

利用迴歸法由 OCI 資料決定海面反照率和氣溶膠參數

林炯明*、曾忠一

中央研究院物理研究所、國立台灣大學大氣科學研究所

*現職國立台灣師範大學地理系

摘要

我國第一枚科學實驗衛星中華 1 號上攜帶了海洋水色照相儀 (OCI)，它的觀測波段位於可見光到近紅外波段之間。這個波段的輻射傳遞過程受到大氣的影響很大，故接收到的信號受到大氣的嚴重干擾。因此必須由總輻射強度除掉大氣效應後，才能正確地反演出海面反照率。本文以統計迴歸法建立行星反照率與海面反照率間的線性關係。這個方法以統計迴歸的大氣訂正方程取代比較耗時的個別輻射傳遞計算。此外在氣溶膠參數反演方面，本文也以統計迴歸的方式建立氣溶膠多次散射強度與單次散射強度之間的線性關係式，進而求出氣溶膠光學厚度。

研究結果顯示，統計迴歸法建立的大氣訂正方程在海面反照率的反演效率上有很好的表現，並且也能達到與輻射傳遞模式相仿的準確度。在氣溶膠光學厚度反演的表現上，與 OCITRAN 模式的結果比較，迴歸方程無論是在均方根誤差、偏倚和相關係數上都有不錯的表現。

關鍵詞：氣溶膠、反照率、大氣遮蔽

1. 前言

本文利用中華衛星 1 號上所酬載的海洋水色照相儀 (Ocean Color Imager, 簡稱 OCI) 的資料來反演海面反照率和氣溶膠參數，分別使用可見光頻道 (中心波長 0.555 微米) 及近紅外頻道 (中心波長 0.865 微米) 的衛星資料，輻射傳遞模式則使用光譜解析度較高的 MODTRAN。

在過去許多的相關研究都指出，地(海)表反照率不論是在大氣與地表間的輻射過程或能量的收支上都扮演了相當重要的角色。地表反照率對氣候、天氣預報及全球能量收支模式都是非常重要的參數，並且將直接影響模式模擬的準確度。換句話說，地表反照率不但是大氣環流模式所需要的下邊界條件，也是氣候模式中的不確定因子之一。由輻射傳遞原理可知，在不同的頻段大氣所扮

演的遮蔽效應是不同的，例如可見光頻段受到臭氧和氣溶膠的作用，而在近紅外頻段則受到水汽和氣溶膠的影響。因此針對不同頻段進行個別的大氣效應訂正確實是有其必要性。

本研究第一部份在考慮儀器反應函數的情況下針對 OCI 第 4 頻道 (可見光頻道) 進行個別的大氣效應訂正，進而由衛星上所觀測到的行星反照率反求出海面反照率。第二部份則是在考慮多次雷氏散射的情況下建立多次氣溶膠散射強度 (包括雷米氏間的交互作用輻射強度) 和單次氣溶膠散射強度的迴歸方程 (Gordon and Castano, 1989)。本文利用 MODTRAN 建立相關的統計資料，再以最小二乘法求出個案中不同區域的迴歸係數。最後再將以此迴歸方程所求出的氣溶膠光學厚度與 OCITRAN (劉和黃, 1999) 的計算結果做分析比較。

過去 Gordon 和 Clark (1981) 以美國 Nimbus-7 號上所酬載的沿岸水色掃瞄儀 (Coastal Zone Color Scanner, 簡稱 CZCS) 的第 4 頻道 (可見光頻道, 中心波長 0.67 微米) 進行氣溶膠散射的計算, 但他們假設該波段的離水輻射為零。但事實上該波段仍然存在著少量的離水輻射, 因此將會對氣溶膠散射的計算造成誤差。基於這個理由, 本文中採用 OCI 第 6 頻道來進行氣溶膠的相關研究。此波段的離水輻射幾乎為零, 故這個頻道上觀測到的總輻射強度就是以大氣分子的雷氏散射和氣溶膠的米氏散射為主。因此只需計算出大氣分子的雷氏散射後就可以直接由衛星上所觀測到的總輻射反求出氣溶膠的散射強度, 不必再考慮離水輻射影響的問題。

2. 輻射傳遞模式

本文主要採用 MODTRAN 程式套 (Berk et al., 1989) 來進行有關於輻射傳遞的一切計算。基本上 MODTRAN 與為人所熟知的 LOWTRAN-7 的整體架構相差不大, 但在光譜解析度、分子吸收和透射率計算等方面仍有所不同。此外在外部參數輸入方面, MODTRAN 也提供了比較多的選擇。本文的第一個部份要計算出在行星反照率與地表反照率之間大氣所扮演的角色, 也就是所謂的大氣效應。大氣效應包括了吸收、放射與散射等效應。在選用的頻道中, 吸收與放射的量極微, 主要以散射為主。因此將針對 MODTRAN 中的多次散射輻射計算來做說明。

