

# 光達遙測中壢地區夜間邊界層變化和低層噴流之討論

江智偉<sup>1, 2</sup> 倪簡白<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中央研究院環境變遷研究中心

<sup>2</sup> 國立中央大學物理系

(中華民國九十五年九月二十二日收稿；中華民國九十六年三月十七日定稿)

## 摘 要

在邊界層中由於空氣的擾動使光達(lidar)量測氣膠(aerosols)背向散射訊號時會出現擾動的現象，因此利用這個光達訊號擾動特性，我們可用來決定邊界層高度與即時的演化過程。本文主要分析中央大學在 2002~2004 年間利用光達測量低空氣膠的擾動變化，發現中壢地區夜間邊界層高度呈現夏季高度高、冬季高度低的季節性變化，此季節性和高度變化分佈會影響氣膠光學厚度和地面污染物之濃度。除此之外，在垂直高度的分佈上我們也發現高度 1-2.5 公里間常有數層的氣膠擾動層存在，此低空擾動層主要發生在春、冬季節。這些低空擾動層常伴隨低層噴流(low level jet)的出現。

關鍵詞：光達、氣膠、邊界層、低層噴流

## 一、簡 介

據估計，將近 90% 的大氣能量消散在高度低於 1 公里的大氣層內。因此，現代氣候、大氣環流、天氣數值預報等都必須考慮大氣邊界層及其變化過程。典型大氣邊界層的發展過程為由太陽的加熱使氣胞向上提升並隨帶水氣、熱、和氣膠向上。氣胞向上提升且絕熱膨脹直至熱平衡，即到達大氣邊界層的頂端。此時乾燥的空氣由自由大氣(free atmosphere)穿越而下，取代上升的空氣。介於大氣邊界層頂和下沈自由空氣的最深部分之間稱之為逸入區(entrainment zone)，對流空氣移動產生強烈的擾動混合，這有助於產生混合層。大氣邊界層的最低部分稱為表面層(surface layer)。而日落後形成的夜間邊界層(nocturnal boundary layer)為一穩定層(stable layer)。在穩定層之上為白天殘餘層(residual layer) (Stull, 1988)。雖然夜間邊界層為一穩定層，但在夜間邊界層上常觀測到擾動的存在，這些擾動可由風切(wind shears)或風通過障礙物所產生，此擾動可傳送微量的熱、水氣和污染物。夜間近地面的風速通常平靜且穩定，但有時風速可到達 10-30 m/s，這種現象稱為低層噴流或夜間噴流(nocturnal jet)。當低層噴流發生時會增強風切，使原本穩定的邊界層產生擾動。研究顯示有許多因素可造成低層噴流，包括斜坡地形的斜壓性(baroclinicity)，鋒面，風於山區屏障間的分裂、輸送、匯合效應，海陸風交替，慣性震盪和伴隨高空噴流(upper level jet)的輻散輻合場等因素。低層噴流出現不分晝夜，但較不易於在白天出現，因為白天旺盛的對流會將速度較快的低層噴流和鄰近速度較慢的空氣做有效的混合。

由於溫度、濕度、雲層覆蓋、風速和不同的氣膠組成等因素，造成正確量測夜間邊界層高度的困難度。在中央大學，我們使用光達測量邊界層中氣膠的散射訊號擾動之方法，可以量化的決定夜間邊界層的高度與變化。因此這篇文章主要介紹如何利用大量的光達資料來瞭解夜間邊界層的演化和影響。

## 二、觀測設備與分析方法

### (一) 觀測設備

中大光達實驗裝置如圖 1 所示，由 Nd:YAG 雷射產生波長為 532 nm 的綠色雷射光，再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（中心波長為 532 nm）以濾去大部份背景光。偏振分光晶體 (polarization beam-splitter) 接在濾鏡之後，目的在將大氣散射光中與雷射偏振方向平行與垂直的分量分為兩道行進方向不同的光束。並由光電倍

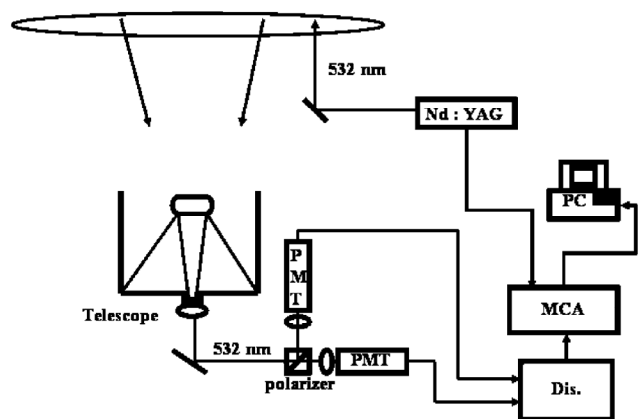


圖 1 中大光達示意圖，圖中 Nd:YAG 為 YAG 雷射波長為 532nm，Dis. 為鑑別器(discriminator)，MCA 為多頻道分析儀，PMT 為光電倍增管，Polarizer 為偏極化晶體。

