

台灣地區紫外輻射之觀測與模擬（一）

主持人：柳中明

協同主持人：張修武

承辦單位：台灣大學 全球變遷研究中心

承辦單位：交通部中央氣象局

中華民國八十七年六月

摘要

本研究主要推動國內紫外射線(UV)觀測與模擬工作，在1997年7月-1998年6間期望完成之工作目標為：

1. 進行紫外射線指數之監測。
2. 準備進行紫外射線指數之預估模式發展。

預定在台北、阿里山與恆春，由台大全球變遷中心提供UV監測儀器，加強自動化之監測。同時，進行紫外射線之時空變化模擬；另外，收集監測資料與天氣資料，以分析了解UV受氣象因素影響情形。

研究所得為：UV監測持續；發展使用二套不同輻射模式以進行晴朗無雲下之指數估算；探討雲對實測指數的影響，並發展出多種可運用之指數預測模式，將晴朗無雲下之模擬指數依天氣預測狀況進行修正。所得結果，未來仍有相當大之改善空間。

關鍵詞：紫外射線、觀測、模擬。

目 錄

摘要	i
目錄	ii
一、引言	1
二、大氣臭氣層與紫外線輻射	1
2.1 全球臭氧持續減少	1
2.2 近地面紫外線輻射線增加之情況	2
三、近地面紫外線輻射與紫外線指數	4
四、近地面紫外線觀測	6
五、晴朗無雲下，紫外線指數模擬	8
六、雲對紫外線指數的影響	11
七、結論	13
參考文獻	14
附錄 A：MODTRAN 3 計算原理	39
附錄 B：UV-spec 說明	47

一、引言

自 1985 年南極臭氧洞被發現，全球人類就非常重視臭氧層破壞會導致近地面紫外射線增加，並致皮膚癌患者增加，生態食物鏈遭威脅等現象。1987 年蒙特婁議定書的簽訂與被各國具體落實執行，更可了解全球人類對紫外射線持續增加的憂慮。在國外，5 年前，全世界的紫外線監測站之數目不到 50，然而發展至今，數目已超過 250 個。預報紫外線指數的先進國更多達 15 國，包括鄰近之日本與澳洲等。

本計畫期望逐步推動國內紫外射線(UV)觀測與模擬工作，在 1997 年 7 月-1998 年 6 月間期望完成之工作目標為：

1. 進行紫外射線指數之監測。
2. 準備進行紫外射線指數之預估模式發展。

預定在台北、阿里山與恆春，由台大全球變遷中心提供 UV 監測儀器，加強自動化之監測。同時，進行紫外射線之時空變化模擬；另外，收集監測資料與天氣資料，以分析了解 UV 受氣象因素影響情形。

二、大氣臭氧層與紫外線輻射

2.1 全球臭氧持續減少

自 1985 英國科學家發現南極臭氧大幅遞減的情形後 (Farman et al., 1985)，每年八月底至十二月初，南極臭氧量持續降低，平均介於 150~300 DU(Dobson Unit) 或更低，而低平流層約 15~20 公里處，約有 95% 的臭氧會被破壞，這個在南極上空臭氧破壞的程度，長期受到國際關切，並以『南極臭氧洞』稱呼之 (WMO, 1994)。依美國太空總署 NASA 長期分析 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) 資料，臭氧洞是定義在小於 225DU 的區域；在國家海洋大氣總署 NOAA 的 SBUV (Solar Backscattering Ultra-Violet Spectrometer) 衛星資料分析，臭氧洞則為小於 300DU。

近日，世界氣象組織公報 (WMO Bulletin) 報告 (1997 年 12 月 3 日) (<http://www.wmo.ch/web/arep/ozbul10.html>) 說明 1997 年南半球 8-11 月總臭氧遞減狀況：在極區 65-90° S 處，總臭氧量與 1970 年代相比約減少 33%，而在 9 月底 10 月初的 2 星期內，曾大幅遞減超過 50%。總結而言，臭氧量低於 200-220 DU 且涵蓋區域超過一千萬平方公里的日數，大於 80 天。最嚴重時，曾影響面積達二千萬平方公里，約發生在 9 月中至 10 月中旬。

另外，依據 NASA 1997 年 4 月的新聞稿資料 (<ftp://ftp.hq.nasa.gov/pub/pao/pressrel/1997/97-064.txt>) 指出：1997 年 2、3 月至 4 月初，北極上空的平均臭氧量，較 1972-1982 十年的平均臭氧量約減少 40%；而 1996 年 3 月與 1972-1982 相比，只減少 24%。WMO 所提供的初步分析資料顯示，