MODTRAN 在計算多次散射源函數時假設散射輻射在向上和向下兩半球分別都是各向同性的, 即是所謂的雙流近似。由於平行平面大氣下的輻射傳遞方程為聯立常微分方程, 因此只要給定邊界條件和輻射源函數, 就可以求出它的解。

在邊界條件方面本模式假設上邊界大

氣層頂的向下漫射輻射為零, 而下邊界則假設反射向上的輻射等於向下輻射乘以地面反照率, 即下邊界為 Lambert 反射面。

必須指出, 在計算多次散射源函數時, 必須先求出向上和向下的輻射通量以及後向散射函數。MODTRAN 首先用包括太陽輻射和熱輻射源的雙流近似解及累加法得到通量的垂直分布, 也就是先計算出每層大氣的局部通量, 再用累加法將各層通量合成為總通量。每層大氣用雙流近似求得向上和向下的輻射通量後, 便可同時計算出該層的反射函數和透射函數。此外採用 Delta-Eddington 近似來計算太陽輻射。對於熱輻射則是假設 Planck 函數在整層大氣中為線性變化, 進一步得到大氣層頂處和下邊界的解。

3. 大氣訂正方程的建立

在晴空無雲並假設下邊界為一次反射的條件下, 行星反照率與地(海)表反照率兩者之間具有線性的關係, 這個關係就是由所謂的大氣效應。

在過去許多大氣訂正研究都是針對全波段來進行計算 (Koepke and Kriebel, 1987), 但由大氣輻射傳遞的理論可知, 在不同的頻段大氣造成的吸收和散射效應是不同的。因此針對不同頻段所做的窄帶訂正方程確實是有其必要性。在這裡我們針對台灣周圍海域的 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 區域以 MODTRAN 計算出個別的大氣訂正方程, 再由此訂正方程求出下邊界的反照率。

在晴空無雲且下邊界為一次反射的條件下, 太陽輻射的能量收支平衡方程為:

$$I_t = R_t I_t + I_{abs} + I_s (1 - R_s) \quad (1)$$

其中 R_t 和 R_s 分別為行星反照率 R_s 和地(海)表反照率, I_t 和 I_s 分別為入射至大氣層頂處和到達地(海)表的輻射強度, I_{abs} 為

大氣吸收的輻射強度。(1)式右邊第一項為入射能量經過大氣直接反射或多次散射後返回太空的量; 第二項為入射能量被大氣吸收的量; 第三項為地表吸收的能量, 包括了對太陽直射輻射和大氣向下多次散射輻射的吸收。

由(1)式可得到

$$R_t = a + b R_s \quad (2)$$

其中 a 表示被大氣散射回外太空的相對輻射強度; b 則為晴空無雲下的大氣透射率:

$$a = (I_t - I_s - I_{abs}) / I_t, \quad b = I_s / I_t$$

(2)式就是在晴空無雲且下邊界為一次反射條件下的行星反照率與地表反照率的線性方程, 其中的 a, b 即是扮演著大氣效應的角色。

必須指出, 為了降低決定訂正方程的困難度, 除了在晴空無雲和下邊界為一次反射的假設外, 我們也不考慮比較複雜的情況, 舉例說到達地表的輻射部份沒有將地表反射後再經大氣向下散射的貢獻計入。

在一般的情況下, 必須先經由諸多的輻射傳遞計算才能解決由 R_t 反演出 R_s 的反問題, 如此的方式較為耗時繁雜, 尤其是對大量的衛星資料而言。因此在這裡利用 MODTRAN 先模擬在某些幾何條件和大氣條件下的 R_t 與 R_s 的統計資料, 再用最小二乘法求出(2)式中的係數 a, b 。在建立(2)式後, 直接由衛星上觀測到的 R_t 反求出 R_s , 以提高反演的效率。

我們選取 OCI 於 2000 年 6 月 26 日和 30 日經過臺灣附近所接收到的衛星資料來做測試。在這裡分別選取了臺灣周圍四塊鄰近海域, 每塊的範圍為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (圖 1)。隨後再將每塊海域分為 25 個小區域, 也就是每一個小區域的範圍為 $0.4^{\circ} \times 0.4^{\circ}$, 以做為該海

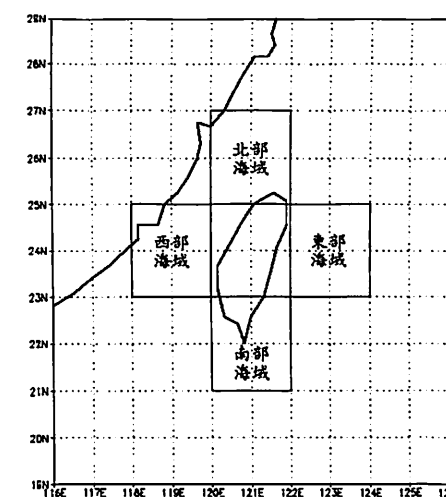


圖 1 試區的劃分。

域統計資料的基礎。接著由衛星資料分別求出每個小區域的太陽天頂角、衛星天頂角、太陽方位角、衛星方位角等幾何條件, 再以球面三角學進一步求出 Modtran 模擬個案時所須要輸入的幾何資訊。

