ ， $S_0$  和  $P(\Theta)$  三項的值。

首先來看單次散射反照率  $\omega$ 。關於  $\omega$  值，Durkee(1991)提供的 NOAA 衛星上 AVHRR 第一頻道(波長 0.58~0.68 微米)  $\omega$  值為 1.0；還有，5S 程式套(Tanre, 1987)使用說明書給出海上型、大陸型及城市型三種曲線，這些曲線都隨波長而變化，我們可以從波長的範圍找到相應的單次散射反照率值。5S 程式套(有考慮儀器反應函數)也給出大氣層頂處的太陽光譜  $S_0$ 。最後只要再給定相函數  $P(\Theta)$  後就可決定(7)式的氣溶膠光程了。由於相函數主要是由氣溶膠的粒徑分布來決定，因此先假設氣溶膠的粒徑分布是一種雙模型式，後面再說明如此假設的原因。

就局部小尺度的分析來說，可以合理地假設大氣氣溶膠的粒徑分布變化是極微的，也就是說相函數  $P(\Theta)$  在小尺度的分析上並沒有扮演太重要的角色。可是就大尺度或對全球來說，粒徑分布的明顯變化是可以預期的。正因為如此，在大尺度的分析時就必須對相函數做審慎的處理。

由(5)與(6)式可知，氣溶膠粒徑分布決定了氣溶膠光程，也就是  $n(r)$  的變化將會反映在  $\delta_A$  與  $L_A$  上。Durkee(1984)選用紅光(即

AVHRR 第一頻道)和近紅外(即 AVHRR 第二頻道)兩波段推演出所謂氣溶膠粒徑參數  $S_{12}$  (aerosol particle size parameter) :

$$S_{12} = \frac{(L_A)_{\text{red}}}{(L_A)_{\text{nir}}} \cong \frac{[\omega P(\Theta)\delta_A]_{\text{red}}}{[\omega P(\Theta)\delta_A]_{\text{nir}}} \quad (8)$$

小尺寸的氣溶膠(粒徑 $\leq 0.5$  微米)對  $S_{12}$  的影響特別明顯,也就是說  $S_{12}$  對小尺寸氣溶膠的敏感度較大尺寸者為高。正是因為如此,  $S_{12}$  在南北半球的平均值有明顯的差異,蓋因北半球(陸半球)以大陸源氣溶膠粒子(粒徑 $\leq 0.5$  微米)為主,南半球(水半球)則以海洋源氣溶膠粒子(粒徑 $> 0.5$  微米)居多。

在這裏我們引進  $S_{12}$  指數來對相函數進行參數化。在定性上必須先了解,低的  $S_{12}$  值表示氣溶膠主要為大粒子(粒徑 $\geq 1$ 微米),高的  $S_{12}$  值則表示氣溶膠主要為小粒子(粒徑 $\leq 0.5$ 微米),這將有助於更了解氣溶膠在相函數中所扮演的角色。

上面已經說過,有別於空氣分子對於太陽輻射引起的雷氏散射,氣溶膠所引起的散射是以米氏散射為主。一般的 Henyey-Greenstein 相函數在描述米氏散射行為時,僅在前向散射方面表現良好,但在後向散射方面卻不甚理想。因此在這裏採用兩個 Henyey-Greenstein 相函數來彌補這種缺失,這就是所謂雙模相函數,其表達式為

$$P(\Theta) = \frac{\alpha(1-g_1^2)}{(1+g_1^2-2g_1\cos\Theta)^{3/2}} + \frac{(1-\alpha)(1-g_2^2)}{(1+g_2^2-2g_2\cos\Theta)^{3/2}} \quad (9)$$

其中  $\alpha$  為權因子,  $g_1$  與  $g_2$  為非對稱參數 (asymmetry parameter), 三者都是氣溶膠粒徑參數  $S_{12}$  的函數。Shettle and Fenn(1979)以