增管(PMT)接收。光電倍增管的電壓分配電路是設計為光子計數(photon counting)模式操作，因此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(MCA)。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。

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的總和，此外雷射光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以用以下的“光達方程式”(lidar equation)來描述：

$$P_R(z) = P_L \frac{A_T}{z^2} \beta_{am}(z) e^{-2\tau_{am}(z)} \quad (1)$$

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，我們可以將之當作常數， $z$  為高度， $\beta_{am}$  與  $\tau_{am}$  分別為大氣總背向散射係數和大氣光學厚度，包括空氣與粒子的貢獻。因為望遠鏡光軸與雷射光束並非同軸，因此計算大氣總背向散射係數和大氣光學厚度等光學參數需考慮望遠鏡視角與雷射光束之完全重疊高度（高於 400 公尺），才能取得完整的訊號進而得到正確之光學參數。但本文中的訊號擾動標準差之方法（參考 2.2 節），只需

考慮能進入望遠鏡視角內的訊號（高於 200 公尺）即可。由於望遠鏡視角之原故，可能有更低層的邊界層（低於 200 公尺）。因此本文所分析討論的邊界層為光達所能量測最低高度之邊界層。

## (二) 分析方法

由於自由大氣流動特性和氣膠來源的影響造成氣膠濃度的擾動。這種氣膠濃度的變化現象能由光達量測中清楚地發現。Hooper et al., (1986), Menut et al., (1999) 和 Laurent et al., (1999) 利用光達訊號的擾動標準差，測量大氣邊界層的高度變化。由背向散射訊號強度的擾動最大處，定義一般對流邊界層頂。因此我們利用氣膠擾動可以研究夜間邊界層頂的變化和影響。分析方法如下：

由光達方程式等式(1)我們可定義距離平方訊號強度(Range-Squared-Corrected-Signal: RSCS)

$$RSCS = P_R * z^2 \quad (2)$$

式中  $P_R$  為接收到的雷射光強度， $z$  為高度。因此每個高度的 RSCS 隨時間擾動所計算出的標準方差為：

$$\sigma_{RSCS} = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1 \dots N} (RSCS_i - \overline{RSCS})^2 \right]^{1/2} \quad (3)$$

式中  $N$  為樣本數，每個樣本為 0.56 分鐘所累積的 RSCS 訊號強度。 $\overline{RSCS}$  為  $N$  個樣本數的平均累積訊號強度。我們選擇  $N=5$  得到每 2.8 分鐘的 RSCS 訊號的擾動標準差值，如此高的時間解析度（2.8 分鐘的時間間格）足以用來瞭解氣膠濃度隨時間的擾動變化。由於我們定義邊界層頂的高度為 RSCS 訊號的最大擾動標準差值所在之高度。在量測過程中有時會出現非常大的值，這是由於低空雲層的影響所造成，我們則忽略這些過大的擾動標準差值。

圖 2 為 2003/01/16 日晚間的光達觀測資料，並利用等式(3)計算 RSCS 的擾動標準差值隨時間的變化。由圖中我們可以看到擾動值主要分佈於 0.7-0.9 公里間，此外約 2 公里處隱約也有一氣膠擾動層存在。主要氣膠擾動層 (0.7-0.9 公里) 的擾動值大小由日落後的值約 10 並隨時間遞減至日出前的值約 2，這是由於地表輻射冷卻之影響。圖中的圈-線符號為時間間格 2.8 分鐘的最大

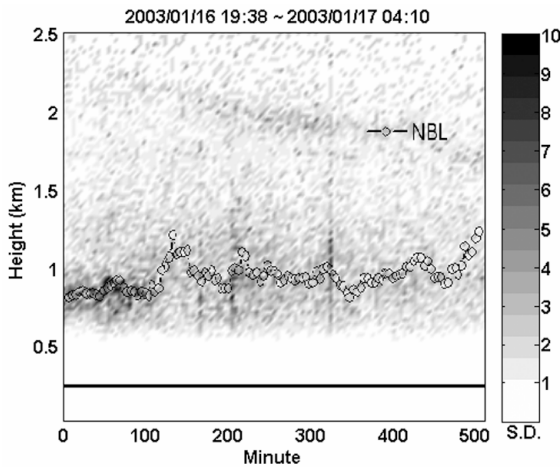


圖 2 2003/01/16 日晚間的光達 RSCS 的擾動標準差值隨時間之變化。圖中的圈-線符號為邊界層高度，黑線為訊號的量測限制。

擾動值 (邊界層頂高度)，我們發現整晚邊界層頂高度有著高低起伏的變化，變化高度範圍在 0.80-1.15 公里間，我們推斷邊界層頂高度隨時間的起伏變化可能由於地形、風切的不穩定或地轉風等因素所造成。圖中黑線為訊號的量測限制，高度 200 公尺以下氣膠和空氣分子的散射訊號無法進入望遠鏡視角(field of view)內。

