

衛星籌載光達和地面光達之氣膠與雲量測比較

江智偉^{1,2} 達斯² 倪簡白²

¹中央研究院環境變遷研究中心

²國立中央大學物理系

(中華民國九十七年十二月十一日收稿；中華民國九十八年三月十二日定稿)

摘 要

本文主要目的是比較中央大學地面光達(NCU-Lidar)和衛星籌載光達(CALIPSO) 2006-2008 年對氣膠(Aerosol)與雲的垂直分佈之同步觀測結果，用以瞭解地面光達與衛星籌載光達量測之差異性，作為日後分析衛星籌載光達資料之依據。並利用地面太陽光度計(sun-photometer)和衛星籌載光達資料推導出氣膠之消光背向散射比(extinction-to-backscatter ratio/Lidar ratio)值，此值的取得將有助於降低光達資料用於反演氣膠光學厚度(aerosol optical depth)值時的不確定性。並將此氣膠消光背向散射比和光學厚度結果與中大光達長期(2002-2005)對氣膠之觀測結果比較。

關鍵詞：衛星籌載光達、氣膠、消光背向散射比

一、簡 介

氣膠和雲藉由吸收和散射，在大氣輻射平衡中扮演相當重要的角色，並對全球氣候造成相當之影響(Liou, 1986; Iwasaka et al., 1988; Twomey, 1991; Haywood et al., 1995; McFarquhar et al., 2000)，所以更精確瞭解氣膠和雲的光學特性對於天氣評估和氣候變化是不可或缺。大氣中氣膠、雲等光學性質的空間垂直高度分佈之相關資料，主要依賴地面監測氣球或衛星等進行量測。由於這些儀器主要受限於時間或是空間之解析度而無法發揮最佳效能，然而光達(Lidar)設備是以雷射作為遙測工具，具有較高的時間和空間的解析度，所以廣泛應用於各種領域，尤其是環境監測上。

地面光達最早是由 1962 年 McClung and Hellwarth 等人開始，之後光達技術不斷推陳出新，光達系統也從定點式改良到移動式(如汽車、飛機搭載)增加其監測範圍。至 1977 年美國太空總署(NASA- National Aeronautics and Space Administration)開始規劃太空衛星籌載光達之可行性，並於 1994 年成功發射第一具衛星搭載光達系統(LITE-Lidar In-space Technology Experiment)對雲與氣膠進行全球性監測(Winker et al., 1996)，後來於 2003 年發射 ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite)衛星籌載光達。最近 2006 年 4 月 28 日，美國與法國合作，發射 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations)衛星(Winker et al., 2007)。CALIPSO 為“A-Train (Aura, Parosol, CALIPSO, CloudSat, Aqua, and OCO)”人造衛星群之一，其獨特的能力為觀測氣膠與雲的垂直剖面結構和覆蓋其它衛星無法觀測之範圍。此等結合人造衛星和光達的全

球遙測技術，引起各界對於衛星籌載光達系統的興趣，紛紛投入相關的資料分析與研究，期許藉由地面光達資料與衛星籌載光達資料比對，進而改善修正衛星籌載光達資料演算時所需的參數校正依據，讓衛星籌載光達在收集全球氣膠與雲的光學性質資料時能依地域差異性而有更準確之量測。然而所需校正的主要參數為消光背向散射比值，此一參數是光達資料分析時的關鍵參數，這個參數與所使用的雷射波長、氣膠粒子的大小分佈、組成和折射率等有關(Ansmann et al., 1992; Ackermann et al., 1998; Barnaba et al., 2004)。如何更精確地求得此參數，將有助於提升光達對氣膠和雲光學特性之量測。

這篇文章主要的目的是利用 CALIPSO 衛星籌載光達的觀測資料，確認 CALIPSO 衛星籌載光達的靈敏度和它與地面光達所量測到的雲與氣膠光學性質之差異性，並驗證消光背向散射比值，作為日後我們利用其相關資料之校正依據。

二、系統說明

(一) CALIPSO 衛星籌載光達系統

CALIPSO 人造衛星飛行高度為 705 公里，傾角為 98° ，繞地球一圈週期約 98.9 分鐘，每天繞行約 14 圈，每 16 天經過同一地區。CALIPSO 衛星籌載光達的首要目標為，提供大氣中雲和氣膠的觀測資料以協助我們更瞭解雲和氣膠對氣候所造成的影響。CALIPSO 人造衛星的載重模組(payload)中關於光達系統部分如圖 1(a)所示，儀器架設於“T”型的工作平台上，光達的接收系統(望遠鏡)架設於工作平台的一端，而光學鏡組和接收分析儀器則裝置於另一端。發射系統(雷射)則架設於“T”型的工作平台上端。概略的系統