本研究選擇 OCI 的第 4 頻道 (可見光頻道) 來進行反照率的研究。為了能夠更真切地模擬衛星上的情形, 首先分別求出頻段內單一波長的反照率, 再對每一波長依儀器反應函數進行加權平均。

在模擬實際個案前, 首先針對模式中的幾個特定方向來做初步模擬。一方面先透過模式了解線性大氣訂正方程的特性, 另一方面也對模式進行敏感度測試。模擬的結果為

1. 相對方位角與衛星天頂角固定下, 太陽天頂角與 a 值成正相關, 這表示當入射天頂角越大時, 被大氣分子和氣溶膠散射回太空的輻射強度也越多。

2. 相對方位角與太陽天頂角固定下, 衛星天頂角與 a 值成正相關, 這表示當衛星天頂角越大時, 大氣的散射也越強。這與 Koepke (1989) 模擬 AVHRR 的反照率相當符合。

3. 相對方位角與衛星天頂角固定下, 太陽天頂角與 b 值成負相關, 這表示當光路越長時, 被大氣吸收和散射的輻射強度也越

多，從而透射率也變小。

4. 相對方位角與太陽天頂角固定下，衛星天頂角與 b 值成負相關，這是因為當衛星天頂角變大時，光路也隨之增長，因而導致透射率變小。

5. 太陽天頂角與衛星天頂角固定下，相對方位角 45 度的 a 值較相對方位角 135 度的 a 值來的小， b 值則相反。

在應用衛星資料之前，必須先進行濾雲工作，以除去受雲影響的資料。在這裡我們採用 Q 方法 (陳, 1994) 將晴空的視場篩選出來，也就是用近紅外頻道的標準化反照率除以可見光頻道的標準化反照率的比值來決定。本文中採用 0.52 為閾值，以判別試區是否為晴空。也就是說當 Q 值大於 0.52 時，該試區的資料就視為受雲污染而不用。

由於我們要模擬台灣鄰近的海域，因此先以 MODTRAN 本身所提供的海洋下邊界為初始輸入值，再經由輻射傳遞計算得到行星反照率。若是模擬所得到的行星反照率與觀測值相差太多，那就表示輸入的海面反照率無法代表該區域實際的海面反照率。如此一來就必須修正下邊界再重新輸入 MODTRAN 中運算，直到模擬值與觀測值相仿為止。

至於在下邊界修正方式的部份，由前面的說明可知，在晴空無雲的條件下行星反照率與海面反照率具有線性的關係。在一般的情況下，(2) 式中的增益值 b 約比截距值 a 大一個數量級，因此採用下面的線性修正方法：

$$\frac{R_s^{(i+1)}}{R_s^{(i)}} = \frac{R_t^{(obser)}}{R_t^{(i)}} \quad (3)$$

其中 $R_s^{(i)}$ 與 $R_t^{(i)}$ 分別為第 i 次所計算出的模式值， $R_t^{(obser)}$ 為衛星上的觀測值， $R_s^{(i+1)}$ 為第 $i+1$ 次所要輸入的新修正值。由計算的結果發現，疊代的次數約在五次左右就可以將誤差降至 10% 以下。

接下來要以 MODTRAN 來模擬出每個 $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ 小區域的行星反照率與海面反照率。由 MODTRAN 的計算可以分別得到下面的四個量：(a) 入射至大氣層頂的總輻射強度。(b) 到達海面的輻射強度。(c) 海面反射輻射強度。(d) 衛星收到的總能量。由 (a) 和 (d) 可以求出行星反照率，由 (b) 和 (c) 則可以求出海面反照率。

4. 氣溶膠參數的決定

根據最近十年的研究，氣溶膠不論是在全球的能量收支或是局部的氣候變化皆有很大的影響，其影響方式相當複雜，除了直接在大氣散射輻射上造成影響外，也可以間接由雲物理的過程影響能量收支。因此氣溶膠反演的課題已成為許多相關領域的學者專家所努力研究的方向 (Durkee, 1991)。在過去許多由衛星資料求取氣溶膠散射強度的相關文獻中，為了簡化問題經常是做了單次雷氏散射的假設。但根據相關的研究，單次散射近似的假設將會導致 3%~4% 的誤差，在太陽天頂角較大的個案中其誤差還會更大，因此本文不再採用單次散射近似的假設。

本研究主要在考慮多次散射的條件下，計算局部區域 ($2^\circ \times 2^\circ$) 的氣溶膠散射強度與光學厚度。我們以 MODTRAN 分別計算出單次雷氏散射強度、多次雷氏散射強度、單次氣溶膠散射強度與多次散射總輻射強度 (包括多次雷氏散射強度、多次氣溶膠散射強度與二者間的交互作用輻射強度)，再以迴歸的方式建立多次氣溶膠散射強度 (包括雷氏散射與米氏散射之間的交互作用輻射強度) 和單次氣溶膠散射強度之間的線性迴歸方程 (Gordon and Castano, 1989)。接下來就可在考慮多次雷氏散射的情況下，應用此迴歸方程於 OCI 第 6 頻道的衛星資料，求出氣溶膠的散射強度和光學厚度。最後再將迴歸方程所反演出來的結果與 OCITRAN 的計算