1996 年 3 月臭氧平均值介是於 460-500 DU 間，但 1997 年 3 月 24 日的臭氧量則下降至 219DU。TOMS 資料顯示 1997 年 3 月中至月底的北極上空，低於 280DU 的面積超過了 5.3 百萬平方公里。由於近年來所面臨的每年初春北極臭氧遞減情況，日趨嚴重，因此國際關注的新焦點，漸著重在人口密集的北半球，與其相對之近地表紫外線輻射量增加與對環境的影響。

2.2 近地面紫外線輻射線增加之情況

在發現南極臭氧洞之前，南極地區只有非常少的紫外射線觀測資料，近年來因南極臭氧洞的發現，增加了許多對南極地區紫外射線的觀測(Lubin and Frederick, 1989, 1991; Lubin et al., 1989, 1992; Stammes et al., 1990, 1992; Frederick and Alberts, 1991; Smith et al., 1992a,b; Beaglehole and Carter, 1992a,b; Booth et al., 1994a,b; Roy et al., 1994; Frederick and Lubin, 1994; Helbling et al., 1994)，也由此清楚的了解臭氧洞對紫外射線強度的影響。圖 1 顯示 1991-1994 年南極地區兩個不同波段的紫外射線變化情況，其中波段 298-303nm 對臭氧濃度的變化相當的敏感(Booth et al., 1994b)，而 338-342nm 則較不受臭氧濃度變化的影響，波段 338-342nm 的輻射強度，如預期般的在夏至左右時達到最高值，但在波段 298-303nm 的輻射強度，卻在 11 月時達到最高，此清楚的顯示了臭氧洞對紫外射線強度的影響。

圖 2a 顯示，1991 年春季在相同的天頂角時，南極所測得的紫外射線強度較阿拉斯加 Barrow 所測的為高(Booth et al., 1994a)。圖 2b 則為上述相同兩處的可見光強度，比較後發現，此二地可見光的強度，並沒有很大的差異性，由此可證明南極有較高的紫外射線強度，並不是因為兩地不同的大氣情況所造成的(如雲的遮蔽或懸浮微粒等)。

雖然理論上高緯度紫外射線的強度要較低緯度為低，但圖 3 却顯示 1993 年春季臭氧洞發生時，南極 Palmer 站 (64°S) 的紫外射線強度遠大於美國 San Diego (32°N) 所測得的值(Booth et al., 1994b)。北半球極區的臭氧濃度有逐年下降的趨勢，且於 1992 年與 1993 年更出現了異常減少的情況，歸究其原因，可能與 1991 年 6 月的 Mt.Pinatubo 火山爆發有關，因為 1994 年北極的臭氧濃度，又恢復到沒有火山爆發的影響下，原先所預測的變化趨勢。阿拉斯加 Barrow 於 1991-1994 年春季所觀測到紫外射線增加的情況，與臭氧濃度減少的情況相當的一致，在 1992 年與 1993 年有異常增加的情形，於 1994 年又恢復至較正常的值。

另外，根據美國輻射觀測網於全美各地使用寬波段儀器(RB meter)觀測的結果(Scotto et al., 1975, 1988；Cotton, 1990)，較低的緯度會有較高的 UV-B 值。雖然地區性影響紫外射線強度的因素並未詳加的比較，但全球其他各地如俄羅斯(Garadzha and Neaval, 1987)、瑞典(Blumthaler and Ambach, 1990)、馬來西亞(Ilyas, 1987)與紐西蘭(Zheng and Bacher, 1993)觀測所得的紫外射線強度於不同的緯度有很大的變化。

使用多頻道不連續光譜線儀(Multifilter)偵測太陽紫外射線強度，為時最久的

連續觀測就屬 Correll et al. (1992)，觀測時間自 1975 年 9 月至 1990 年 12 月，地點為美國 Maryland(39°N , 77°W)，資料顯示，1980 年至 1987 年間，UV-B 有大幅的增加。波長大於 320nm 的輻射強度，在 1985 年間增加了 35%，此增加的幅度較平流層臭氧減少所帶來的影響更大。造成此結果的原因可能為 UV-A 波段範圍中，波長大於 320nm 的輻射強度並不受平流層臭氧濃度減少的影響，但使用多頻道不連續光譜線儀偵測太陽紫外射線強度時，大於 320nm 的 UV-A 波段卻會顯現出受到臭氧減少的影響，故觀測會有高估的情況。故以此種儀器所觀測到的結果，是較難與其他儀器的觀測結果互相參考比對。