1.2 為海洋模式的平均  $S_{12}$  值,則

$$\alpha = 1.2 - 0.25S_{12} \quad (10)$$

$$g_1 = 1.04 - 0.08333S_{12} \quad (11)$$

$$g_2 = 1.2 - 0.58333S_{12} \quad (12)$$

(10)到(12)式中的參數值隨著區域和季節的不同而有所差異,因此不同的個案將有會有不同的值。

值得一提的是,在利用  $S_{12}$  值對相函數進行參數化之前,理應先對大氣分子產生的雷氏散射效應以及臭氧的吸收效應加以訂正。然而在選用的 AVHRR 第一頻道(波長 0.58~0.68 微米)和第二頻道(波長 0.725~1.10 微米),兩者對上述效應的敏感程度不一,而且同頻道內這兩個效應對  $S_{12}$  的影響恰好相反。第一頻道的雷氏散射效應遠大於第二頻道,而臭氧的吸收效應也主要發生在第一頻道。前者將使得  $S_{12}$  值增大,後者則將使  $S_{12}$  值減小。正因為如此相互消長,故為了模式的簡化起見不特別對上述兩效應加以訂正。經過估算後,有無訂正的結果相差不大。

### 三、個案的選取

本文研究範圍訂在台灣周圍海域及中國東南沿海地區,也就是從北緯 18.76 度到 23.76 度,東經 115.53 度到 126.45 度之間的範圍。我們以 NOAA-14 號繞極衛星上的輻射計 AVHRR 所觀測到的第一頻道和第二頻道雲圖輻射值為原始數位資料,加上探空資料後,依本文先前所建立的模式,再以 5S 程式套求出需要用到的各項參數。

由於本研究分析重點在於氣溶膠在大氣輻射過程所扮演的角色,因此氣體分子

引起的雷氏散射效應必須從模式中除去。為方便起見，在 AVHRR 第一頻道和第二頻道衛星影像上我們選取晴空無雲的個案，以略去氣體分子引起的雷氏散射。所謂晴空試場在本模式中必須滿足下面兩個條件：

(1) AVHRR 第一頻道和第二頻道的反射率比值大於 1.5。

(2) 試區內像元的計數(count)值相差在 5 以內。

除了大氣氣體分子所引起的雷氏散射效應外，地表的反照率也是需要考慮的因子。為了得到純粹由氣溶膠所產生的輻射效應，我們在 AVHRR 第一頻道和第二頻道雲圖上儘量選擇洋面、湖泊、深暗植被等低反射率的區域，使得因地表反射所造成的效應能夠降到最低。換句話說，在這兩頻道內，洋面、湖泊和地表深暗植被區域的反射率都視為微量值。

由於沒有試區反射率的實測值，在估計反射率時必須依靠衛星影像的灰度值而得到，理論上將會高估，因此儘量選取海洋區域是減低誤差的最好方法。在陸地試區的選擇方面就較為困難。一方面，臺灣面積小而地形複雜，近年來又因為過度的人為開發，很難找到深密平坦的植被做為理想的試區。另一方面，湖泊水域也受到工業污染影響，乾淨深廣的水域幾乎不可求得。因此選用陸地試區所得值將會高估過多，在分析上必須特別留意。

正如上面所說的，我們選取晴空無雲的海域做為試區。在除去了雷氏效應與地表反射率的影響因子後，便可推定衛星影像的亮度變化幾近是由海上氣溶膠粒子的變動所引起的。這樣就建立了氣溶膠粒徑分布與衛星觀測到的輻射值之間的關係，也就是透過

這個模式直接從衛星資料獲悉氣溶膠在大氣輻射中所扮演的角色，進而可做為相關分析研究或輻射訂正之用。

#### 四、個案分析

首先對個案1(1998年7月1日)的天氣型態做大致的描述。由地面天氣圖來看，基本上臺灣都是籠罩在太平洋高壓的影響下。但若再仔細分析，地方時早上八點時太平洋高壓外圍1014mb等值線向西延伸到中國福建沿海一帶，也就是臺灣是在相當完整的高壓勢力下，天氣相當穩定，衛星雲圖上只有少量稀疏的高雲。700mb層天氣圖上也可看到臺灣全在高壓範圍內，吹著南風，全區都是乾區(露點差大於 $3^{\circ}\text{C}$ )。到了晚上八點(地方時)，太平洋高壓隨著華中一帶的滯留鋒移出而略為東退。地面天氣圖上高壓外圍1014mb等值線由原先早上八時的福建沿海東移到臺灣東部外海，在700mb天氣圖上也可看出高壓勢力的東退。由於本個案雲圖的時間約在下午兩點鐘，因此可約略地推算伴隨著大尺度流場及海陸風的轉變下，臺灣地區由原本早上的幾近無雲轉變到午後的山區局部雲系發展。所幸的是在研究區域中，包括陸地和近海區域，都沒有受到太大的影響，也就是都可符合晴空試場的條件。在這裏必須再次強調，由於地表反射率的緣故，在陸地試區所得到的值將會比實際來得高些。

