

# 利用 AVHRR 和 OCI 資料求取大氣中的氣溶膠參數

鍾明珠 曾忠一

中央研究院物理研究所

## 摘要

1999年1月27日發射升空的中華衛星一號，它所酬載的海洋水色照相儀 OCI 與 NOAA 衛星所酬載的 AVHRR 輻射計，有兩個頻道其觀測波段部分重合；分別為 AVHRR 的第1頻道與海洋水色照相儀的第5頻道，AVHRR 的第2頻道與海洋水色照相儀 OCI 的第6頻道。它們分別位於可見光至近紅外光波段，適合量測大氣中的氣溶膠。

本研究用來量測大氣中的氣溶膠模式是採用 Durkee(1991)等人於研究中所建立的模式。該模式是利用衛星所接收到的輻射量在可見光至近紅外光波段間會與大氣氣溶膠光程近乎線性關係，且藉由 AVHRR 的第1頻道和第2頻道兩波段推演出  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數，得到小尺寸的氣溶膠(粒徑  $\leq 0.5\mu\text{m}$ )對  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數的影響很明顯，也就是說  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數對小尺寸氣溶膠的敏感度較大尺寸為高。將海洋水色照相儀的衛星資料代入上述的氣溶膠模式，計算台灣附近海域的氣溶膠光程和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數。計算出來的結果顯示：利用海洋水色照相儀 OCI 的衛星資料也可量測大氣中的氣溶膠光程，唯其值較利用 AVHRR 衛星資料所計算出的值低；而經由模式計算出來的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數也是相同的情形。

## 一、前言

1980年 NOAA 利用繞極軌道氣象衛星來遙測大氣中的氣溶膠且針對區域性的氣溶膠分佈情形進行研究(Fraser et al.1984)，並於1981年時將這項技術運用在 AVHRR 輻射計上。此後美國、日本和歐洲的學者便藉著衛星遙測技術而發展出全球監測系統，國際性太空發展機構以及歐洲太空環境計畫等。我國也於1999年1月27日發射第一顆科學實驗衛星「中華衛星一號」加入這個領域。該衛星資料的研究可分為三方面：通訊、日地物理和海洋水色。而本研究是著重在海洋水色這方面的資料，其相關研究有 Liu et al.1999, Chen et al.1999, 劉, 1999 等。

由於大氣氣溶膠在輻射效應方面對地球能量收支產生了影響，使得全球氣候受到了改變，所以近數十年來有很多藉由衛星遙測技術，對氣溶膠進行大尺度範圍的監測與研究(Twomey et al. 1984; Charlson et al.1992;

Schwartz et al. 1995; Houghton et al. 1996)。更有人藉由火山爆發事件所產生的灰塵、煙灰等物質進行研究，以期對氣溶膠影響氣候變化有更進一步的了解(McCormick et al.1995; Kent et al. 1995; Tegen et al. (1996)針對灰塵進行研究；Christopher et al. (1996)針對煙灰進行研究)。

他們的方法有很多，例如：Griggs 1975; Fraser 1976; Mekler et al 1977; Quenzal and Koepke 1984; Takayama and Takashima 1986; Kautamam et al. 1990 等的研究是以單一頻道反射函數方法(single-channel reflectance); 這是利用可見光頻道對大氣中的氣溶膠進行量測、研究和分析；這種方法又以利用繞極軌道氣象衛星-NOAA 的單一頻道反演法最能成功描述在海洋面上的氣溶膠於對流層和平流層的分佈情形(Husar et al. 1997)。例如：Veefkind 等人於1999年所發表的文章即是以 AVHRR 輻射計的第1頻道衛星資料帶入已建立的模式和另一顆名叫 ATSR-2 的衛星資

料作比較分析後，發現乾性的氣溶膠於垂直向上的溫度、相對溼度和粒徑散射的變化梯度不如相對溼度的改變，而這個研究是為了能更進一步了解大氣中的氣溶膠，所以在1998年進行了一項名為TARFOX的計劃。