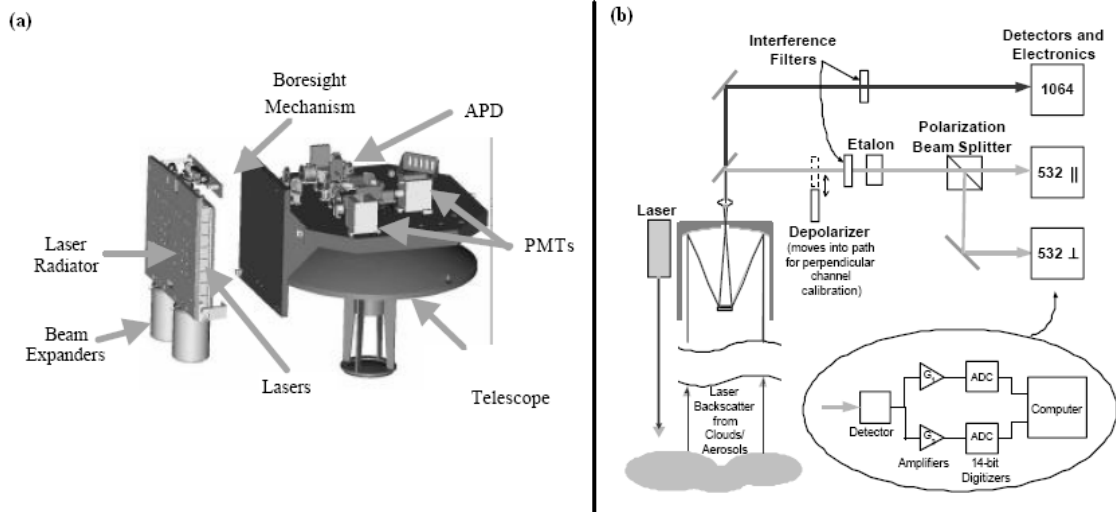


圖 1 CALIPSO 衛星籌載光達之接收與發射系統(a)和示意圖(b) (資料來源: Winker et al., 2004)。

配置與操作如圖 1(b)所示。CALIPSO 衛星籌載光達發射 1064 nm 和 532 nm 波長的雷射光，當與大氣中氣膠或雲滴粒子作用後所產生的背向散射訊號，由直徑 100 公分的望遠鏡接收，經由光電倍增管 (PMT) 及雪崩式光二極體 (Avalanche photodiode) 分別接收 532 nm 和 1064nm 波長之訊號。衛星籌載光達與地面光達最大的差異在於衛星籌載光達可做全球性之觀測。操作原理與系統基本上地面光達系統並無太大差異。更多有關 CALIPSO 衛星籌載光達系統之詳細規格和資訊可參考

http://www_calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/SP IE_5575_3.pdf。

(二) 中央大學地面光達系統

中央大學光達系統自 1993 年架設以來長期針對大氣中的氣膠、雲、水汽和溫度等進行例行監測(Nee et al., 1998; 2002; 2007, Chen et al., 2002; 2004, Chiang et al., 2004; 2007; 2008a; 2008b)。我

們也持續擴充光達系統之功能，如多波長光達、偏振(Depolar)光達和拉曼(Raman)光達等，但是目前光達設備主要的操作還是以定點式夜間垂直觀測系統為主。

中大光達經緯度為(24.58°N, 121.10°E, 167 m, Mean Sea Level)，其實驗配置可參考 Chiang et al. (2008b)，發射系統為由 Nd:YAG 雷射產生波長為 355/532/1064 nm 的雷射光，藉由可調整角度的反射鏡反射至天空。當雷射光與大氣分子作用後，其背向散射訊號由直徑 20 公分的望遠鏡接收，並反射通過一個窄頻濾鏡以濾去大部份背景光。並由光電倍增管(PMT)接收。光電倍增管所產生的光電子脈衝數目基本上正比於光電管所接收到的光子數。訊號放大後各由一部鑑別器 (Discriminator)過濾雜訊，鑑別器主要是將光電倍增管產生的光電子訊號轉成電壓脈衝訊號以利訊號的遠距傳輸與計數。最後訊號經同軸電纜各自傳送到多頻道分析儀(MCS)。多頻道分析儀將光

電子脈衝訊號累加之後按照接收的時間置放在對應的時間頻道中，如此就可以得到在不同時間返回望遠鏡的散射光強度。由於光子是以光速折返，因此在不同的時間所得到的訊號就是在不同高度的散射光強度。光電子脈衝訊號在累積至一定的時間之後傳送至個人電腦(PC)予以儲存及運算。

(三) 誤差分析

光達資料誤差來源主要有 1.背向散射的量測誤差如 Lidar ratio 和參考高度等所導致。2.雜訊影響。3.溫度變化所造成 Rayleigh 散射計算時之誤差。4.Cabannes 背向散射截面所產生的誤差。5.多重散射之影響。對於目前光達的量測技術主要的誤差來源還是來自於 Lidar ratio 的影響。對於 CALIPSO 衛星籌載光達的詳細誤差分析可參考 Liu et al. (2006)，而中大光達的詳細誤差分析可參考 Nee. et al. (1996)和 Chiang e al. (2007)。

三、比較方法

由於光達對於所量測到的訊號大小基本上正比於雷射光與大氣中空氣分子和粒子作用的背向散射訊號之總和，此外雷射光強度在往返之間會被大氣吸收與散射，而隨距離減弱，因此光達系統所接收到的光散射訊號可用以下的“光達方程式”(Lidar equation)來描述：

$$P_R(z) = P_L * \frac{A_T}{z^2} * \beta_{atm}(z) * T_{atm}^2(z) \quad (1)$$

其中 P_L 和 P_R 分別代表發射與接收到的雷射光強度， A_T 為系統校正係數，包含望遠鏡與偵測器等光學、電子以及其他幾何上的因素，如果系統固定，我們可以將之視為常數， z 為高度，

$\beta_{atm}(z)$ 與 $T_{atm}(z)$ 分別為大氣總背向散射係數和大氣穿透係數，包括大氣分子與粒子的貢獻。

總背向散射係數:

$$\beta_{atm}(z) = \beta_m(z) + \beta_a(z) \quad (2)$$

總穿透係數:

$$T_{atm}(z) = \exp\left[-\int_0^z (\alpha_m(z) + \alpha_a(z)) dz\right] \quad (3)$$

其中下標 m 和 a 分別為大氣分子與粒子的貢獻， α 為消光係數。

對於 CALIPSO 人造衛星 level 1 資料所提供背向衰減散射係數 (attenuated backscatter coefficient)之定義為:

$$\beta^C(z) = \beta_{atm}(z) * T_{atm}^2(z) \quad (4)$$

其中 $\beta_{atm}(z)$ 與 $T_{atm}(z)$ 定義同前述。

由於衛星籌載光達是由上向下觀測，而地面光達為由下向上觀測。對於 CALIPSO 衛星籌載光達所量測的穿透係數從地面起隨高度增加而增加，但地面光達則相反。因此並不能直接將兩個光達所得到的結果做比較。

為了比較兩個光達資料，我們將地面光達資料轉換為背向衰減散射係數。首先總背向散射係數 $\beta_{atm}(z)$ 依照 Fernald (1984)之方法求得，其中邊界參數之選取和氣膠或雲的消光背向散射比值依照(Chen et al., 2002, Chiang et al., 2007: 2008a)之方法推導出。因為 CALIPSO 衛星籌載光達是由上向下觀測，而地面光達為由下向上觀測，因此唯一需修正的就是大氣穿透係數 $T_{atm}(z)$ ，可