結果做互相比較。

OCITRAN 求氣溶膠光學厚度和氣溶膠單次散射反照率的方法見劉和黃 1999，本文則以 Gordon 和 Castano (1989) 的方法為依據，由衛星上觀測到的總輻射強度和 MODTRAN 所計算出的多次雷氏散射強度再透過迴歸方程求出氣溶膠散射強度，並進一步地求出氣溶膠光學厚度。

OCI 第 6 頻道的海洋表面離水輻射近乎為零，而且吸收與放射輻射在數量級上也遠小於散射輻射。因此在假設氣溶膠散射與空氣分子之雷氏散射是可以分離的條件下，太陽輻射能量收支平衡方程可以寫為

$$I_t = I_{rm} + I_{am} + C^{R,P} \quad (4)$$

若忽略雷氏散射與米氏散射的交互作用項，並且在單次散射近似的假設下，(4) 式可以簡化為

$$I_t = I_{rs} + I_{as} \quad (5)$$

(4) 和 (5) 式中 I_t 為衛星上觀測到的總輻射， I_{rm} 和 I_{am} 分別為多次雷氏和氣溶膠散射輻射， I_{rs} 和 I_{as} 分別為單次雷氏和氣溶膠散射輻射， $C^{R,P}$ 為雷氏散射與氣溶膠散射的交互作用項。

根據 Gordon 和 Castano (1989) 的研究， $I_t - I_{rm}$ 和 I_{as} 具有近乎線性的關係。隨後我們便依此理論，在考慮多次雷氏散射的情況下分別計算出各海域的 $I_t - I_{rm}$ 與 I_{as} ，並在確定其線性關係後建立 $I_t - I_{rm}$ (即 $I_{am} + C^{R,P}$) 與 I_{as} 的迴歸方程。

必須指出，我們並沒有辦法由 (4) 式求出 I_{am} ，因為 $C^{R,P}$ 這項不可能求得。即使可求出 I_{am} ，但它與氣溶膠光程、散射相位函數等之間的關係也不像 I_{as} 這般地容易建立。因此 Gordon 和 Castano (1989) 認為，在氣溶膠的分析上多次散射的考慮只需要針對大氣分子所造成的雷氏散射即可。也就是

說只需在考慮多次雷氏散射的條件下建立 $I_t - I_{rm}$ 與 I_{as} 的迴歸模式，再求出氣溶膠參數。這樣的做法確實大大地簡化了衛星資料在氣溶膠分析上的應用。因為只要能夠事先建立某個區域的 $I_t - I_{rm}$ 與 I_{as} 的迴歸方程，並計算出該區域的 I_{rm} 後，就可以由衛星上所收到的總輻射立刻反求出 I_{as} 。我們先分別求出頻段內單一波長的輻射值，再對每一波長依儀器反應函數進行加權計算。

至於試區則完全和第一部份相同，這樣做的目的是希望能夠針對同一區域所計算出的大氣訂正方程與氣溶膠參數做相互對照的探討。我們將可以由個案分析中看出兩者在定性與定量上都有很好的配合，特別是在大氣透射率和氣溶膠光學厚度有極值的區域。在利用迴歸方程由衛星上的輻射觀測計算出氣溶膠的散射強度後，我們使用海洋型的散射相位函數來進一步地求出兩個個案的氣溶膠光學厚度。

計算出多次雷氏散射強度後，接著便可以由衛星上所觀測到的總輻射透過迴歸方程求得 I_{as} 。我們再依下列的關係式 (Gordon and Castano 1989) 進一步地求出氣溶膠光學厚度：

$$\tau_a = \frac{4\pi \cos \theta}{\omega_a F'_0 p(\theta, \theta_0)} I_{as} \quad (6)$$

其中 ω_a 為單次氣溶膠反照率， F'_0 為經大氣層削弱後的太陽輻射通量，計算式如下：

$$F'_0 = F_0 \exp \left[-\tau_{oz} \left(\frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta_0} \right) \right] \quad (7)$$

F_0 為入射至大氣層頂處的太陽輻射通量， θ 與 θ_0 分別為衛星天頂角和太陽天頂角， τ_{oz} 為臭氧光學厚度，計算方法可參考 Gregg and Carder 1990。(6) 式中 $p(\theta, \theta_0)$ 為入射光被散射到接收器的機率，計算式如下：

$$p(\theta, \theta_0) = P(\theta^-) + [\rho(\theta) + \rho(\theta_0)] P(\theta^+) \quad (8)$$