在多頻道反射函數法衛星遙測技術中，以使用可見光至近紅外光波段來建立該兩波段的模式是最常見的例子。例如：Durkee等人於1991年的研究中，便是利用了AVHRR輻射計的第1頻道和第2頻道來量測大氣中的氣溶膠光程，他們是利用衛星在晴空無雲且平靜的海域上，在可見光至近紅外光波段間所接收到的輻射量視為主要是由氣溶膠所引起的散射而來，並假設衛星觀測到的輻射強度都是單次散射。所以，對太陽輻射而言，氣體分子所引起的雷氏散射可視為常數而忽略不計，但雲滴和氣溶膠所引起的散射，就不能略去不計。在這樣的假設下，就驗證了衛星所接收到的輻射強度與氣溶膠光程有近乎線性的關係。

這個模式中所選用的波段與我國剛發射的中華衛星一號所酬載的海洋水色照相儀的第5頻道和第6頻道，恰有相重疊的部分。所以，本研究目的是利用海洋水色照相儀的衛星資料代入上述的輻射傳遞單次散射近似模式，將計算出的 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數和氣溶膠光程與AVHRR輻射計所算出的值做比較分析看其差異性，以了解海洋水色照相儀所接收到的輻射強度是否會與AVHRR輻射計所接收到的輻射強度一樣對氣溶膠的光程呈現近乎線性的關係。

## 二、模式的應用

在討論平行平面大氣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，並忽略地球曲率的影響，把地表當作平面。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

可寫為(曾, 1988a, b, c)：

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

其中各符號的意義如下：

$L(\delta, \Omega)$ ：光程 $\delta$ 處沿 $\Omega$ 方向的漫射輻射強度  
 $\Omega$ ：我們所考慮的方向，可用衛星天頂角和方位角表示

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

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

$S_0$ ：大氣層頂處的太陽通量密度

$P(\Omega, \Omega')$ ：散射相函數

$\omega$ ：單次散射反照率

$\Omega'$ ：入射輻射的方向

$d\Omega'$ ：立體角元  $\Omega_0$ ：太陽方向

(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。此指的單次散射就是陽光只被散射一次；換句話說，陽光這唯一的輻射源到達光程 $\delta$ 後被散射到 $\Omega$ 方向，可是被散射到 $\Omega$ 以外方向的陽光不會再被散射到 $\Omega$ 方向，但 $\Omega$ 方向的輻射強度仍可能被氣體所吸收或散射到別的地方。

在海洋上，光程一般都小於0.2，而且第三項比第二項來得大；也就是說衛星所觀測到的散射強度可視為全由單次散射的貢獻而來(僅在海洋上才可以如此簡化)。因此太陽輻射傳遞方程(1)式中的右邊第二項可略去不計，而將(1)式的太陽輻射傳遞方程改寫為

$$\mu \frac{dL(\delta, \Omega)}{d\delta} = L(\delta, \Omega) - \frac{\omega}{4\pi} S_0 P(\Omega, \Omega_0) e^{-\delta/\mu_0} \quad (2)$$

利用(2)式的太陽輻射傳遞方程，可以很容易求得解，並由這個解得到大氣層頂處的向上輻射強度為(見曾, 1988c)

$$L(0; \Omega) = \frac{\omega \mu_0 S_0}{4\pi(\mu + \mu_0)} P(\Theta) [1 - e^{-\delta(1/\mu + 1/\mu_0)}] \quad (3)$$

其中 $\Theta$ 為散射角，即入射陽光 $\Omega_0$ 方向和 $\Omega$ 方向間的夾角。(3)式中的 $\delta$ 其意義為整個大氣層的光程。本文即是利用氣溶膠反射太陽輻射至衛星輻射計的量來量測氣溶膠散射強度。

若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(3)式可簡化成

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

因為已假設大氣主要是由氣體分子和氣溶膠所組成的，所以散射強度 $L$ 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

$$L_A \sim \frac{\omega S_0}{4\pi\mu} P(\Theta) \delta_A \quad (5)$$

其中 $\delta_A$ 就是氣溶膠光程。這裏證明了本模式的理論基礎：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：

$$\delta_A = \int_0^H \beta_e dz \quad (6)$$

(6)式中削弱係數 $\beta_e$ 的定義為

$$\beta_e = \int_0^\infty \pi r^2 Q_e(m, r) n(r) dr \quad (7)$$

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，可由氣溶膠大小、成分和波長決定， $H$ 為衛星高度。另外， $m$ 為折射指數。所以削弱係數 $\beta_e$ 是氣溶膠大小、成分和分布情形的函數。總結的說， $\beta_e$ 是氣溶膠粒徑和粒徑分布的函數，而氣溶膠光程 $\delta_A$ 又是削弱係數 $\beta_e$ 的函數。因此氣溶膠的粒徑大