改寫如下式：

$$T_{atm}(z) = \exp\left[-\int_z^{z_1} (\alpha_m(z') + \alpha_a(z')) dz'\right] \quad (5)$$

其中 z_1 為地面光達所能偵測之最高高度。由於目前中大光達著力於對流層內氣膠與卷雲光學性質之研究，因此光達目前設定所能偵測之最高高度約 20 公里，需視天氣狀況而定。其中大氣分子的消光係數 α_m 為理論計算而來，而大氣分子濃度資料來源為 Global Modeling and Assimilations office (GMAO)。如此地面光達所求得的背向衰減散射係數如下

$$\beta^G(z) = \beta_{atm}(z) * \exp\left[-2 \int_z^{z_1} (\alpha_m(z') + \alpha_a(z')) dz'\right] \quad (6)$$

四、資料與分析結果

(一) 資料說明

此篇文章主要著重於比較中大光達與時間地點接近的 CALIPSO 衛星籌載光達觀測資料，因此我們選用中大光達例行操作波長(532 nm)與 CALIPSO 衛星籌載光達之 532 nm 波長之觀測結果比較。所使用的 CALIPSO 衛星籌載光達觀測資料格式為 Level 1B data，資料的來源為 <http://www-calipso.larc.nasa.gov/>。雖然根據 Level 1B data 推導而來 Level 2 格式，也能用來分析雲和氣膠垂直分佈特性，但 Level 2 資料為暫定 (provisional)或是測試版(beta)資料，意味這些資料 (Level 2)需更進一步校正與確認。例如光學厚度的推算是使用其資料處理標準流程下的 Lidar ratio 值 (Omar et al., 2006)，如此並無法呈現不同觀測地的氣膠或雲之特性，這也是為什麼

CALIPSO 衛星籌載光達觀測資料需不同觀測地的地面光達資料來輔助校正。

從 2006 年 4 月至 2008 年 12 月共有 76 筆夜間衛星籌載光達觀測資料符合選取網格為 $0.8^\circ \times 0.8^\circ$ 約 (80 km x 80 km) 的條件，此網格解析度為比較 CALIPSO 衛星籌載光達與地面光達資料的合理範圍 (Molero and Pujadas, 2008)。由於地面光達需在天氣狀況允許的條件下，才能進行觀測，因此要有很多與衛星籌載光達同步的觀測資料，有其困難度。大部分的資料受限於地面光達訊號受低層雲層所影響，而造成訊號飽和失真，但對於衛星籌載光達，此部分 (訊號飽和) 影響較小，因為其觀測為由上而下，因此從 2006 年至 2008 年間共有 13 筆可用的同時分析個案，其中 3 例為無雲 (背景氣膠) 之個案，比對資料如表一 所列。

而 CALIPSO 衛星籌載光達白天經過觀測地上空 (80 公里 * 80 公里範圍內)，有 39 個個案，與 AERONET (Aerosol Robotic Network) 同時觀測 (當地時間下午 1:30 左右) 的資料有 16 筆，日期和同時觀測的光學厚度如表二所示。其中 AERONET 資料來源為 <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>，格式為 Level 2.0，測站主要以 NCU_Taiwan 為主，EAP-NCU 為輔。

對於光達的觀測需先分辨氣膠與卷雲，可藉由散射光與入射光偏振方向垂直、平行的分量之比，或稱之為消偏振比 (Depolarization ratio) 來鑑別氣膠與卷雲。因為單一分子散射的消偏振比值與分子偏振能力的非等向性 (anisotropy) 有關；若分子為等向性 (isotropic) (如水氣、氣膠) 則消偏振比值 ~ 0，若分子為非等向性 (如冰晶)，則隨著各種晶形的不同，其消偏振的情形就更為複雜

表一 CALIPSO 衛星籌載光達和中大光達同時觀測之日期與時間

Date	Start Time (UTC) (hh:mm:ss)	Date	Start Time (UTC) (hh:mm:ss)
2006/09/28*	17:41:29	2008/07/15	17:49:09
2006/11/08	17:30:26	2008/08/09	17:41:46
2007/10/01	17:40:43	2008/08/16	17:47:28
2007/11/11	17:30:02	2008/08/25	17:40:35
2008/01/05*	17:34:37	2008/09/17*	17:44:36
2008/04/26	17:46:19	2008/10/19	17:41:07
2008/05/28	17:48:39		

*標記為 0-20 公里無雲（背景氣膠）之個案。

表二 太陽光度計之氣膠光學厚度值與利用光學厚度逼近方法所得之 Lidar ratio 值。

Date	Sun-Photometer AOD (532nm)	Retrieved Lidar Ratio
2006/08/15	0.439	18.5 sr
2006/10/02	0.384	25.1 sr
2006/10/18	0.315	29.2 sr
2006/11/03	0.527	13.8 sr
2006/12/21	0.401	17.7 sr
2007/02/07	0.179	27.4 sr
2007/02/23	0.252	16.6 sr
2007/04/12	0.518	27.8 sr
2007/04/28	0.469	28.5 sr
2007/05/30	0.812	16.5 sr
2007/07/01	0.257	17.6 sr
2007/08/02	0.526	14.9 sr
2007/10/21	0.487	25.0 sr
2007/11/22	0.339	20.4 sr
2007/12/08	0.213	30.8 sr
2008/01/09	0.460	45.9 sr
Average	0.411±0.157	23.5±8.2

而有所差異，其消偏振比值將比一般大氣分子和氣膠粒子大許多，因此我們只要分析光達背向散射訊號的消偏振比值就可以辨別氣膠與冰晶粒子的型態與分佈(Chiang et al., 2008b)。

(二) 氣膠垂直分佈比較

圖 2 為 2008/09/17 日 CALIPSO 衛星籌載光達之 532 nm 背向衰減散射係數之經緯度分佈觀測結果。圖中粗紅線為與中大光達同步比較之資料(比較結果如圖 3 所示)，細紅線為海平面高度。由 CALIPSO 衛星籌載光達的觀測結果，可以很清楚地瞭解大範圍的氣膠和雲層分佈。