圖1表示個案1第一頻道的原始影像，圖中顯示出各試區的位置。表1列出各試區的氣溶膠粒徑參數和光程值。由表1的粒徑參數 $S_{12}$ 值可知，臺灣沿海由北而南(試區5至8，見圖1) $S_{12}$ 值逐漸增大。對全球性的氣溶膠來說，低的 $S_{12}$ 指數代表該地區有較

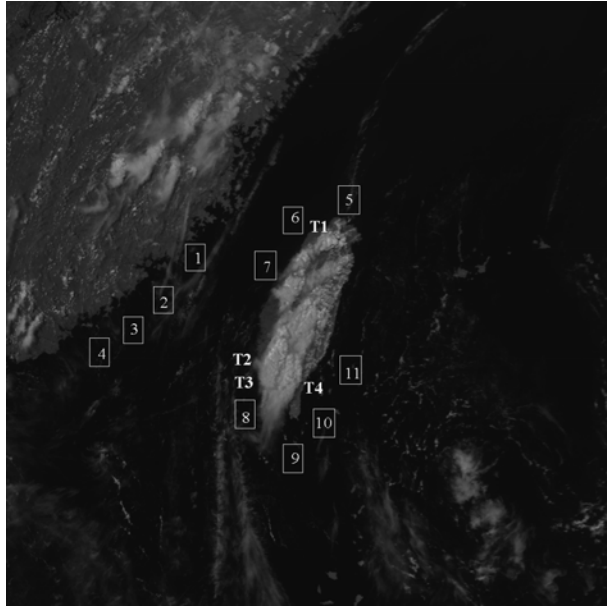


圖 1 個案 1(1998 年 7 月 1 日)第一頻道原始影像，圖上顯示出各試區。

大顆粒的氣溶膠粒子；相反的，高的  $S_{12}$  指數代表有較小顆粒的氣溶膠粒子。因此，北部近海的氣溶膠粒徑分布以較大尺寸為多，相對的南部近海則尺寸較小。

表 2 列出各地區的粒徑參數和光程值。表上中北部沿海採用試區 5、6 和 7 的平均值，南部沿海採用試區 8、9 和 10 的平均值。中國東南沿海採用試區 1、2、3 和 4 的平均值，北部陸地採試區 T1 的值，南部陸地採用試區 T2、T3 的平均值。圖 2 則是由表 2 繪製的各地區氣溶膠粒徑參數。表 2 中北部沿海的平均值 1.2892 和 Shettle and Fenn (1979) 的海上型氣溶膠  $S_{12}$  值為 1.2 相去不遠。由表 2 可知，北部(T1)的  $S_{12}$  值要比南部(T2 和 T3)小了約 0.42 左右，這表示北部陸地有較大的氣溶膠粒子，這和先前臺灣沿海的結果相當符合。

若由氣溶膠光程來看，北部陸地第一頻道和第二頻道的 0.0044 及 0.0049 都大於南部陸地的 0.0040 及 0.0038，這表示北部陸

表 1 個案 1 的各試區氣溶膠粒徑參數和光程值。

試區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
1	1.3046	0.00350	0.00301
2	1.6703	0.00235	0.00158
3	1.4263	0.00259	0.00204
4	1.3637	0.00273	0.00225
5	1.1837	0.00354	0.00336
6	1.2290	0.00296	0.00271
7	1.4549	0.00250	0.00193
8	1.4091	0.00283	0.00226
9	1.1509	0.00376	0.00367
10	1.3792	0.00292	0.00238
11	1.3114	0.00323	0.00276
T1	1.0215	0.00441	0.00485
T2	1.0956	0.00524	0.00538
T3	1.4337	0.00278	0.00218
T4	1.3109	0.00325	0.00279

地有較大的氣溶膠光程。若和氣溶膠粒徑參數一起來看，北部陸地的 1.0215 小於南部陸地的 1.0586。由此可知，北部陸地較小的氣溶膠粒徑參數表示有較大的粒子，使得氣溶膠光程增厚。在沿海部分，臺灣南北並無太大的差異。若和中國東南沿海相比，則臺灣南北沿海的氣溶膠光程較大。接著考慮個案 2(1998 年 7 月 30 日)。從早上八時的地