小和分布情形將會反映在氣溶膠光程 $\delta_A$ 上。由(5)式就可導出氣溶膠光程 $\delta_A$ 為：

$$\delta_A \cong \frac{4\pi\mu}{\omega S_0} \frac{1}{P(\Theta)} L_A \quad (8)$$

若要求出(8)式中的氣溶膠光程 $\delta_A$ ，就必須先求出等式右邊的 $\omega$ ， $S_0$ 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NOAA衛星所酬載的AVHRR輻射計第1頻道的單次散射反照率 $\omega$ 值為1.0；另藉由5S程式套(Tanre, 1987)的使用說明書，也可求出海上型、大陸型和城市型三種隨波長變化的曲線。只要給定本研究所取用的衛星資料其觀測波段的波長範圍，即可找到相應的單次散射反照率值 $\omega$ 和大氣層頂處的太陽光譜 $S_0$ 。

就局部小尺度的分析來說，可以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。

因此先假設氣溶膠的粒徑分布是一種雙模型式，又相函數主要是由氣溶膠的粒徑分布來決定，加上從(8)式中可以看出若給定相函數 $P(\Theta)$ 後就可以決定氣溶膠光程了。

由(6)與(7)式可知，氣溶膠粒徑分布決定了氣溶膠光程，也就是說氣溶膠的粒徑分布 $n(r)$ 變化將會反映在氣溶膠光程 $\delta_A$ 與因氣溶膠所引起的米氏散射 $L_A$ 上。Durkee(1984)選用可見光(即AVHRR輻射計第1頻道)和近紅外(即AVHRR輻射計第2頻道)兩波段推演出所謂 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數(aerosol particle size parameter)：

$$S_{12} = \frac{(L_A)_{red}}{(L_A)_{nir}} \cong \frac{[\omega P(\Theta) \delta_A]_{red}}{[\omega P(\Theta) \delta_A]_{nir}} \quad (9)$$

小尺寸的氣溶膠(粒徑 $\leq 0.5$ 微米)對 $S_{12}$ 氣溶膠參數的影響特別明顯，也就是說 $S_{12}$ 氣溶膠參數對小尺寸的氣溶膠其敏感度較大尺寸者為高。正因為如此， $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數在南北半球的平均值就會明顯的差異，是

因為北半球大都是陸地，所以氣溶膠為大陸型的氣溶膠粒子(粒徑 $\leq 0.5$ 微米)為主，而南半球大都是海洋，所以普遍是海洋型的氣溶膠粒子(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，有別於氣體分子對於太陽輻射所引起的雷氏散射，氣溶膠所引起的散射是以米氏散射為主。而本文所採用的Henyey-Greenstein相函數在描述米氏散射時，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

$$P(\Theta) = \frac{\alpha(1-g_1^2)}{(1+g_1^2-2g_1\cos\Theta)^{3/2}} + \frac{(1-\alpha)(1-g_2^2)}{(1+g_2^2-2g_2\cos\Theta)^{3/2}} \quad (10)$$

其中 $\alpha$ 為權因子， $g_1$ 與 $g_2$ 為非對稱參數(asymmetry parameter)，三者都是 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數的函數。Shettle and Fenn(1979)以1.2為海洋模式的 $S_{12}$ 平均值，將這些參數表達如下

$$\alpha = 0.1 - 0.25S_{12} \quad (11)$$

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

$$g_2 = 1.2 - 0.58333S_{12} \quad (13)$$

(11)到(13)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不同的值。

此外，在利用 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數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和臭氧的吸收效應加以訂正。但是本文選用的AVHRR輻射計第1頻道和第2頻道，兩者對上述效應的敏感程度不同，且同頻道內這兩個效應對 $S_{12}$ 氣溶膠粒