圖 3 為比較 2008/09/17 日兩個光達系統同時觀測波長為 532nm 的背向衰減散射係數之垂直分

佈。中大光達(紅實線)與 CALIPSO 衛星籌載光達(綠虛線)，藍點線為大氣分子的背向衰減散射係數。由圖中兩個光達觀測結果之比較發現氣膠層分佈有相當好的一致性，16 至 18 公里間兩者光達都量測到非常薄的氣膠層(消偏振比 < 0.05)，而氣膠主要分佈於 3 公里以下，兩者的觀測都有相似的形狀和高度分佈，但背向衰減散射係數有明顯的差異，主要是由於 CALIPSO 衛星籌載光達在計算背向衰減散射係數時所需的消光背向散射比值(Extinction-to-backscatter ratio)或稱之為 Lidar Ratio 是依據文獻和資料分析人員之經驗，表三列出一般 CALIPSO 衛星籌載光達資料計算時所使用的消光背向散射比值之依據。

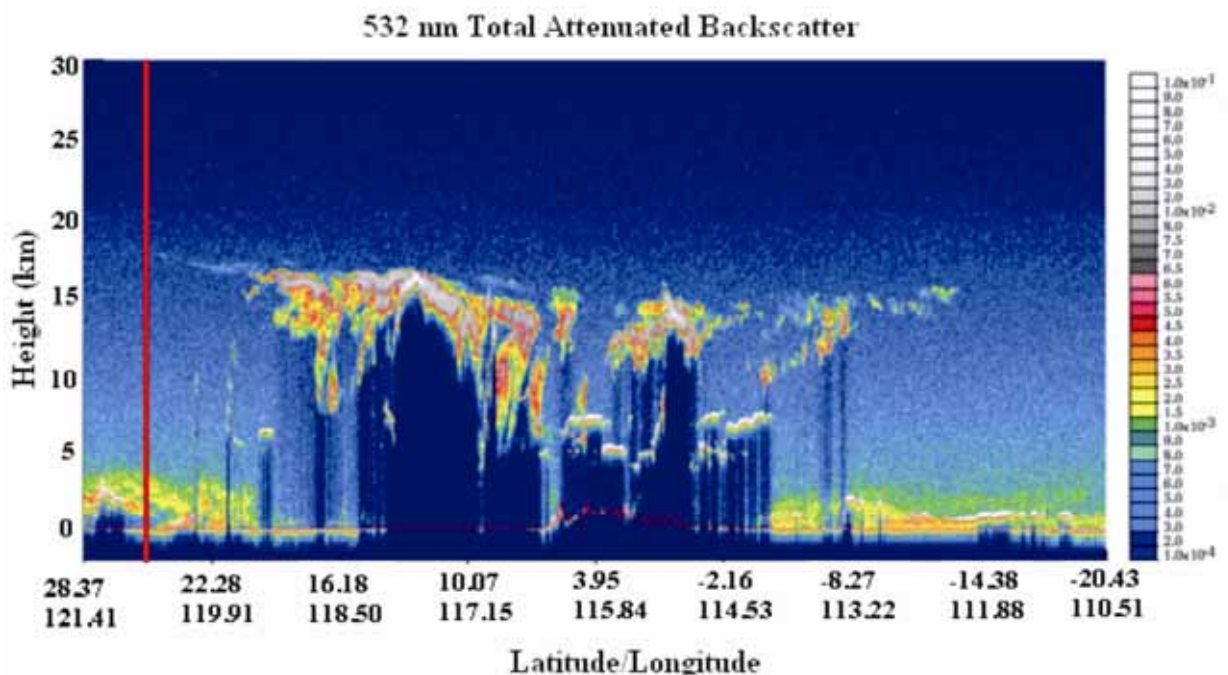


圖 2 為 2008/09/17 日 CALIPSO 衛星籌載光達之 532nm 背向衰減散射係數之經緯度分佈觀測結果。圖中粗紅線為與中大光達同步比較之資料(比較結果如圖 3 所示)，細紅線為海平面高度。

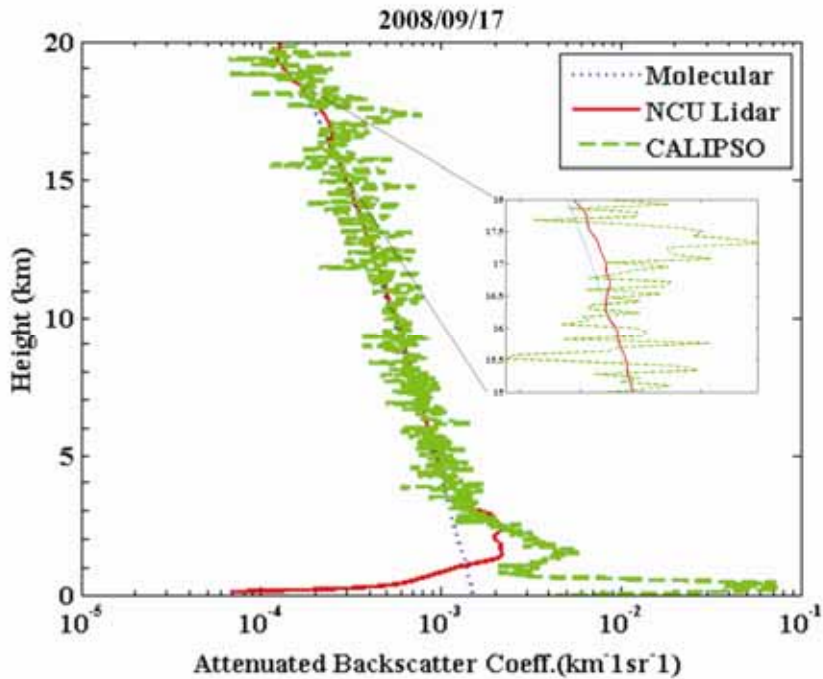


圖 3 為 2008/09/17 日中大光達（紅實線）與 CALIPSO 衛星籌載光達（綠虛線）的背向衰減散射係數同步觀測之結果比較，藍點線為大氣分子的背向衰減散射係數。圖中方塊為 15-18 公里放大圖示。