表 2 個案 1 的各地區氣溶膠粒徑參數和光程值。

地區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
北部沿海	1.2892	0.0030	0.0027
南部沿海	1.3131	0.0032	0.0028
中國東南沿海	1.4412	0.0028	0.0022
北部陸地	1.0215	0.0044	0.0049
南部陸地	1.0586	0.0040	0.0038

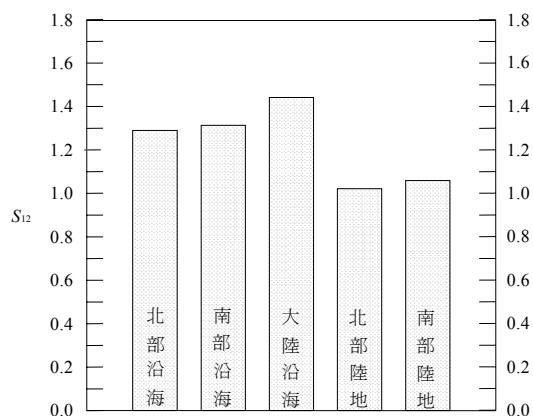


圖 2 個案 1 的氣溶膠粒徑參數。

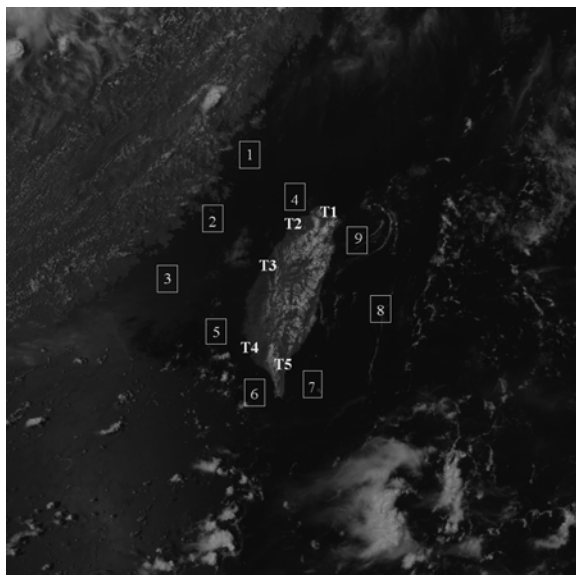


圖 3 個案 2(1998 年 7 月 30 日)第一頻道原始影像，圖上顯示出各試區。

面天氣圖來看，基本上臺灣仍是受到太平洋副熱帶高壓的影響，天氣穩定，只有局部的弱對流雲及中高雲，伴隨著鋒面系統的雲系則是位於華中一帶，對我國本島並無影響。

如圖 3 所示，個案 2 試區 1~3 在中國東南沿海，試區 4 為北部沿海，試區 5 為南部沿海，試區 6~8 為東部海域，試區 T1 為北部陸地，試區 T2 為南部陸地，試區 T3 則為東南陸地。表 3 和表 4 分別列出各試區和各地區的粒徑參數和光程值。圖 4 則是由表 4

表 3 個案 2 的各試區粒徑參數和光程值。

試區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
1	0.99	0.0165	0.0187
2	1.14	0.0080	0.0078
3	1.14	0.0075	0.0074
4	1.07	0.0094	0.0098
5	1.18	0.0068	0.0065
6	1.20	0.0064	0.0056
7	0.72	0.0234	0.0363
8	1.08	0.0072	0.0075
T1	0.94	0.0162	0.0139
T2	1.24	0.0059	0.0054
T3	1.26	0.0045	0.0039

繪製的各地區氣溶膠粒徑參數。表 4 中北部沿海採用試區的 4 值，南部沿海採用試區 5 的值，東部沿海採用試區 7、8 和 9 的平均值，顯示北部的氣溶膠粒徑分布以較大尺寸為多，相對的南部則以較小尺寸的為主。由表 4 中的氣溶膠粒徑參數值可知，臺灣北部沿海的 1.07 和南部沿海的 1.18，北部陸地的 0.94 和南部陸地的 1.24 間有著較大的差距。由於主宰該日我國本島的天氣型態是太平洋副熱帶高壓，因此受到下沉氣

表 4 個案 2 的各地區氣溶膠粒徑參數和光程值。

地區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
北部沿海	1.07	0.0094	0.0098
南部沿海	1.18	0.0068	0.0065
東部沿海	1.00		
中國東南沿海	1.09	0.0107	0.0113
北部陸地	0.94	0.0162	0.0139
南部陸地	1.24	0.0059	0.0054