### 三、資料與分析結果

#### (一) 邊界層之定義

除光達利用 2.2 節所描述之方法外，邊界層

高度還可以用以下方法測量：

1. 溫度直減率：當地表附近相當穩定溫度隨高度增加，若出現逆溫層則為部分夜間邊界層或穩定邊界層之定義。我們利用氣象局板橋探空站下午 20:00 探空資料求得溫度 ( $T$ ) 對高度 ( $z$ ) 的梯度  $dT/dz = 0$  之處即為邊界層高度如圖 3b 箭頭所示。
2. 風切：邊界層常因傳送過程 (transport processes) 改變其間的能量，又因大氣紊流 (turbulence) 是重要的傳送過程之一，因此風切也常常用來定義邊界層高度。由板橋探空資料求得風速 ( $S$ ) 對高度 ( $z$ ) 的梯度  $dS/dz < 0$ ，定義為邊界層高度如圖 3c 箭頭所示。

我們將這些不同定義所得到的邊界層高度和由氣膠擾動所造成光達訊號變化之特性所定義出的邊界層頂高度做比較，並討論各種不同定義之間的差異。為了減小比較上的誤差我們以時間 20:00 至 21:00 點間 (如圖 3a 兩箭頭區間所示) 光達所測量的連續訊號代入等式(3)求得的最大

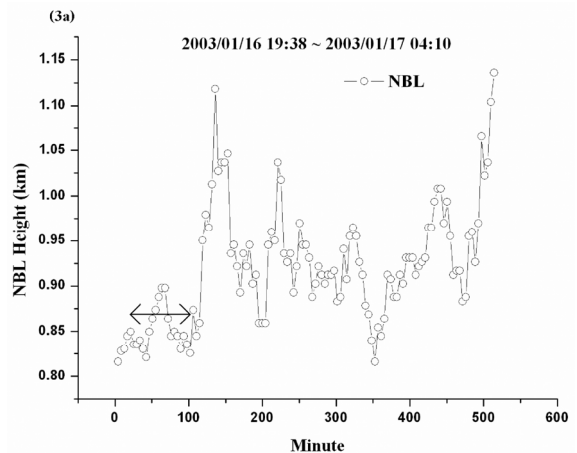


圖 3a 2003/01/16 日光達量測夜間邊界層頂之高度隨時間之變化，兩箭頭區間為 20:00 至 21:00 點之時間間格。圖 3b. 3c 分別為板橋探空溫度 (Temp.)、位溫(P.T.)、濕度(R.H.)和風速(W.S.)、風向(W.D.)資料。

標準差值所在之平均高度，並與溫度和風切所定義的邊界層高度比較。以 2003/01/16 日為例（圖 3），光達所量測擾動層頂的平均高度為 0.86 公里、逆溫層高度為 1.18 公里和風切高度為 1.06 公里，而且分別由圖 3b 和圖 3c 的探空資料我們也明顯看到相對濕度在高度高於逆溫層上梯度較大，風向在風切高度附近則由東北風逐漸轉向為西南風，因此我們這裡所使用的逆溫層和風切的定義應有其準確性。但是利用溫度和風切所得到的邊界層高度都高於光達的測量高度，我們認為主要是由於中壢與板橋兩地（相距 35 公里）高度不同所造成（兩地海平面高度相差~160 公尺），但也可能是由於不同邊界層之定義所致。