表三 CALIPSO 衛星籌載光達與中大光達對於不同物質所使用與推導的 Lidar ratio 值

Type	Subtype	Initial 532 nm Lidar ratio*	NCU Lidar ratio
cloud	water	18 sr	
cloud	ice	25 sr	23 ± 16 sr
aerosol	marine	20 sr	20 ± 4 sr
aerosol	desert dust	40 sr	44 ± 11 sr
aerosol	polluted continental	70 sr	
aerosol	clean continental	35 sr	47 ± 15 sr
aerosol	polluted dust	65 sr	
aerosol	biomass burning	70 sr	
stratospheric	all	15 sr	

*<http://www.nasa.gov/calipso>

稍後我們將在 4.4 節介紹利用地面太陽光度計和 CALIPSO 衛星籌載光達資料推導此一消光背向散射比值，並與中大光達長期觀測結果比較。圖 3 中 0.7 公里以下的差異，主要是由於中大光達系統的偵測極限所致，約 0.7 公里以下由於望遠鏡視角(Field Of View)之關係只量測到部分氣膠和空氣分子的散射訊號。

(三) 卷雲垂直分佈比較

圖 4 為 2008/08/16 日 CALIPSO 衛星籌載光達之 532 nm 背向衰減散射係數之經緯度分佈觀測結果。圖中粗紅線為與中大光達同步比較之資料，細紅線為海平面高度。紅線圈為圖 5 垂直剖

面 CALIPSO 衛星籌載光達所觀測到之雲層(~6 公里)。

圖 5 為 2008/08/16 兩個光達系統 532 nm 背向衰減散射係數之垂直分佈。在有限的卷雲分析比對資料中發現，幾乎兩者都同時觀測到 13-16 公里卷雲之存在，但在高度分佈與訊號強弱有差異，推斷是由於雲層分佈不均勻所導致，由圖 5 兩者垂直剖面圖發現低對流層 (<3 公里) 氣膠層分佈之形狀與高度相當一致，然而 CALIPSO 衛星籌載光達在 6 公里處發現一雲層，而中大光達卻無偵測到，由圖 4 大範圍的觀測資料我們發現此一雲層分佈範圍相當小(如中圓圈所示)，由於 CALIPSO 衛星籌載光達資料的選取網格為 80 公

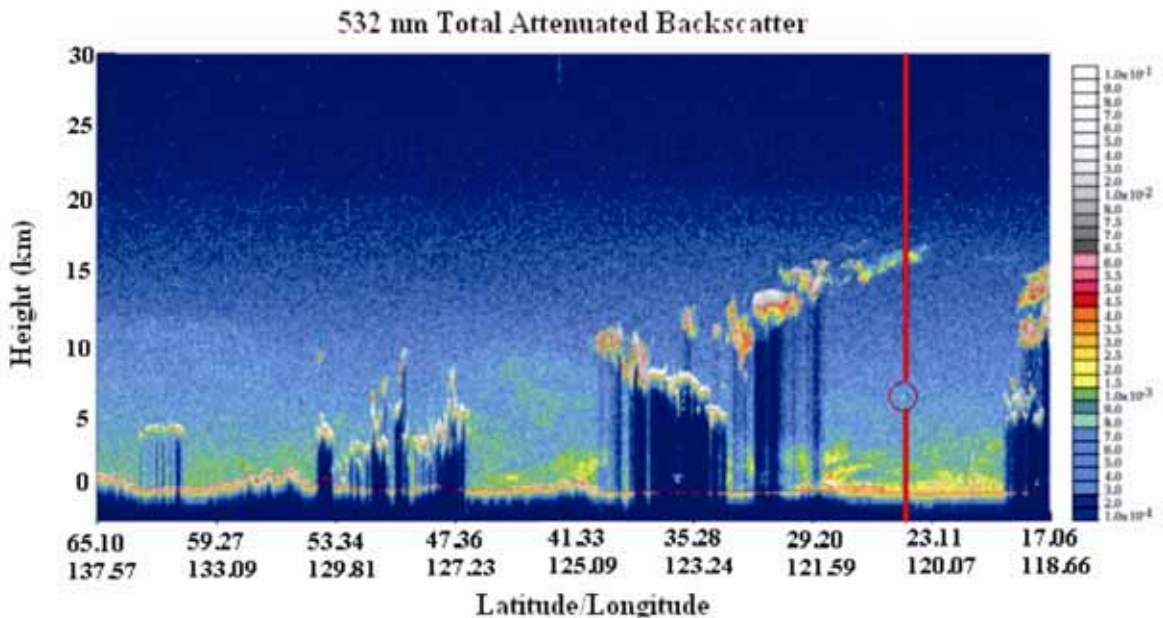


圖 4 為 2008/08/16 日 CALIPSO 衛星籌載光達之 532nm 背向衰減散射係數之經緯度分佈觀測結果。圖中粗紅線為與中大光達同步比較之資料(比較結果如圖 5 所示)，細紅線為海平面高度。紅線圈為圖 5 中 CALIPSO 衛星籌載光達垂直剖面結果中約 6 公里之雲層。