徑參數的影響恰好相反。意即第1頻道的雷氏散射效應遠大於第2頻道，使得在第1頻道的 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數值增大，而臭氧的吸收效應也主要發生在第1頻道，後者則使 $S_{12}$ 氣溶膠粒徑參數減小。正因為如此相互消長，故為了模式的簡化起見，所以不特別對上述效應加以訂正。經過估算後，有無訂正的結果相差不大。

### 三、個案的選取

中華衛星一號於1999年1月27日發射升空，雖然每日約6次對國內接收站傳輸所收集到的資料，但海洋水色照相儀所拍攝的影像卻未必都是以台灣地區附近海域為主的資料。所以，先藉由中華衛星一號海洋水色照相儀科學資料分送中心所建構的網站看衛星影像速覽的影像資料，挑選出海洋水色照相儀有觀測到台灣附近海域的影像資料(見圖1、2、3所示)，再申請購買AVHRR輻射計相同範圍的衛星資料(見圖4、5、6所示)。

結果選取了三個符合本文模式的個案，這三個個案分別是1999年6月23日，NOAA-14號衛星由南向北經過台灣附近時，衛星站所接收到的資料；1999年6月25日，NOAA-14號衛星由南向北經過台灣附近時，衛星站所接收到的資料；1999年10月10日，NOAA-14號衛星由南至北經過台灣附近時，衛星站所接收到的資料。

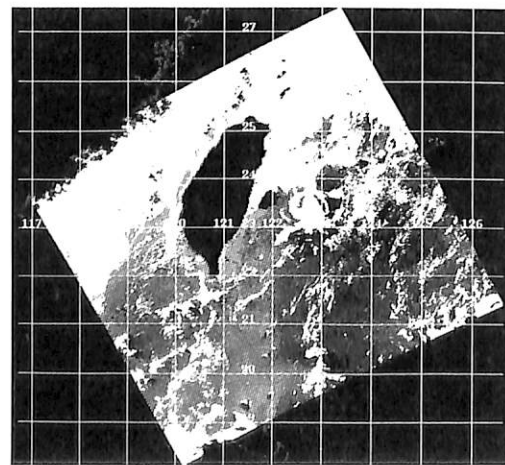


圖1 個案一(1999年6月23日)

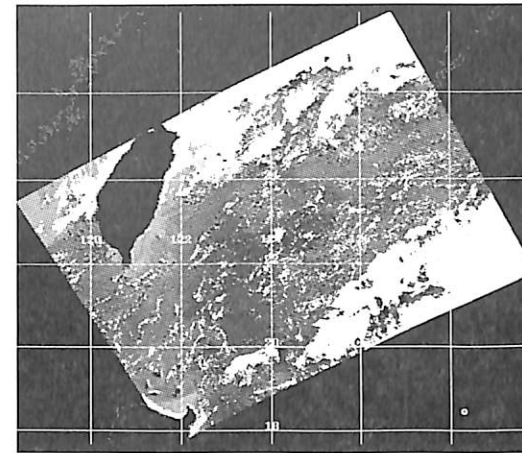


圖2 個案二(1999年6月25日).

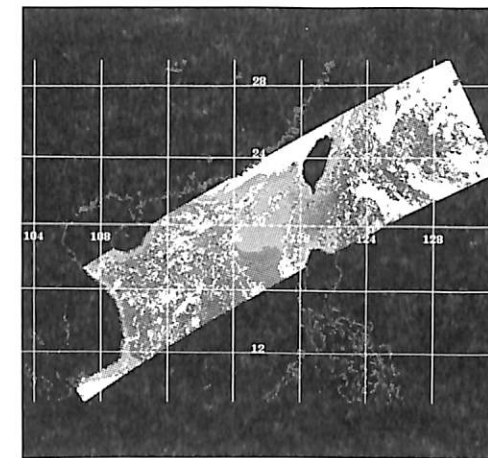


圖3 個案三(1999年10月10日).