表 1 個案一各試區迴歸方程 $R_i = a + bR_s$ 的係數。

個案	區域	係數 a	係數 b
個案 1	東部海域	0.08273	0.57825
	西部海域	0.07266	0.65371
	南部海域	0.08376	0.61696
	北部海域	0.07771	0.62834
個案 2	東部海域		0.75024
	西部海域	0.05579	0.76969
	南部海域	0.05213	0.75938

其中 $\rho(\theta)$ 為平坦海面的 Fresnel 反照率。 $P(\theta)$ 為氣溶膠的散射相位函數，在這裡採用所謂的雙模相函數 (two-term Henyey-Greenstein) 來計算，以彌補單一相函數在後向散射部份的不足 (見鍾與曾 2004)。參數 α 、 g_1 和 g_2 採用 Quenzel 和 Kastner (1980) 所提供的海洋型參數值，也就是 $\alpha = 0.983$ ； $g_1 = 0.82$ ； $g_2 = -0.55$ 。

5. 個案分析

本文選取的個案是 2000 年 6 月 26 日與 30 日中華衛星 1 號經過台灣附近時 OCI 所拍攝的資料。在使用這些衛星資料之前，首先針對所有的試區域進行幾何參數的計算和濾雲的工作。在幾何參數的計算上，我們將各個試區中每塊小區域的平均太陽方位角、衛星方位角、太陽天頂角與衛星天頂角分別求出。濾雲的部份則是採用 Q 方法來濾除受雲污染的資料。下面將分別對反照率和氣溶膠的部份說明個案研究的結果。在反照率的部份，先以 MODTRAN 的海洋型下邊界計算出所需的行星反照率和海面反照率的初始值，希望能夠降低隨後的疊代次數。實驗的結果表明，使用 MODTRAN 提供的海洋型下邊界做為疊代的初始值時，疊代的次數在 5 次左右就可以將模擬值與觀測值之間的誤差降低到 10% 以下。平均疊代次數在 9 次以內就可以將誤差降到 5% 以下。在目前沒有一個具代表性的下邊界雙向反射函數可以供

使用的情況下，這樣的做法確實是比較可行的辦法。實驗的結果表明，經過疊代訂正後的模擬值與觀測值不論在均方根誤差、偏倚或相關係數上都有很好的表現。而訂正後的行星反照率和海面反照率也確實是存在著近乎線性的關係，這顯示理論模式與模擬計算的結果相當的一致 (林 2001)。

我們先將個案一與個案二各個海域的大氣訂正方程求出來。表 1 為個案一與個案二各海域的大氣訂正方程的係數 a 與 b ，表 2 則為由訂正方程反演出來的平均海面反照率。由結果可看出，個案一各海域的係數 a 均比個案二來得大，這和個案一的太陽天頂角比個案二的太陽天頂角大了近 30 度有很大的關係。也就是說個案一較大的太陽天頂角使得它輻射的光路比個案二來的長，因此被大氣分子或氣溶膠散射的輻射強度也較多。這點也可以從係數 b 的部份配合著來看，輻射在較長的光程中被大氣吸收和散射的部份相對的也越多，因而導致透射率變小。因此個案一中各海域的係數 b 的也比個案二來的小。除了從太陽天頂角的角度來看外，也可從氣溶膠的光學厚度來分析。從表 1 可看出，個案一中東部海域的係數 b 均比其它三個海域的值低。由於同個個案中的幾何條件差異不會太大，因此如果忽略幾何條件所造成的光路差異因素，那麼會導致透射率變小的原因就在於大氣分子或氣溶膠的散射效應。大氣分子散射的時空變化性很小，因此可以推斷造成東部海域透射率較低的原因就是氣溶膠濃度應該比其它三個海域大。這點可以從本文的氣溶膠研究中得到驗證。

表 2 訂正方程反演出的平均海面反照率。

區域	個案一	個案二
東部海域	0.03639	0.064206
西部海域	0.06553	0.008890
南部海域	0.06996	0.037998
北部海域	0.10536	—

不論是從我們建立的氣溶膠迴歸方程所求出來的結果或是從 OCITRAN 的結果來看，該海域的氣溶膠光學厚度確實是比其它三個海域的值高 (表 5)。

上面的討論也可以從天氣型態的分析來看，基本上個案一與個案二都是受到太平洋副熱帶高壓迴流所引入的偏南氣流影響下的天氣型態。但若仔細的分析可知，個案一中台灣東側外海 (約東經 140 度) 存在著一個近似停留的高壓中心，相較於個案二該高壓中心引入了較強的南來氣流，這點從天氣圖上台灣東部海域的風速資料可以明顯的看出。因此在不考慮其它因素的情況下，我們可以推斷，由於個案一東部海域的海面風速要比個案二大，導致海面碎浪的風揚過程較強，因而產生了較多海鹽型氣溶膠 (Kreidenweis, *et al.*, 1991)。也因此使得該區域的大氣透射率變低 (b 變小)，氣溶膠光學厚度增加 (τ_a 變大) (林 2001)。這也再次地說明了本文的反照率研究部份和氣溶膠的研究部份在定性上都與實際的天氣型態有著很好的配合。