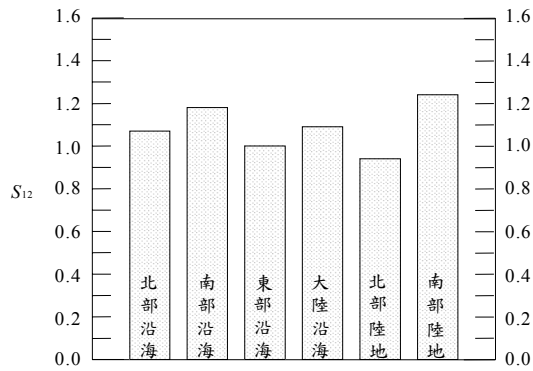


圖 4 個案 2 的氣溶膠粒徑參數。

流的影響，北部工業文明產生的粒子相對較南部的積聚情況來得更為明顯。也就是說，若南北的大氣都處於對流不穩的情況下，則南北因工業文明產生的粒子都容易上升擴散，使得南北粒子源的差距不易由空氣品質(氣溶膠光程)上反映出來。由表4中的氣溶膠光程可得到進一步的驗證。受到太平洋副熱帶高壓下沉氣流的影響，南北不論陸地或近海的氣溶膠光程都存在著明顯的差距。

個案 3 為 1998 年 8 月 1 日，即是個案 2

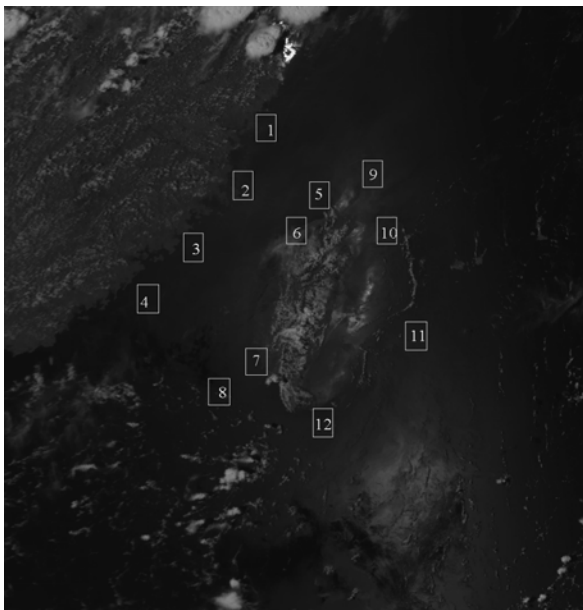


圖 5 個案 3(1998 年 8 月 1 日)第一頻道原始影像，圖上顯示出各試區。

的第三天。地面天氣圖上高壓比前一天更為東退，因而引進了較暖濕的南方氣流。從這兩天的衛星雲圖上可以明顯地看出，本個案在臺灣及中國東南沿海雲霾明顯增多，尤其是在我國本島山區及東部、南部、西部海域也有大範圍的霧霾存在，中國長江口一帶甚至有發展極高的對流雲。因此由個案 2 中所得到的結果可以合理地推斷，由於本個案的大氣穩定度較前個案來得小，因此南北的氣溶膠光程差距將不像上一個個案來得那樣明顯。

圖 5 和圖 1 一樣，但為個案 3。表 5 和表 6 分別列出各試區和各地區的粒徑參數和光程值。表 6 中北部沿海採用試區 5 和 6 的平均值，南部沿海採用試區 7 的值，東部沿海採用試區 10、11 和 12 的平均值，中國東南沿海採用試區 1、2、3 和 4 的平均值，北部陸地採用試區 5 的值，南部陸地則採用試區 7 的值。圖 6 則是由表 6 所繪製的各地區氣溶膠粒徑參數。由於試區 5 和 7 都橫跨了海陸部分，加以本個案受雲霾的影響區域較大，滿足晴空試場的試區不多，因此這兩試區的值都兼用在海陸部分。這個個案與上一個個案僅相隔一天，加上大氣狀態有些許的變化，但仍不致全盤影響晴空試區的挑選，因此在季節、日期相仿的背景條件下，對於分析臺灣南北的氣溶膠隨大氣狀態的變化將十分地有利。由個案 2 的結論，再配合表 6 來看，在氣溶膠粒徑參數上本個案的平均值較個案 2 來得小，而在氣溶膠光程上則較個案 2 來得大。這和天氣型態的變化呈現了正相關，也就是說雲霾的效應使得大氣粒子增多，空氣品質變差，氣溶膠光程於是增厚。本個案南北的氣溶膠粒徑參數和氣溶