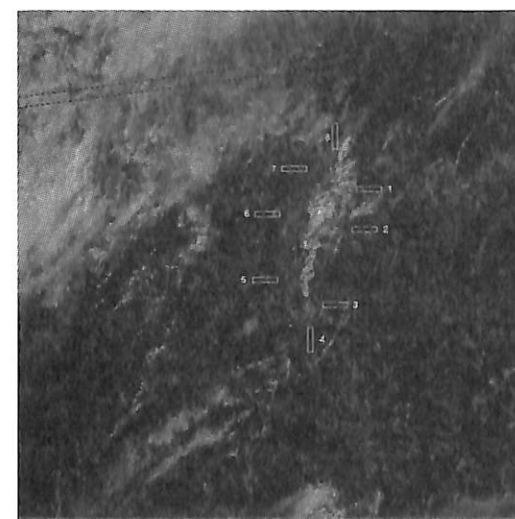


圖4 個案一的試區



圖5 個案二的試區

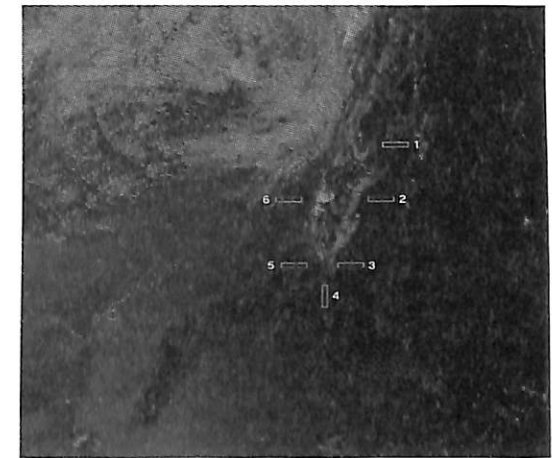


圖6 個案三的試區

研究範圍以台灣周圍海域為主，其大致範圍是北緯21.34度至北緯25.77度，東經119.57度至東經122.51度。為了能更應用本文所建立的模式，我們選取了該範圍內符合晴空無雲的試區，將該區的衛星資料分別代入已建好的模式來進行比較分析。選取的試區在此三個個案中大致是相同的，經緯度差距皆不超過1度，大多是長條狀橫式的試區，藉以看靠近陸地和遠離陸地的海洋試區。

此外挑選了在AVHRR輻射計衛星雲圖顯示晴空無雲的試區，但在海洋水色照相儀的衛星雲圖卻顯示有雲的試區來作比較。結果就選取出來的輻射量值來看，發現這三個個案的AVHRR輻射計所接收到的輻射強度不論那一個頻道，其值都較海洋水色照相儀所接

收到的輻射強度大；而可見光波段所接收到的輻射量又比近紅外光波段所接收到的為多。而個案一的第7和第8試區所取得的輻射值又明顯比其他試區大，這是因為該兩試區於海洋水色照相儀衛星雲圖上，是屬於有雲的試區，然在 AVHRR 輻射計的衛星雲圖卻顯示無雲。

#### 四、個案分析

早在 1969 年 Charlson 等人的研究就證實了氣溶膠會影響氣候變化和對地球的輻射收支平衡有影響。所以，先就個案的天氣作概略性描述。

個案一的天氣系統主要是受到位在北緯 36 度，東經 147 度，即在日本東方海面的 1008 百帕低氣壓所控制，除了在中部以北和東北部地區會有午後短暫的雷陣雨外，其他地區白天氣溫偏高，是多雲到晴的天氣。這樣的天气型態可說是普遍的夏季氣候。

而個案二與個案一僅相差一天，所以天氣系統大致相似。個案二這一天臺灣地區各地為晴到多雲的天氣，唯北部、東北部和山區午後有局部短暫陣雨，大致上白天氣溫是偏高的。

個案三，已是冬季的天氣型態，較前兩個個案不同。受到熱帶性低氣壓的影響，除了台灣東北部地區有短暫陣雨外，其他地區為多雲到晴的天氣。相較三個個案來看，個案一和個案二的大氣穩定度是較個案三來的大。

根據各個案所選取的兩衛星所接收到的輻射量與本文模式所計算出來的氣溶膠光程(圖 7、圖 8)作比較。發現這三個個案的衛星資料經由本文模式所計算出的氣溶膠光程的分布情形，仍以個案一的數值為最集中、個案三的數值看來最鬆散，且大致情形與衛星所接收到的輻射量分布情況相似，證明衛星所接收到的輻射強度與氣溶膠光學厚度有近乎線性關係。