接著我們來看由衛星上觀測到的行星反照率透過大氣訂正方程所反演出來的海面反照率。在個案一中的 75 個反演值中，扣除受雲影響及不能使用的資料外，東部海域有 1 個海面反照率的反演值大於觀測的行星反照率值；西部海域也有 1 個；南部海域和北部海域則各有 2 個。至於在個案二中則沒有海面反照率值大於行星反照率值的現象。因此在大部份的區域中，行星反照率皆大於海面反照率。我們可以從大氣能量收支的觀點來討論這樣的問題。假使在沒有大氣和雲的情況下，海面 (或地表) 反照率就可以完全代表太陽光能量的收支情形。但在大氣的存在下，大氣將會透過吸收、散射等大氣效應影響地球與大氣系統的能量收支平衡。我們定義當行星反照率小於地表反照率時，大氣

表 3 輻射傳遞模式與迴歸方程所計算出的行星反照率及其誤差 (模擬個案一的東部海域)，只把誤差最大的 10 區域列出。

區域	海表反照率	輻射傳遞模式	大氣迴歸方程	誤差
1	0.040704	0.102221	0.106267	-0.0040
2	0.035185	0.099638	0.103076	-0.0034
6	0.032506	0.097796	0.101527	-0.0037
7	0.027924	0.095948	0.098877	-0.0029
11	0.026574	0.095101	0.098096	-0.0029
19	0.034572	0.105319	0.102721	0.0025
20	0.036550	0.108071	0.103865	0.0042
23	0.021230	0.097909	0.095006	0.0029
24	0.029646	0.104609	0.099873	0.0047
25	0.025409	0.103947	0.097423	0.0065

對地球大氣系統的能量收支平衡扮演著負貢獻的作用，反之則為正貢獻。因為當地表反照率越大時，大氣對入射輻射的散射部份越不足以補償地表反射輻射被大氣削弱的部份，所以此時的大氣就是扮演著負貢獻的角色。反之當地表反照率越小時，大氣對入射輻射的散射部份越大於地表反射輻射被大氣削弱的部份，因而稱大氣為扮演正貢獻的角色。由我們研究的個案顯示，大氣幾乎是扮演著正貢獻的角色，這與劉 1993 的研究結果相當一致。

在反演效率的部份由表 3 看出，經過仔細設計的大氣訂正方程求出來的行星反照率與由輻射傳遞模式計算出來的行星反照率兩者間的誤差很小，但是大氣訂正方程在效率上卻遠優於輻射傳遞模式。因此以此方法建立的大氣訂正方程確實是有其優越性，這也是本文的初衷所在。更進一步地說，我們可以將不同幾何條件和大氣條件的情形分類，並分別計算出個別的大氣訂正方程。屆時只要在應用於實際個案之前依情況選擇出最適合的訂正方程使用即可。當然若是我們的訂正方程分類越仔細，迴歸出來的值也將越準確。

在氣溶膠光學厚度反演的方面，首先以 MODTRAN 分別計算出衛星上收到的總輻射 I_t 、多次雷氏散射輻射 $I_{m,m}$ 、單次雷氏散

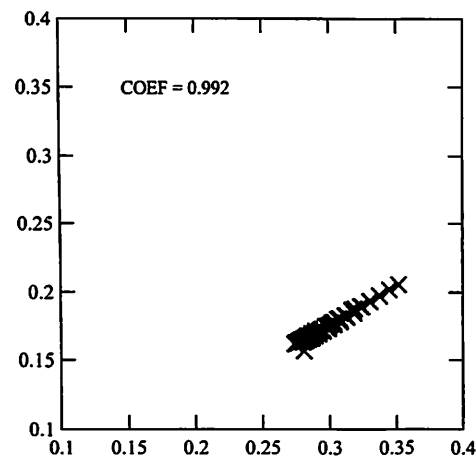


圖2 Modtran 模擬個案一海域的多次散射總輻射與多次雷氏散射輻射的差 $I_t - I_r$ 和單次氣溶膠散射輻射 I_{as} 的關係。輻射強度的單位為 $mW\ cm^{-2}\ \mu m^{-1}\ sr^{-1}$ 。

射輻射 I_{rs} 和單次氣溶膠散射輻射 I_{as} 。接著再檢視 $I_t - I_{rm}$ 和 I_{as} 是否具有線性的關係，結果如圖2所示。由圖中可看出，兩者確實有近乎線性的關係，除了在個案二的南部海域的相關係數較低外（相關係數為0.829），其它海域的相關係數都高達0.97至0.99。這表示模擬的結果與理論之間有很好的配合。至於為什麼個案二的南部海域的相關係數會比其它海域的值來的低？這點我們可以從該海域的幾何條件來看。在 Gordon 和 Castano (1987) 的研究中表示，在同一條掃瞄線上的 $I_t - I_{rm}$ 和 I_{as} 具有線性的關係。在一定範圍下的同一條掃瞄線上的幾何條件不會相差太大，也就是說在太陽方位角、衛星方位角、太陽天頂角和衛星天頂角