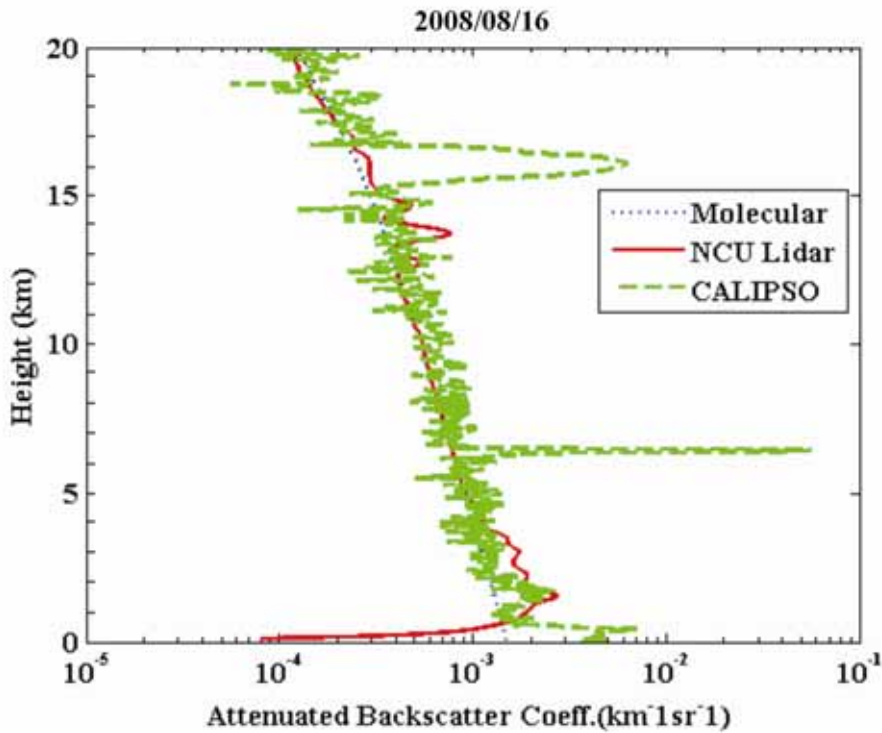


圖 5 為 2008/08/16 日中大光達（紅實線）與 CALIPSO 衛星籌載光達（綠虛線）的背向衰減散射係數同步觀測之結果比較，藍點線為大氣分子的背向衰減散射係數。

里範圍內，因此這也是為什麼中大光達無法觀測到此一雲層。兩者光達對於量測高空卷雲出現高度和形狀上的差異，主要還是卷雲分佈相當不均勻所導致。由於只能比對相近時間與位置之資料，並無法獲得完全相同地點之資料，這是人造衛星資料與地面觀測資料比較上無法避免的誤差來源。

因此從比較同步觀測的 13 筆個案發現兩個光達系統所量測得的 532 nm 氣膠背向衰減散射係數在無雲層出現的高度範圍有很好的一致性，但有些個案在低對流層 (<3 公里) 卻有相當的差異性 (如圖 3 所示)，除了不均勻的大氣氣膠分佈

所導致，主要還是由於計算 CALIPSO 衛星籌載光達資料時消光背向散射比值的不確定性所造成。因此 CALIPSO 衛星籌載光達的資料對於我們觀測地所採用的消光背向散射比值需做修正。至於 CALIPSO 衛星籌載光達資料對於卷雲所需使用的消光背向散射比值，在此不討論，因為有限的卷雲個案(10 個個案)都發現兩者光達對於卷雲高度的量測都存在數十到數百公尺的高度差異。

(四) 氣膠之消光背向散射比值

大氣分子和氣膠粒子的光學厚度(τ)和背向

散射係數(β)關係分別為：

$$\tau_{\text{air}}(z) = \int_0^z \alpha_{\text{air}}(z) dz = \int_0^z \frac{8\pi}{3} \beta_{\text{air}}(z) dz \quad (7)$$

$$\tau_a(z) = \int_0^z \alpha_a(z) dz = \int_0^z S_a \beta_a(z) dz \quad (8)$$

其中 α_a 為粒子的消光係數， S_a 為 α_a 與 β_a 的比值，一般皆以 Lidar ratio 稱之。分子的 Lidar ratio 為 $\frac{8\pi}{3}$ ，粒子的 Lidar ratio 與所使用的雷射波長、氣膠粒子的大小分佈、組成和折射率等有關(Ansmann et al., 1992; Ackermann et al., 1998; Barnaba et al., 2004)。並且不同觀測地點所使用的 Lidar ratio 值也不相同，因此為了獲得正確氣膠或雲的光學厚度，此參數的取得相當重要，對於這方面的研究中大光達利用 2002-2005 年光達資料也發展一些演算方法試圖推導出能代表中壢地區氣膠的 Lidar ratio 值(Chiang et al., 2008a)，所得到平均的背景氣膠、沙塵(dust)和海洋氣膠(marine aerosol) 的 Lidar ratio 值分別為 47 sr、44 sr 和 20 sr。

雖然目前 CALIPSO 衛星籌載光達資料也提供光學厚度資料，但並不是相當準確，主要的原因之一為不同地區有不同氣膠來源與分佈而造成 CALIPSO 無法獲得不同地區的正確 Lidar ratio 值所致

(http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L2ProfileProducts_2.01.html)。

為了解決這個問題，我們利用 CALIPSO 衛星籌載光達白天的資料與同步太陽光度計(sun-photometer)所量測的光學厚度值推導出

CALIPSO 衛星籌載光達應使用的 Lidar ratio 值。方法如下：

代入不同的 Lidar ratio 值，對 CALIPSO 衛星籌載光達從地面到 40 公里的光學厚度積分，使得到光學厚度值逼近太陽光度計所得到的光學厚度值。因為太陽光度計並沒有量測波長為 532 nm 的光學厚度觀測資料，因此我們利用太陽光度計波段為 675 nm 和 440 nm 所量測之光學厚度資料，利用線性內差為 532 nm 的光學厚度資料。利用此逼近光學厚度之方法求得 16 筆同步資料的 Lidar ratio 值如表 2 所示，平均之 Lidar ratio 值為 23.5 ± 8.2 sr。其中冬季(12-2 月)有相對較高的 Lidar ratio 值(27.7 ± 12 sr)，而夏季(6-8 月)則出現相對低值(17 ± 2 sr)。另外值得注意的是光學厚度值(AOD)與 Lidar Ratio 值間並無明顯的關係存在，這可能由於近地面的氣膠變化相當大(如圖 3、圖 5 和圖 6a 所示)所造成。