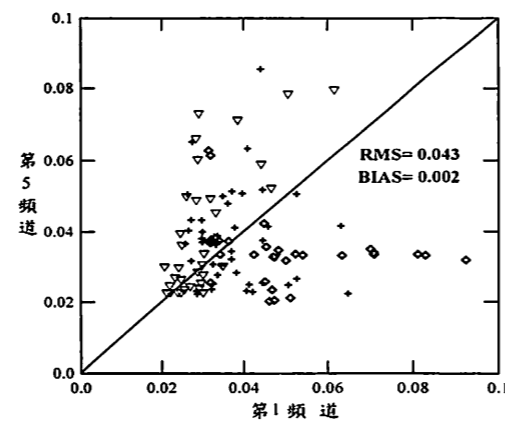


圖 7 AVHRR 第 1 頻道和 OCI 第 5 頻道氣溶膠光學厚度值的比較，個案一是十字形，個案二是倒三角形，個案三是菱形。

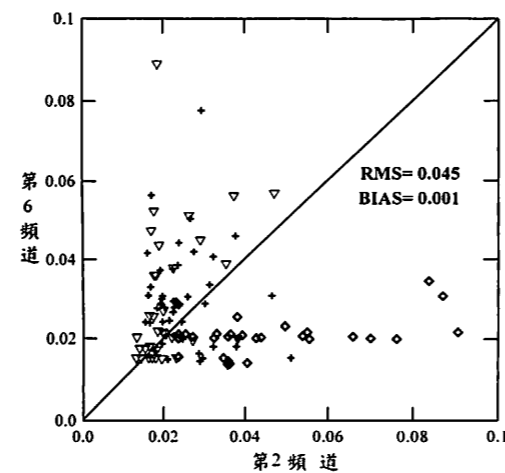


圖 8 AVHRR 第 2 頻道和 OCI 第 6 頻道氣溶膠光學厚度值的比較，個案一是十字形，個案二是倒三角形，個案三是菱形氣溶膠光學厚度值的比較。

有了這兩種衛星的氣溶膠光程值，更可進一步計算出該模式所建立的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數，看  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數與氣溶膠光程值間的變化。三個案的資料發現 AVHRR 輻射計的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數，大多集中於 1.6~2.0 中間，而海洋水色照相儀則大多集中在 1.2~1.6，明顯的看出利用 AVHRR 輻射計代入模式所求出的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數，比海洋水色照相儀代入模式所計算的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數為大且會隨能見度增加而降低，但海洋水色照相儀變化差距沒有 AVHRR 輻射衛星資料的大。

利用 AVHRR 和 OCI 衛星資料所計算出的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數(圖 9)，雖因能見度的距離增加而降低，但其值大致是在 1.2，與 Shettle 和 Fenn 等人於 1979 年所做的研究，提出海洋模式的平均  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數值是 1.2 相近。

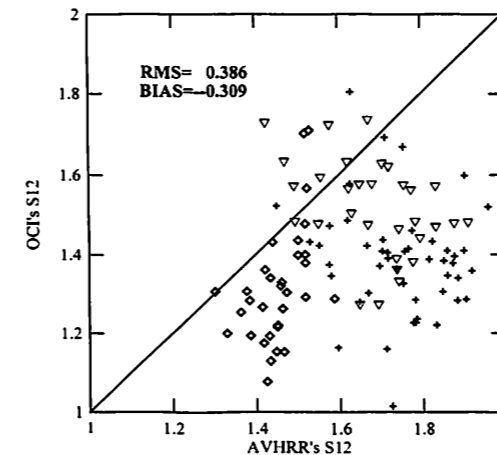


圖 9 AVHRR 和 OCI 氣溶膠粒徑參數的比較個案一是十字形，個案二是倒三角形，個案三是菱形。

上述討論是分別就衛星所接收的輻射強度、氣溶膠光程和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數值來看其變化。若就  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數的數值變化與氣溶膠光程的數值變化相比，卻發現兩者有著特殊的關係；就是數值較小的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數其氣溶膠光程的數值較大，若  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數的值大則氣溶膠光程的值會變小；兩者之間似乎有成反比的現象。

也就是說較小的  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數值有較大的氣溶膠粒子，使氣溶膠光學厚度增厚。相對於衛星所接收到的輻射強度，則發現衛星所接收到的輻射強度與氣溶膠光程是近乎線性的關係；也就是說衛星所接收到的輻射強度多時，其利用模式所計算出的氣溶膠光學厚度也是大的；反之當衛星所接收到的輻射強度較少時，其利用模式所計算出的氣溶膠光學厚度卻變小了。