表4 個案一之迴歸方程 $I_t - I_{rm} = aI_{as} + b$ 中的各項相關數據。上標 EQ 和 OCI 分別表示迴歸方程和 OCITRAN 所計算出來的結果。

	東部	西部	南部	北部
a	1.75849	1.5407	1.72278	1.45781
b	-0.0061	0.02558	-0.00241	0.04309
τ_a^{EQ}	0.2072	0.1494	0.1404	0.1716
τ_a^{OCI}	0.2341	0.2089	0.1560	0.2082

表5 同表4，但為個案二。

	東部	西部	南部
a	2.34035	2.11443	1.81477
b	-0.15834	-0.11704	-0.06368
τ_a^{EQ}	0.13691	0.14447	0.21621
τ_a^{OCI}	0.17078	0.22933	0.19752

的參數上都相當的接近。在我們的試區中大部份也都是這樣的情況，但在個案二的南部海域海域就比較不一樣。在該海域的25個試區中，衛星方位角和天頂角的變化均較其它海域來得大，因而導致相關性降低。隨後也可由氣溶膠光學厚度迴歸的結果看出，該海域在相關係數上的表現也是最差的。必須要再次強調的是，在這裡我們是以 OCITRAN 模式的值做為我們的比較值。

表4和表5分別列出了個案一與個案二迴歸方程的係數 a 與 b 。由表中可以看出，除了在同個案中的不同海域有相異的係數外，不同個案的係數也有很大的差異。個案一的係數 a 均較個案二小，係數 b 則恰好相反。雖然在這裡的係數 a, b 並不像在反照率訂正方程中的係數有著特定的物理意義，但可從研究的過程中發現，迴歸方程的係數 a, b 和個案的幾何條件有很大的關係。接下來我們來看氣溶膠光學厚度的反演結果。由圖

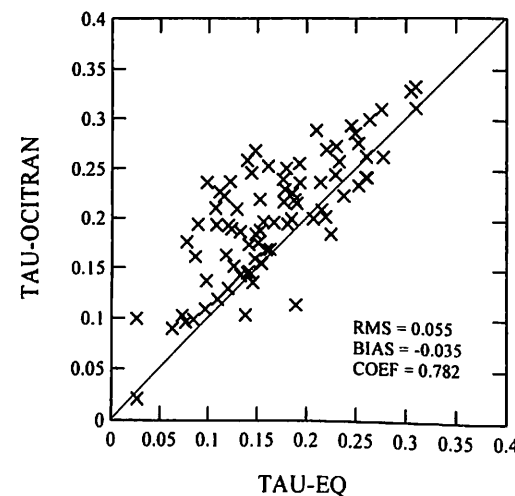


圖3 個案一的氣溶膠光學厚度。橫座標為迴歸方程的計算值，縱座標為 OCITRAN 的值。

3 可以看出，基本上使用迴歸方程所計算出來的氣溶膠光學厚度無論是在均方根誤差、偏倚量或相關係數上都與 OCITRAN 的結果相當一致。相較於個別的輻射傳遞模式計算，我們使用統計的迴歸方程雖然無法在準確度上與之並駕其驅，但卻也能在一定的誤差內以較高的效率進行氣溶膠參數的反演。這證明了使用迴歸方程反求氣溶膠光學厚度的可行性。

總的來看，使用我們製作的迴歸方程所反演出來的氣溶膠光學厚度在平均上都略低於 OCITRAN 的結果（表6），但由於兩者都沒有實際的觀測資料可供比對，因此在定量上較難針對兩者間的差值做進一步的討論。在這方面的問題仍然有待未來再做更仔細的研究與探討。

另外我們說明在多次雷氏散射強度與單次雷氏散射強度之間的誤差問題。個案一的平均誤差約在1.7%，個案二則是在1.3%左右，即在單次雷氏散射近似的假設下個案一的誤差比個案二大。這與個案一的太陽平均天頂角比個案二的太陽平均天頂角大了近30度有很一致的關係。相關的研究確實也指出，單次散射近似的誤差會隨著太陽天頂角的增加而增大。

6. 結論

一般而言，大氣分子的雷氏散射（零級效應）都可以理論方法估算得不錯，但在零級到一級效應間的氣溶膠散射就比較麻煩，因為氣溶膠的時空變化量較大，若以經驗值推估則容易導致較大的誤差。本文中以統計的方式建立行星反照率的大氣訂正方程和氣溶膠散射輻射的迴歸方程。這兩部份的大氣效應主要是以零級效應的雷氏散射為主，一級效應的氣溶膠散射為次，因此以 MODTRAN 進行這部份的多次散射計算以統計方式建立反照率迴歸方程在準確度上是