表 5 個案 3 的各試區粒徑參數和光程值。

試區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
1	1.04	0.0446	0.0481
2	1.08	0.0295	0.0305
3	1.03	0.0432	0.0474
4	1.02	0.0601	0.0663
5	1.00	0.0456	0.0514
6	1.02	0.0435	0.0477
7	0.99	0.0545	0.0619
8	0.90	0.1019	0.1279
9	1.07	0.0443	0.0466
10	0.74	0.1033	0.1561
11	1.02	0.0443	0.0490
12	1.00	0.0630	0.0710

膠光程都相去不多，例如氣溶膠粒徑參數都在 1 左右，這和個案 2 中南北的明顯差距有顯著的不同。這個結果意味著天氣型態除了對局部地區的氣溶膠有直接的作用外，更在氣溶膠南北的對比上有程度不一的影響，也就是說不穩定的大氣環境將會削弱南北之間因工業文明所產生的差距。這點在未來做大尺度的資源衛星輻射訂正上要特別地注意。

### 五、結論與建議

氣溶膠的分布與來源相當複雜，和海洋、陸地、文明活動、氣候變化等眾多因素都有關係。可是若將上述結果僅歸因於人口和工業因素則可看出，臺灣不論是陸地或沿海的氣溶膠密度都比中國東南來得大，而北部又較南部為大。這個結果應可歸因於北部都市的人口密集和工業的高度發展。本模式引進了氣溶膠光程和氣溶膠粒徑參數兩個參數來對氣溶膠特性做分析。從理論上看，兩者並無直接的關聯，但在實際個案的分析後，兩者往往呈現著某種相關性。也就

表 6 個案 3 的各地區氣溶膠粒徑參數和光程值。

地區	$S_{12}$	$\delta_1$	$\delta_2$
北部沿海	1.01	0.0446	0.0496
南部沿海	0.99	0.0545	0.0619
東部沿海	1.00		
中國東南沿海	1.01	0.0443	0.0480
北部陸地	1.00	0.0444	0.0481
南部陸地	0.99	0.0545	0.0619

是小的氣溶膠粒徑參數值都和小的氣溶膠光程值相匹配，這種相關性尤其在海洋試區最為明顯，蓋因海洋多以大型海鹽粒子為主。至於在陸地試區，則受工業文明產生的粒子源影響，氣溶膠光程和氣溶膠粒徑參數間的關係便較海洋試區複雜許多。

然而若要更進一步將本模式準確地應用在衛星遙測上，則關鍵就在於能否對周遭的氣溶膠特性有更準確的掌握。這還是必須

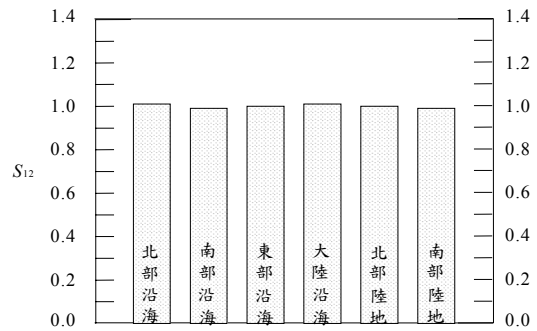


圖 6 個案 3 的氣溶膠粒徑參數。

要回到最基本的田野觀測，利用探空、觀測船甚至氣象飛機，儘量提高觀測的密度與正確性，讓我們能夠對實際大氣中的氣溶膠分布有相當程度的掌握，再與衛星資料來做分析比較，希冀能夠建立更接近實際狀況的模式。

此外，一套足以真切地代表該區域的氣溶膠散射相函數的建立更是模式成功與否

的關鍵。因此，本模式的關鍵就在於氣溶膠散射相函數建立的準確性，也就是說倘若相函數越能正確地描述出氣溶膠在大氣輻射中所扮演的角色，則本模式也越能在氣溶膠粒徑分布與衛星觀測到的輻射值之間建立起更準確的關係，讓我們在未來能夠透過本模式直接從衛星資料反演出氣溶膠參數，進而做為相關的分析研究與輻射訂正之用。因此未來除了在建立大氣輻射模式和求取氣溶膠參數上做更進一步的努力外，還必須對實際大氣中的氣溶膠在時間與空間尺度上做更綿密詳實的觀測，尤其是工業文明發達的地區最為重要，以便因應文明快速開發的腳步，使得本模式在未來能夠對大範圍的衛星資料提供經濟且正確的大氣效應訂正。