此外雖然衛星光達所使用的 Lidar Ratio 值都在地面光達量測的範圍內(如表 3 所示)，但由地面光達之統計結果發現，對相同之氣膠種類其 Lidar Ratio 本身的不確定性約有 20% (marine aerosol)-70% (ice cloud)，由於衛星光達都使用固定之 Lidar Ratio 值，因此在個案探討時衛星光達和地面光達的背向衰減散射係數觀測結果會有所差異。

(五) 氣膠光學厚度高度分佈

由全部(2006-2008)CALIPSO 衛星籌載光達夜間經過中大光達附近($0.8^\circ \times 0.8^\circ$)的資料共有 75 筆，排除有雲層之個案，有 10 筆氣膠背向衰減散射垂直高度分佈如圖 6a 所示。氣膠主要分佈於 3 公里以下，而 2 公里以下氣膠有明顯的差異變化，這個結果與中大長期(2002-2005)對夜間氣膠

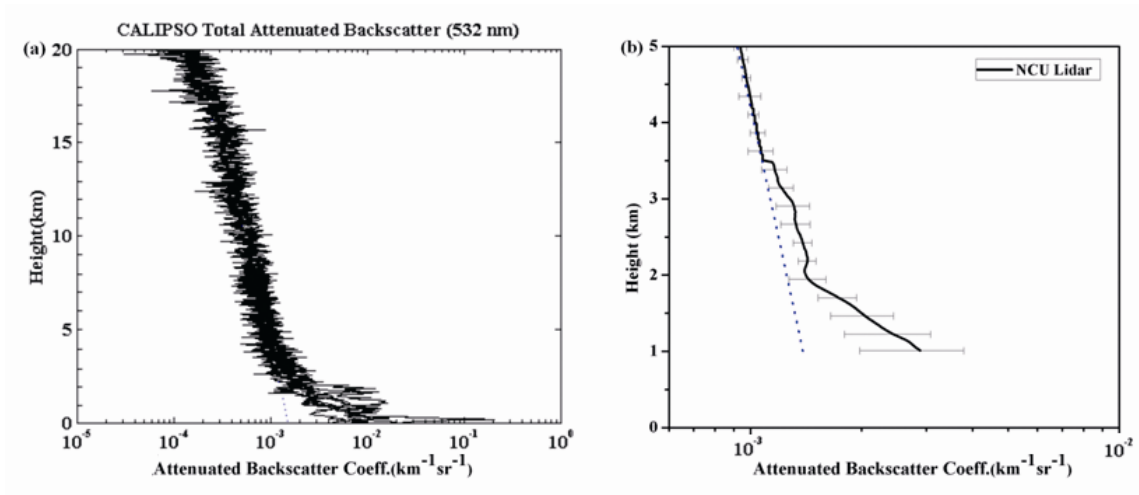


圖 6 (a)為 10 個無雲個案之 CALIPSO 衛星籌載光達背向衰減散射係數垂直高度分佈，藍虛線為大氣分子背向衰減係數。(b)為 2002-2005 (128 個個案) 中大光達 1-5 公里背向衰減散射係數垂直高度分佈，圖中直線為平均統計誤差。

變化的統計結果一致，如圖 6b 所示。我們利用 CALIPSO 衛星籌載光達資料估算氣膠平均光學厚度的高度垂直分佈比例，1 公里以下約佔總氣膠光學厚度 $50.2 \pm 15.8\%$ ，1-2 公里約佔總氣膠光學厚度 $18.2 \pm 10.9\%$ ，2-3 公里約佔總氣膠光學厚度 $6 \pm 1.4\%$ ，3-5 公里約佔總氣膠光學厚度 $7.8 \pm 2.2\%$ ，5-15 公里約佔總氣膠光學厚度 $15.6 \pm 3.5\%$ ，15-20 公里約佔總氣膠光學厚度 $2.2 \pm 0.8\%$ 。1-3 公里的氣膠光學厚度約佔總氣膠光學厚度 $\sim 24\%$ ，這個結果與以往(2002-2005)中大光達對夜間氣膠變化的統計結果相近($\sim 21\%$)(江, 2005)，然而 3 公里以上氣膠光學厚度的中大光達結果與 CALIPSO 衛星籌載光達結果有明顯差異，這是由於這些有限的 CALIPSO 衛星籌載光達個案中有非常薄的氣膠層出現在自由大氣層 (Free atmosphere) 中，而影響此統計結果，而以往中大光達對於統計背景氣膠垂直分佈則會把這些

高空氣膠層個案摒棄，而求出背景氣膠的垂直分佈，因為藉由氣流軌跡模式(HYSPLIT)之輔助發現這些薄的氣膠層主要由長程傳送而來。

五、結 論

衛星籌載光達提供全球氣膠和雲的三維空間之觀測結果。這將有助於我們瞭解氣膠和雲的生成、演化和對空氣品質與氣候之影響。這種新穎的遙測技術目前仍有許多不確定因素需克服。由地面儀器如地面光達和太陽光度計等對衛星籌載光達資料進行比對與校正，發現地面光達與衛星籌載光達對氣膠的高度分佈相對於雲有較高的相關度，主要由於雲層的空間分佈較不均勻所致，並且背向衰減散射係數強度也有明顯之差異，主要差異來源為消光背向散射比值之不確定性。

對於氣膠的消光背向散射比值我們利用白天

同步的太陽光度計與衛星籌載光達資料，並以光學厚度逼近之方法，求得其平均值為 23.5 ± 8.2 sr，此值的取得可作為我們往後利用衛星籌載光達資料時之校正依據，進而反演出較符合我們觀測地的背向衰減散射係數和光學厚度等光學參數。另外衛星籌載光達資料也可一窺地面至平流層的氣膠分佈，結果顯示夜間氣膠主要分佈於 3 公里以下，約佔整個大氣氣膠 74 %。

雖然衛星籌載光達，目前仍有些許問題需克服，但相信若能累積更多的觀測資料進行比對與分析，將使衛星籌載光達技術運用於環境監測方面，更臻完美。

致 謝：

感謝 NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center，提供 CALIPSO 相關資料、行政院環境保護署提供太陽光度計之光學厚度資料和國科會專題研究計畫 NSC 98-2111-M-001-001 經費補助。

參考文獻

江智偉，對流層氣膠光學性質之研究，博士論文，2005。

Ackermann, J., 1998: The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: a numerical study, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 15, 1043-1050.