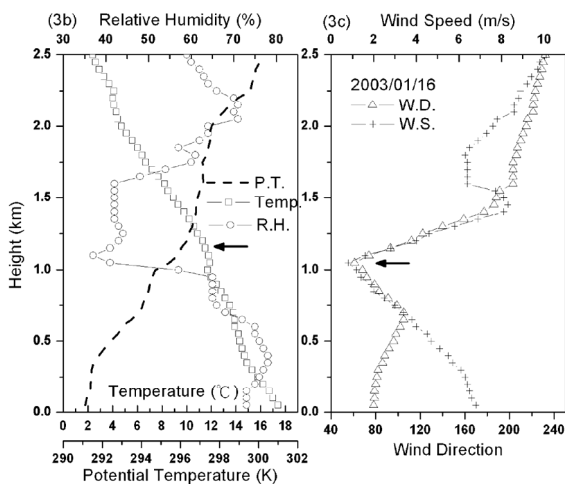


圖 3b 和圖 3c 箭頭分別為逆溫層和風切之高度。

在長期的統計分析上，我們比較 2002-2004 年間這 3 種不同邊界層定義所得的結果如圖 4 所示，在圖 4 中只展示逆溫層的平均高度，因為逆溫層高度的平均統計誤差(uncertainty)相當大，並且有時逆溫現象不明顯而無法以逆溫層來定義邊界層高度。由這 3 年邊界層的高度變化，我們發現邊界層高度有著週期性的變化，最高的邊界層高度分佈於夏季，這可能是由於夏季的旺盛對流

所造成。以光達量測夜間邊界層頂的平均高度為 0.57 公里，逆溫層的平均高度為 1.04 公里和平均風切高度為 0.68 公里。而且長期光達所量測的夜間邊界層頂高度與風切高度的比較上有較好的一致性，相關度(correlation coefficient)為 0.6，這也說明氣膠的擾動現象與風速、風向的變化相關。

## (二) 夜間邊界層頂高度的變化和影響

由 2002~2004 年的光達和探空資料可看出夜間邊界層高度有季節性的變化（圖 4），這一變化反應於污染物之沈降與低空（0.5-1 公里間）氣膠的光學厚度。我們以中壢五權觀測站的逐時懸浮微粒值(PM10)與光達結果比較如圖 5a-d 所示，夜間邊界層頂與地面懸浮微粒值有反向之關係，即當夜間邊界層頂高度下降則地面懸浮微粒值增加。但並不是逐時的變化都符合這個反向關係，可能還有其他因素如污染物之排放、傳送或海陸風等之影響。在穩定的大氣環境下夜間邊界層高度的變化對於地面懸浮微粒的濃度還是有決定性之影響。