這也說明了為何三個個案中的 AVHRR 輻射計所接收到的輻射量都比海洋水色照相儀所接收的輻射量值大，而代入模式所計算出的氣溶膠光學厚度值也大的原因。

#### 五、結論

由於本研究分析重點是衛星接收到的輻射強度與氣溶膠散射強度的關係，所以利用衛星在可見光至近紅外光波段的觀測資料，我們可以把衛星接收到的輻射量簡化為由氣體分子所引起的雷氏散射和氣溶膠所引起的米氏散射；又因為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。這樣的假設下，衛星影像的亮度變化幾乎是海上氣溶膠粒徑的變動。

在本模式採用了氣溶膠光程和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數兩個參數來對氣溶膠特性做分析。從理論上來看，兩者並無直接的關聯，但在實際三個個案分析後，兩者呈現著某種相關性。也就是說小  $S_{12}$  的氣溶膠粒徑參數值和大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，會受工業文明產生的粒子源影響，而使得氣溶膠光學厚度和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數間的關係較海洋試區複雜許多。

從衛星所接收到的輻射強度、利用模式計算出來的氣溶膠光學厚度和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數這三個資料數值，明顯得到 AVHRR 輻射計所得到的數值幾乎都比海洋水色照相儀所得到的數值為大，這樣的現象看似與其衛星觀測的頻道寬度有著相關的地方。

利用 AVHRR 和 OCI 衛星資料所計算出的氣溶膠光程和  $S_{12}$  氣溶膠粒徑參數，在本文所選取的三個個案中，其兩者的值是以利用 AVHRR 衛星資料計算出的數值較利用 OCI 衛星資料計算出的數值為大。因此，推估海洋水色照相儀亦能有效的監控海洋面上的氣溶膠分布情形，唯其數值較 AVHRR 輻射計所求的低。

## 六、參考文獻

- 曾忠一, 1988a: 大氣衛星遙測學。渤海堂文化事業公司, 台北市, 630頁。
- 曾忠一, 1988b: 大氣輻射。聯經出版社, 台北市, 360頁。
- 曾忠一, 1988c: 大氣輻射續篇。中央研究院物理研究所, 台北市, 289頁。
- 劉振榮、黃世任, 1999: 中華衛星一號海洋水色照相儀之大氣校正模式。中華衛星一號科學成果研討會, 43-55頁。
- Charlson, R. J., and M. J. Pilat, 1969: Climate: The influence of aerosols. *J. Appl. Meteor.*, 8, 1001-1002.
- , S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley Jr., J. E. Hansen, and D. J. Hofmann, 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, 423-430.
- Chen, W.J., Tseng, C.Y., Liu, G.R., and Huang, S.J., 1999: The Effect of the Atmosphere on the OCI Channels: Rayleigh Scattering. TAO, Supplementary Issue, 115-126.
- Christopher, S. A., D. V. Kliche, J. Chou, and R. M. Welch, 1996: First estimates of the radiative forcing of aerosols generated from biomass burning using satellite data. *J. Geophys. Res.*, 101, 21265-21273.
- 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.
- , D.R. Jensen, E.E. Hindman, and T.H. Vonder Haar, 1986: The relationship between marine aerosols and satellite detected radiance. *J. Geophys. Res.*, 91, 4063-4072.
- , F. Pfeil, E. Frost, and R. Shema, 1991: Global analysis of aerosol particle characteristics. *Atmos. Environ.*, 25A, 2457-2471.
- Fraser, R. S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, 15, 2471-2479.
- , Y.J. Kaufman, and R.L. Mahoney, 1984: Satellite measurements of aerosol mass and transport. *Atmos. Environ.*, 18, 2577-2584.
- Forgan, B. W., DeLuisi, J. J., Hicks, B. B., and Rusina, E.N., 1994: Report on the measurements of atmospheric turbidity in BAPMoN, Rep. WMO, 94, Geneva. GAW, 1992, GAW measurement guide, WMO/GAW Draft Report.
- Griggs, M., 1975: Measurement of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. *J. Air Pollut. Contr. Assoc.*, 25, 622-626.
- Higurashi, A., and T. Nakajima, 1999: Development of a two-channel aerosol retrieval algorithm on global scale using NOAA AVHRR. *J. Atmos. Sci.*, 56, 924-941.
- Holben B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, J. Jankowiak, and A. Smimov, AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1-16, 1998.
- Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, Eds., 1996: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 572pp.
- Husar, R.B., J.M. Prospero, and L.L. Stowe, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16889-16909.
- Kaufman, Y. J., R. S. Fraser, and R. A. Ferrare, 1990: Satellite remote sensing of large-scale air pollution: Method. *J. Geophys. Res.*, 95, 9895-9909.