表6 個案一中迴歸方程與 OCITRAN 氣溶膠光學厚度的比較。（ τ_a 皆為各海域中的25個分區域的平均值）

	東部	西部	南部	北部
τ_a^{EQ}	0.2072	0.1494	0.1404	0.1716
τ_a^{OCI}	0.2341	0.2089	0.1560	0.2082
偏倚	-0.0269	-0.0595	-0.0156	-0.0366
均方根差	0.045	0.0727	0.0363	0.0547
相關係數	0.7656	0.805	0.8025	0.7791

已經足夠的。尤其是在對大範圍且無特殊因子（如沙塵暴）影響的一般資料而言，氣溶膠的統計性質必定是落在零級效應與一級效應之間。因此只要是針對無特殊因子影響、大範圍、多資料的情況而言，我們所建立的反照率大氣訂正方程或是氣溶膠迴歸方程相信統計上應該都有不錯的表現。當然若是要針對小範圍的區域那麼還是必須以各別的輻射傳遞計算或是在統計模式中將氣溶膠模式做更仔細的分類才能得到更高的準確度。

本文利用迴歸法由 OCI 資料決定海面反照率和氣溶膠光學厚度。研究的結果顯示，統計迴歸的大氣訂正方程確實是在海面反照率的反演效率上有很好的表現，並且也能達到與輻射傳遞模式相仿的準確度。在氣溶膠光學厚度方面，迴歸方程所計算出來的結果與 OCITRAN 模式的結果經比較後顯示，不論是在均方誤差、偏倚、和相關係數上均有不錯的表現，並且與反照率研究有著很好的配合。說明了迴歸方程也能在相當的準確度下以較個別輻射傳遞模式計算為高的效率進行氣溶膠參數的反演。這證明了使用迴歸方程求取氣溶膠光學厚度的可行性。

至於在單次雷氏散射近似與多次雷氏散射間的誤差表現上，本研究的結果也指出單次散射近似所造成的誤差將會隨著太陽天頂角的增加而增大，這也與其它相關研究的結果相符合。

本研究以 MODTRAN 為輻射傳遞模式，並利用統計的方式建立了海面反照率與氣溶膠參數的迴歸方程。除了希望提高反演的效率外，也希望能夠對這類反問題的解決方法提供相關的研究與參考。未來仍應針對大氣的二級效應及天氣型態上做更仔細的計算與分類，並在濾雲的部份採取數種方法的併用，以提高反演的準確度，此外有必要進一步考慮下邊界的多次反射情形，並與一次反射的結果進行分析比較。

參考文獻

- 劉振榮、黃世任，1999：中華衛星 1 號海洋水色照相儀之大氣校正模式。中華衛星 1 號科學成果研討會論文集，43-53 頁。
- 陳萬金，1994：AVHRR 資料在 TOVS 反演大氣垂直溫濕剖面之應用。國立中央大學大氣物理所博士論文，147 頁。
- 劉崇治，1993：氣象衛星可見光資料的大氣訂正。國立臺灣大學大氣科學所碩士論文，84 頁。
- 林炯明，2001：OCI 資料大氣效應訂正及氣溶膠參數的決定。國立臺灣大學大氣科學所碩士論文，60-69 頁。
- 鍾明珠、曾忠一，2004：利用 AVHRR 和 OCI 資料求取大氣鐘的氣溶膠參數。氣象預報與分析，第 179 期，11-20。
- Berk, A. *et al.*, 1989: Modtran: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN7, GL-TR-89-0122.
- Durkee, P. A., 1991: Global analysis of aerosol particle characteristics. *Atmos. Environ.*, **25A**, 2457-2471.
- Gordon, H. R., and D. K. Clark, 1981: Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Appl. Opt.*, **20**, 4175-4180.
- Gordon, H. R., and D. J., Castano 1987: The coastal zone color scanner atmospheric correction algorithm: multiple scattering effects. *Appl. Opt.*, **26**, 2111-2122.
- Gordon, H. R., and D. J. Castano, 1989: Aerosol analysis with the Coastal Color Scanner: a simple method for including multiple scattering effects. *Appl. Opt.*, **28**, 1320-1326.
- Gordon, H. R., and M. Wang, 1992: Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. II. Error in the retrieved water-leaving radiance. *Appl. Opt.*, **31**, 4261-4267.
- Gregg, W. W., and K. L. Carder, 1990: A simple spectral irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Lim. Oceanogr.*, **35**, 1657-1675.
- Koepke, P., and K. T. Kriebel, 1987: Improvement in the shortwave cloud-free radiation budget accuracy. Part II: Experimental study including mixed surface albedos. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 374-395.
- Koepke, P., 1989: Removal of atmospheric effects from AVHRR albedo. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1341-1348.
- Kreidenweis, S., J. *et al.*, 1991: The effects of dimethylsulfide upon marine aerosol concentrations. *Atmos. Environ.* **25A**, 2501-2511.
- Quenzel, H., and M. Kastner, 1980: Optical Properties of the Atmosphere: Calculated Variability and Application to Satellite Remote Sensing of Phytoplankton. *Appl. Opt.*, **19**, 1338-1356