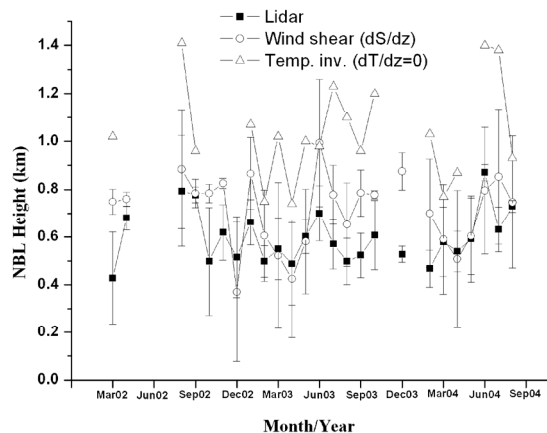


圖 4 2002-2004 年光達所定義之邊界層高度 (■)，和探空資料之逆溫層高度 (△)、風切高度 (○)，直線為平均統計誤差。

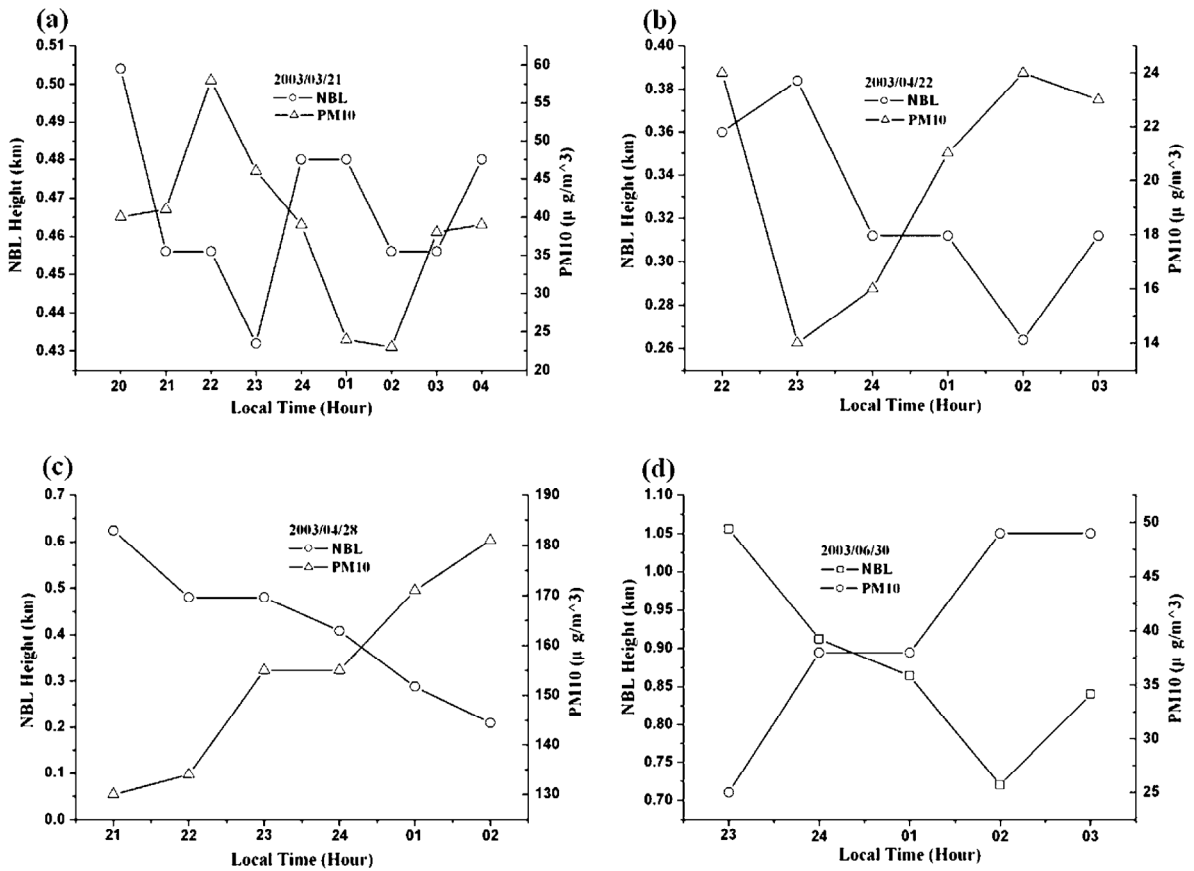


圖 5a、5b、5c、5d 分別為 2003/03/21、2003/04/22、2003/04/28、2003/06/30 日，光達夜間邊界層高度與中壢五權觀測站懸浮微粒值(PM10)的逐時變化。

由圖 4 的 3 年光達觀測結果我們知道夜間邊界層的高度變化約在 0.4-0.9 公里間。為瞭解夜間邊界層高度對於此區間的氣膠光學厚度之影響，圖 6 顯示 2002-2004 年氣膠在高度 0.5-1 公里間的光學厚度，其中四季的劃分以 3-5 月為春季、6-8 月為夏季、9-11 月為秋季其餘月份為冬季。圖 6 中也顯示出光達邊界層頂的四季高度變化和壓力為 925hPa 處的相對濕度變化。由圖 6 中我們發現夏季有相對較高的光學厚度值約 0.12，而秋季有最低的光學厚度值約 0.04。夜間邊界層頂高度和 925hPa 處相對濕度有相似的變化趨勢。夏季夜間邊界層頂高度約 0.68 公里和最大相對濕度值約

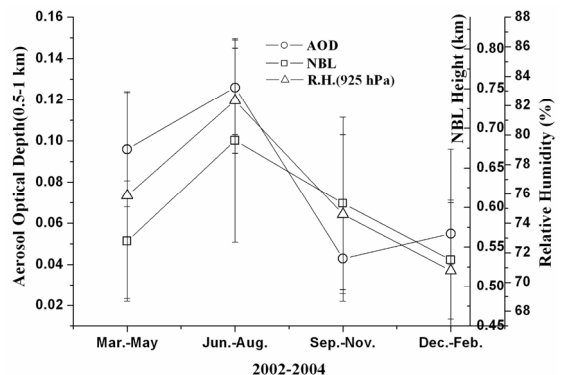


圖 6 2002-2004 年四季 0.5-1 公里的光學厚度值 (○)、夜間邊界層高度 (□) 和 925hPa 處的相對濕度值 (△)。其中 3-5 月為春季、6-8 月為夏季、9-11 月為秋季其餘月份為冬季。直線為平均統計誤差。

82%。最低的邊界層頂高度(0.53 公里)和相對濕度值(71%)發生在冬季。由氣膠光學厚度(0.5-1 公里)值、夜間邊界層頂高度和相對濕度(圖 6),我們推斷夏季有較高的光學厚度值除夏季旺盛的對流外,較大的相對濕度值也可能使氣膠藉由吸濕成長作用(hygroscopic growth)使散射截面變大,進而增加光學厚度值。這是由於低對流層氣膠成分大多為水溶性粒子如硝酸銨( $NH_4NO_3$ )、硫酸銨( $(NH_4)_2SO_4$ )和氯化鈉( $NaCl$ )等,這些成分的粒徑分佈會隨濕度增加而往大粒徑分佈偏移(John et al., 1990; Hegg et al., 1993; Tang, 1996)。