## 誌謝

本研究是在農委會計劃遙測技術研發計劃 87-遙測-04(3)和 88-遙測-04(5)支持下完成的。中央大學太空及遙測中心林唐煌先生協助處理衛星影像資料，還有張博雄、郭宗華、林天賜三位在程式方面也多方協助，在這裏表達謝意。

## 參考文獻

曾忠一, 1988: 大氣輻射續篇。中央研究院物理研究所, 台北市, 289 頁。

Charlson, R. J., and M. J. Pilat, 1969: Climate : The influence of aerosols. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 1001-1002.

Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M.O. Andreae, and S. G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate. *Nature*, **326**, 655-661.

Durkee, P. A., 1984: *The Relationship between Marine Aerosol Particles and Satellite Detected Radiance*. Ph. D. Thesis, Colorado State University, Fort Collins, Co., North America, 124pp.

Durkee, P. A., D. R. Jensen, E. E. Hindman, and T. H. Vonder Haar, 1986: The relationship between marine aerosol particles and satellite-detected radiance. *J. Geophys. Res.*, **91D**, 4063-4072.

Durkee, P. A., 1991: Global analysis of aerosol particle characteristics. *Atmos. Environ.*, **25A**, 2457-2471.

Hoppel W. A., J. W. Fitzgerald, G. M. Frick, R. E. Larson, and B. J. Wattle, 1987: *Preliminary Investigation of the Role that DMS and Cloud Cycles Play in the Formation of the Aerosol size Distribution*. NRL Report 9032, Naval Research Laboratory, Washington, D. C., North America.

Kreidenweis S., J. E. Penner, F. Yin, and J. H. Seinfeld, 1991: The effects of dimethylsulfide upon marine aerosol concentrations. *Atmos. Environ.* **25A**, 2501-2511.

Lovelock J. E., R. J. Magg, and R. A. Rasmussen, 1972: Atmospheric dimethylsulfide and the natural sulfur cycle. *Nature*, **237**, 452-453.

McCormick, R. A. and J. H. Ludwig, 1967: Climate modification by aerosol. *Science*, **156**, 1358-1359.

Shettle, E. P., and R. W. Fenn, 1979: *Models for the Aerosols of the Lower*

*Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on their Optical Properties.* AFGL-TR-79-0214. Air Force Geophysics Laboratories, Hanscom AFB, Massachusetts, North America.  
Tanre, D., 1987: *Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S)*. Laboratoire

d'Optique Atmospherique Universite des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.  
Woodcock, A. H., 1952: Atmospheric salt particles and raindrops. *J. Meteor.*, **9**, 200-212.

## **Aerosol parameters determined from NOAA satellite visible channel data**

C. Y. Tseng, C. C. Chang, M. C. Chung, and C.M. Lin

Institute of Physics, Academia Sinica, Nankang, Taipei 11529, Taiwan

### **Abstract**

The effect of the atmospheric aerosol on the energy balance of the earth and the chemical process has been confirmed by the research in recent years. The large-scale monitoring and study of the aerosol may be conducted through the use of satellite remote sensing technique. However, the radiance observed by the visible channels of the AVHRR aboard the NOAA satellites comes from many components which may consists of the Mie scattering due to aerosols and Rayleigh scattering due to air particles apart from the surface reflection. As the expansion of highly developed industry and the human activity becomes extensive, the origin and the changes of distribution of the aerosols becomes more complex than ever. Since the radiance received by the satellite and the aerosol optical thickness have nearly linear relationships, the aerosol optical thickness may be retrieved from the radiance corrected for the Rayleigh scattering and then used in assessing the role played by the aerosol in the radiative processes in the atmosphere and in the atmospheric correction of the image data of the earth resource satellite. In this paper we used the single scattering approximation and introduced the aerosol size parameter and aerosol optical thickness to perform the quantitative and qualitative analysis of aerosol characteristics. Finally we investigated these two parameters for Taiwan and Southeast China coast to understand and to trace the origins of aerosol particles at the upper level including those from the sea, land and industry.

Keywords: NOAA satellite, aerosol, atmospheric corrections