Ansmann, A., M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann, and W. Michaelis, 1992: Combined Raman elastic-backscatter LIDAR for vertical profiling of moisture, aerosol extinction,

backscatter, and LIDAR ratio, *Appl. Phys.*, B55, 18-28.

Barnaba, F., and G.P. Gobbi, 2004: Modeling the aerosol extinction versus backscatter relationship for lidar applications: Maritime and continental conditions, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 21, 428-442.

Chen, W.N., C.W. Chiang, and J.B. Nee, 2002: Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds, *Appl. Opt.*, Vol.41, No.30, 6470-6476.

Chen, W.N., C.C. Tsao, and J.B. Nee, 2004: Rayleigh Lidar Temperature Measurements in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere, *JASTP*, 66/1, 39-49.

Chiang, C.W., W.N. Chen, W.A. Liang, and J.B. Nee, 2004: Lidar Measurements of Spring Dusts in 2002 at Chung-Li (25°N, 121°E), *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences (TAO)*, Vol.15, No.5, 813-824.

Chiang, C.W., W.N. Chen, W.A. Liang, S.K. Das, and J.B. Nee, 2007: Optical properties of tropospheric aerosols based on measurements of lidar, sun-photometer, and visibility at Chung-Li (25°N, 121°E), *Atmos. Environ.*, 41, 4128-4137.

Chiang, C.W., S.K. Das, and J.B. Nee, 2008a: An iterative calculation to derive extinction-to-backscatter ratio based on lidar measurement, *J. quant. spectrosc. radiat. transfer*, 109, 1187-1195.

- Chiang, C.W., S.K. Das, and J.B. Nee, 2008b: Lidar depolarization measurements for aerosol source and property studies over Chungli (24.58°N, 121.1°E), *Atmos. Res.*, 90, 203-210.
- Fernald, F.G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Opt.*, 23, 652-653.
- Haywood, J.M., and K.D. Shine, 1995: The Effect of Anthropogenic Sulfate and Soot Aerosol on the Clear Sky Radiation Budget, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 603-606.
- Iwasaka, Y., M. Yamato, R. Imasu, and A. Ono, 1988: Transport of Asian dust (KOSA) particles; importance of weak KOSA events on the geochemical cycle of soil particles, *Tellus*, 40B, 494-503.
- Liou, K.N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. *Mon. Weather Rev.* 114, 1167 – 1199.
- Liu, Z., Y. Hu, M. Vaughan, J. Reagan, C. Hostetler, D. Winker, W. Hunt, K. Powell, and C. Trepte, 2006: Validation of Calipso Lidar (CALIOP) Calibration, ILRC 2006, Nara, Japan.
- McClung, F.J. and R.W. Hellwarth, 1962: Giant optical pulsations from Ruby, *J. Appl. Phys.*, 33, 828-829.
- McFarquhar, G. M., A.J. Heymsfield, J.D. Spinhirne, and B. Hart, 2000: Thin and subvisual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts. *J. Atmos. Sci.* 57, 1841–1853.
- Molero, F., and M. Pujadas, 2008: Comparison of correlative measurements of CALIPSO lidar and the #21 EARLINET station (CIEMAT-Madrid), *Proc. Of SPIE*, 7111, 71110E-1-71110E-10.
- Nee, J.B., W.N. Chen, C.N. Lien, and C.I. Lin, 1998: Lidar detection of cirrus cloud in Chung-Li (25 N, 121 E), *J. Atmos. Sci.* 55, 2249.
- Nee, J.B., S. Thularsiraman, W.N. Chen, M.V. Ratnam, and R.D. Narayana, 2002: Middle atmospheric temperature structure over two tropical locations, Chung-Li (25N, 121E) and Gadanki(13.5,79.2), *JASTP*, 64, 1311-1319.
- Nee, J.B., C.W. Chiang, H.L. Hu, S.X. Hu, and J.Y. Yu, 2007: Lidar measurements of Asian dust storms and dust cloud interactions, *J. Geophys. Res.*, 112, D15202, doi:10.1029/2007JD008476.
- Omar, A.H., D.M. Winker, and M.A. Vaughan, 2006: Selection algorithm for the CALIPSO lidar aerosol extinction-to-backscatter ratio, 23rd ILRC, 937-940.
- Twomey, S., 1991: Aerosols, clouds and radiation, *Atmos. Env.*, 25, 2435-2442.
- Winker, D. M., R.H. Couch, and M.P. McCormick, 1996: An overview of LITE: NASA's Lidar In-space Technology Experiment, *Proceeding of the IEEE*, 84, 164-180.

Winker, D. M., W.H. Hunt, and C.A. Hostetler, 2004:
Status and Performance of the CALIOP Lidar,
Proc. SPIE, 5575, 8-15.

Winker, D. M., B.H. Hunt, and M.J. McGill, 2007:
Initial performance assessment of CALIPO,
Geophys. Res. Lett., 34, L19803,
doi:10.1029/2007GL030135.

Comparison of Aerosol and Cloud from Space-borne and Ground-based Lidar

Chih-Wei Chiang^{1,2} Subrata-K Das² Jan-Bai Nee²

¹Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica

²Department of Physics, National Central University

(manuscript received 11 December 2008 ; in final form 11 March 2009)

ABSTRACT

This paper presents the inter-comparison of vertical profiles of aerosol and cloud, derived from space-borne (CALIPSO) and ground-based (NCU-Lidar) instruments. A method to retrieve extinction-to-backscatter ratio (Lidar ratio) of aerosol by using Sun-photometer and CALIPSO data is also documented. The derived Lidar ratio and aerosol optical depth (AOD) are also compared with the long term observations (2002-2005) from NCU-Lidar. The results are helpful to reduce the uncertainty of AOD derived from lidar methodology and also give new insight in improving algorithms for CALIPSO data products.

Key words: CALIPSO; Aerosol; Extinction-to-backscatter ratio