值得注意的是在春、冬季節的光學厚度值大於秋季,然而這兩季節的邊界層頂高度和相對濕度值呈現相對低值。對於這個現象可能的解釋為夏季台灣地區大都處於高壓回流的天氣型態,因此氣膠易於累積不易消散。而夏、秋兩季最大的差異就是相對濕度和風向上的差異,夏季平均相對濕度為 82%,秋季的平均相對濕度為 74%,夏季主要風向為東南和西南風( $110^\circ$ - $210^\circ$ ),秋季主要風向為偏東風( $95^\circ$ - $150^\circ$ ),而春、冬季節還遭受境外污染如由中國沙塵事件和東南亞生質燃燒(biomass burning)的長程輸送所影響(Duce et al., 1980; Chen and Chen, 1987; Christopher and Kimberly, 1996; Lin, 2001; 柳中明等人, 2001; Lin et al., 2004),因此春、冬二季低空(0.5-1 公里間)的氣膠光學厚度應部分受境外氣膠粒子的長程輸送所影響。若排除受長程輸送和其他因素之影響,夜間邊界層的高低意謂著擾動強度

的大小,會影響擾動區間氣膠的濃度變化而造成光學厚度的改變,若氣膠濃度及成分多半為吸濕性氣膠則濕度所造成之影響更不能忽略。

### (三) 氣膠擾動層與低空噴流之討論

日間由於受太陽輻射加熱的效應顯著,大氣擾動影響範圍可由地面至 5 公里。夜間輻射冷卻,地面溫度下降阻止動量垂直交換,此時邊界層主要受機械紊流(mechanical turbulence)如地形、鋒面舉升等影響。這些因素對大氣的擾動影響範圍主要在 500 公尺以下。但由光達觀測發現在垂直高度 1-2.5 公里間常有數層的擾動層存在。由光達資料利用擾動標準差之方法(2.2 節)統計 2002-2004 年間發生兩層以上的擾動層機率如圖 7 所示,圖 7 為兩層以上的擾動層發生機率與月份之分佈,圖中每月柱狀圖上的數字為光達的量測天數,由圖 7 我們發現擾動層主要發生在春、冬季節(1-4 月),機率大於 40%。