- Kent, G. S., P. H. Wang, M. P. McCormick, and K. M. Skeens, 1995: Multiyear Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II measurements of upper-tropospheric aerosol characteristics. *J. Geophys. Res.*, 100, 13875-13899.
- Liu, G.R., Huang, S.J., Kuo, T.H., Chen, W.J., and Tseng, C.Y., 1999: The Atmospheric Effect Correction of the Ocean Color Imager of ROCSAT-1 Simulation and Using SeaWiFS Data as the Example. TAO, Supplementary Issue, 99-114.
- McCormick, M. P., L. W. Thomason, and C. R. Trepte, 1995: Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373, 399-404.
- Mekler, Y., H. Quenzel, G. Ohring, and I. Marcus, 1977: Relative atmospheric aerosol content from ERTS observation. *J. Geophys. Res.* 82, 967-972.
- Michael, D. K., Kaufman, Y. J., Tanre, D., and Nakajima T., 1999: Remote sensing of tropospheric aerosol from space: past, present, and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 2229-2259.
- Quenzel, H., and P. Koepke, 1984: Tropospheric aerosol optical depth inverted from upwelling radiances. *Aerosols and Their Climatic Impact*, H. E. Gerber and A. Deepak, Eds., A. Deepak Publ., 227-240.
- Ramsey, R. C., 1968: Study of the remote measurement of ocean color, final report, NASW-1658, TRW, Redondo Beach, Calif..
- Schwartz, S. E., and Coauthors, 1995: Group report: Connections between aerosol properties and forcing of climate. *Aerosol Forcing of Climate*, R. J. Charlson and J. Heintzenberg, Eds., John Wiley and Sons, 251-280.
- 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.
- Takayama, Y., and T. Takashima, 1986: Aerosol thickness of yellow sand over the Yellow Sea derived from NOAA satellite data. *Atmos. Environ.*, 20, 631-638.
- 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.
- Tegen, I., A. A. Lacis, and I. Fung, 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380, 419-422.
- Twomey, S.A., M. Piepgrass, and T.L. Wolfe, 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, 36, 356-366.
- Veeffkind, J.P., G. de Leeuw, P.A. Durkee, P.B. Russell, P.V. Hobbs, and J.M. Livingston, 1999: Aerosol optical depth retrieval using ATSR-2 and AVHRR data during TARFOX. *J. Geophys. Res.*, 104(D2), 2253-2260.

# The Determination of Aerosol Parameters using the OCI and AVHRR Data

Ming-chu Chung Chung-yi Tseng

Institute of Physics, Academia Sinica

Nankang, Taipei, TAIWAN 11529

## ABSTRACT

The ocean color imager (OCI) aboard the ROCSat 1 launched on 27 January 1999 has two channels overlapped with the channels of the AVHRR on the NOAA satellites. These two channels are located in the visible and near infrared region, which are suitable for measuring the aerosol content in the atmosphere. In this research we used a model proposed by Durkee to investigate the aerosol parameters, including optical thickness and size parameter. The model uses the nearly linear relationships between the radiances received by the satellite and the aerosol optical thickness in the visible and near infrared spectrum, so that the optical thickness may be retrieved from the satellite data corrected for the Rayleigh scattering. It is found that the  $S_{12}$  aerosol size parameter is more sensitive to small size than to the large size for the region near Taiwan area. From this study we find that the optical thickness may also be retrieved from the OCI data, that is, the OCI may monitor effectively the amount and change of aerosol content. However, the values are lower than those obtained by the AVHRR. It is the same for the case of size parameter mentioned above.

**Keywords:** OCI, aerosol, AVHRR