我們對照這些個案與探空的風速資料也發現當這些個案發生時的平均風速強於整個月相同高

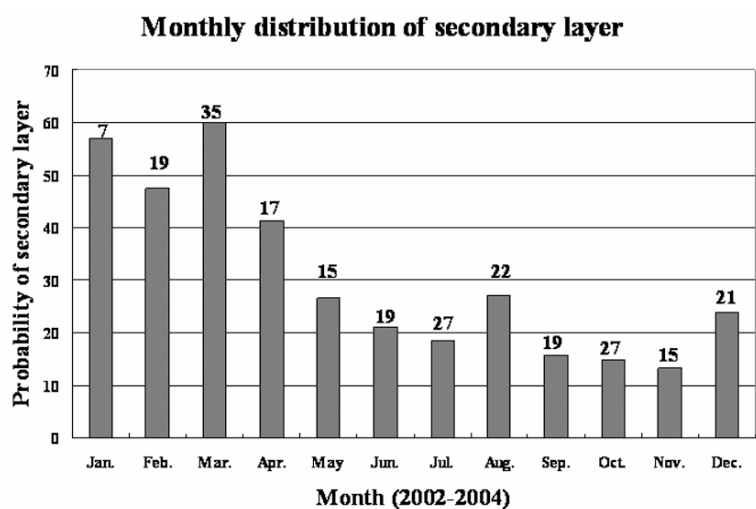


圖 7 光達觀測 2002-2004 年發生 2 層擾動層以上的機率分佈柱狀圖。圖中每月柱狀圖上的數字為光達的量測天數。

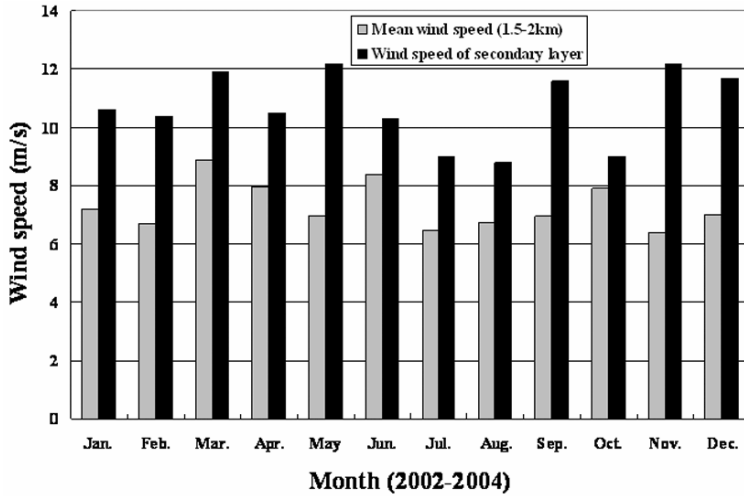


圖 8 2002-2004 年發生 2 層以上擾動層出現高度之風速值（黑色柱）與相同高度的全部平均風速值（灰色柱）之比較。

度的全部平均風速值如圖 8 所示。文獻 (Stull,1988; Greco et al.,1992)指出夜間 300-1000 公尺間逆溫層上常有夜間噴流，風速約 10-14m/s。此現象發生時常有明顯的大氣層狀結構，逆溫層將低層大氣區分為二之現象，且大的風切存在此兩層間。低層噴流或強風速的產生也許起源於單獨或一連串連續的形成機制。最常見的機制之一為日落後所產生的穩定層減少白天空氣擾動與地面強烈摩擦所造成之慣性振盪 (inertial oscillation)，這個效應使得逆溫層上的風速可達到超地轉風(supergeostrophic)等級 (Blackadar,1957)。其它主要效應包括:透過對流運動垂直傳送將高層水平高動量往下傳送至低對流層、氣壓場上的變化、地表輻射冷卻、斜坡地形、水平加速等形成

低層噴流(Matsumoto,1972; Paegle and Rasch, 1973; Ninomiya and Akiyama,1974; Zeman, 1979; McNider and Pielke, 1981)。姑且不論低層噴流的產生機制為何，低層噴流的出現的確影響大氣的擾動情形。

更進一步統計兩層以上的擾動層個案如圖 9 所示，這些擾動層有明顯的高度分佈區間和特定風向，分佈的區間高度和主要風向分別為 0.7-1.5 公里東南風和 1.5-2.5 公里西南風。因此由圖 7、8、9 可說明此擾動層有特定的高

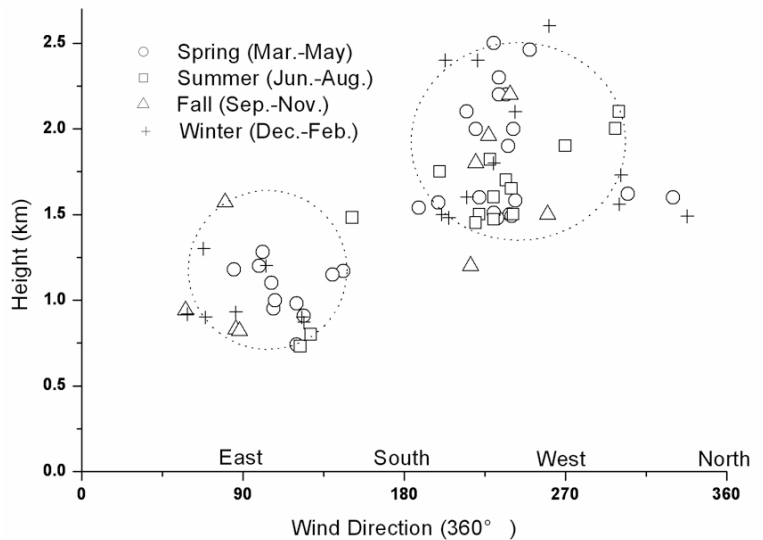


圖 9 為兩層以上的擾動層個案之風向分佈圖。

度、風向和主要的季節分佈，且這些擾動層也與強風速有相關性。因此這些數層結構的擾動層對大氣可能造成的影響如空氣和污染物的逸入、傳送與擴散等應是相當值得關心與研究之議題。



## 四、結 論

邊界層的高度代表其底部物質，可進行擴散稀釋的垂直範圍，在邊界層之上，物體的傳輸會受到抑制；若在其下則有大量的質量交換，大氣擴散能力也較強。並且邊界層在地球表面與自由大氣之間的動量、熱量與水氣交換中也扮演重要角色。因此研究邊界層高度的變化與演化過程儼然已成為研究大氣變化不可或缺的因子。利用邊界層中空氣的擾動造成光達在量測氣膠背向散射訊號時會出現波動的特性，可用來決定邊界層頂的高度變化與演化過程。藉由分析大量的光達資料，我們發現中壢地區夜間邊界層的高度呈現夏季高度高、冬季高度低的季節性變化，此季節性變化與溫度和風切所定義的邊界層高度變化結果相似。邊界層高度變化會影響大氣光學厚度之分佈，此外，當邊界層高度降低時會即時反應在地面污染物之濃度測量上，反之邊界層高度升高時有利於地面污染物之擴散。在垂直高度的分佈上我們也發現在高度 1-2.5 公里間常有數層的氣膠擾動層存在，此數層低空擾動層主要發生在春、冬季節，配合氣象探空資料，發現這些低空擾動層常伴隨強風速或低層噴流的出現。低層夜間邊界層的高度變化會影響污染物的擴散和輻射效應，高層或數層擾動層的存在也代表大氣的擾動、逸入、傳送與擴散等現象，因此藉由光達可即時瞭解這些大氣擾動之演化過程並提供高解析度的大氣結構資訊。

## 致 謝

本研究承國科會專題研究計畫 NSC 92-2111-M-008-007 經費補助、中央氣象局板橋探空站及行政院環保署所提供之資料 謹此致謝。

## 參考文獻

- 柳中明、楊之遠、彭立新、錢正安，2001: 沙塵暴的過去、現在和未來，大陸沙塵暴對台灣地區空氣品質影響與預測研討會，1-20。
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 38, 283-290.
- Chen, T. J., and H. J. Chen, 1987: Study on large-scale features of dust storm system in East Asia, *Meteorol. Res.*, 10, 57-79.
- Christopher, D. E., and E. B. Kimberly, 1996: Survey of fires in Southeast Asia and India during 1987, in *Global Biomass Burning*, 2, 663-670, MIT Press, Cambridge, Mass.
- Duce, R. A., C. K. Unni, B. J. Ray, J. M. Prospero, and J. T. Merrill, 1980: Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability, *Science*, 209, 1522-1524.
- Greco S., S. Ulanski, M. Garstang, S. Houston, 1992: Low-level nocturnal wind maximum over the central Amazon basin, *Bound.-Layer Meteor.*, 58, 91-115.
- Hegg, D., T. Larson, and P. -F. Yuen, 1993: A theoretical study of the effect of relative humidity on light scattering by tropospheric aerosol, *J. Geophys. Res.*, 98, 18435-18439.
- Hooper, W. P., and E. Eloranta, 1986: Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy and

- results from joint measurements with radiosonde and kyttoon, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 25, 990-1001.
- John, W. F., W. A. Hoppel, G. M. Frick, and R. E. Larson, 1990: Aerosol size distributions and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.* 95, 36593664.
- Laurent, M., C. Flamant, J. Pelon, and P. H. Flamant, 1999: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area, *Appl. Opt.*, 38, 945-954.
- Lin, C. Y., S. C. Liu, C. C.-K Chou, T. H. Liu, C. T. Lee, C. S. Yuan, C. J. Shiu, and C. Y. Young, 2004: Long-range transport of Asian dust and air pollutants to Taiwan, *TAO*, 15, 759-784.
- Lin, T. H., Long-range transport of yellow sand to Taiwan in Spring 2000: observed evidence and simulation, 2001: *Atmos. Environ.*, 35, 5873-5882.
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, *J. Meteor. Soc., Japan*, 50, 194-203.
- McNider, R., R. Pielke, 1981: Diurnal boundary-layer development over sloping terrain, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2198-2210.
- Menut, L., C. Flamant, J. Pelon, and P. H. Flamant, 1999: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area, *Appl. Opt.*, 38, 945-954.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale clusters associated with low-level jet stream, *J. Meteor. Soc., Japan*, 52, 300-313.
- Paegle, J., G. E. Rasch, 1973: Three-dimensional characteristics of diurnally varying boundary-layer flows, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 746-755.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2-3.
- Tang, I. N., 1996: Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients, *J. Geophys. Res.*, 101, 19245-19250.
- Zeman, O., 1979: Parameterization of the dynamics of stable boundary layer and nocturnal jets, *J. Atmos. Sci.* 36, 792-804.

# Evolution and Changes of Nocturnal Boundary Layer at Chung-Li by Lidar Measurements

Chih-Wei Chiang<sup>1,2</sup> Jan-Bai Nee<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica

<sup>2</sup> National Central University

(Manuscript received 22 September 2006; in final form 17 March 2007)

## ABSTRACT

Aerosol backscattering signals show large fluctuation resulting from the turbulence of air in the boundary layer. By using this property, heights and evolutions of boundary layer can be determined. Using Lidar we measured aerosol in the past three years 2002-2004 and found that the nocturnal boundary layer in Chung-Li with a higher height in summer and lower in winter. The aerosol optical depth and concentration of ground pollutants have been affected by the seasonal and height variation of nocturnal boundary layer. There are several turbulence layers which appeared frequently in spring and winter seasons around 1-2.5 km height region. Comparing with Radiosonde data, we found those turbulence layers are related to a low-level jet.

**Key words:** Lidar, Aerosol, Boundary layer, Low-level jet