比較紐西蘭 Lauder、澳大利亞 Melbourne 與德國 Neuherberg 利用掃描式光譜儀(Spectral)所測得的結果顯示(Seckmeyer and Mckenzie, 1992; Mckenzie et al., 1993)，南半球夏季的 UV-A 與 UV-B 較北半球為高，造成此一結果的原因可能為南半球平流層的臭氧濃度較低，與北半球對流層的污染程度較嚴重。阿根廷 Ushuaia 觀測到的資料也證明，南半球 UV-B 的強度較過去有明顯增加的情況，1991 年 12 月晴朗中午所測得 306.5nm 的輻射強度，較 10 年前增加了將近 45%。

近年來，UV 的測量在質與量上都有長足的進步，使用不同儀器測量的結果，其誤差值皆在 5% 以下，但由於過去對於 UV 偵測的資料太少，故無法預測其長期以來的變化趨勢。

南極春季臭氧洞發生時，地面 UV 有明顯增加的情況，比較南極與美國聖地牙哥測量的結果顯示，中緯度 UV 的增加率較極地為小。無論如何，1992 與 1993 年，北半球低總臭氧濃度時，UV 強度有明顯增加的情況。

阿根廷、智利、紐西蘭與澳洲所測得 UV 的值，較北半球相同緯度所測的值為高，造成此一結果的原因可能為，南半球平流層的臭氧濃度較低，對流層的空氣污染物較少；而北半球因部份地區受工業的影響，導致對流層空氣污染物增加，減少了地面 UV 的強度。近年來 UV 變化的趨勢顯示，對流層污染物對地面 UV 的影響較小，平流層臭氧濃度減少對地面 UV 的影響較大。

1979 至 1993 年人造衛星所測量的全球臭氧濃度顯示，南半球高緯度的 UV-B 有明顯的增加，但在低緯度卻只有較小的改變；不過此結果是假設在此段期間中，雲量與對流層污染物質的濃度保持固定。根據目前 CFCs 逐年減量的計畫，全球地面 UV 與平流層氯濃度的增加量，及臭氧濃度的減少量，在下個世紀初都將達到最大值，並期望臭氧濃度在 50 年內逐漸回復到以前的水準。

聯合國環境署 (UNEP) 1997 年 9 月【臭氧減少對環境之影響】(<http://sedac.ciesin.org/ozone/UNEP/unep97summary.html>)最新報告中指出：近期，在世界各地大量增加的紫外線監測工作，不僅加強了人類對於紫外線輻射影響因素的瞭解，如平流層臭氧、雲、平流層與對流層中的懸浮微粒 (aerosols)、都市污染源（特別在臭氧方面）、地表海拔與反射等影響，更大幅的減低了理論模式預測與實測資料研究的落差。

三、近地面紫外線輻射與紫外線指數

紫外線是由太陽輻射而來。太陽輻射之波長有 97% 在 290—3000nm 之間，稱為短波輻射 (Short-wave radiation)，其中一部分到達地面，一部分被大氣內之氣體、懸浮微粒、雲、水滴及冰晶等吸收或反射。一般可見光之波長有 99% 分布在 400—730nm 之間，在 400nm 以下波長者為紫外線 (Ultraviolet)，730nm 以上波長者為紅外線 (Infrared)。

紫外線又可分為 UV-A，UV-B 及 UV-C 三種，UV-A 之波長為 320—400nm，UV-B 之波長為 280—320nm，UV-C 之波長為 280nm 以下 (WMO, 1981)。UV-A 及 UV-B 之輻射可達地面，對地面上之生物有密切之影響，而 UV-C 波長甚短，大致上在高空即被吸收或反射，到達地面者，幾乎微乎其微。因此 UV-C 之觀測，比較不受重視，此方面之資料亦不多。

太陽到達地球的短波輻射中，能量主要集中於可見光的波段中，紫外線波段只佔約 10% 的能量，而地面觀測的大部分紫外輻射能量是屬於 UV-A 波段的，其能量從 400nm 起隨著波長的減少開始緩慢下降，至 UV-B 波段起則以指數方式急速下降，至 UV-C 之 280nm 時其能量已減少好幾個數量級，只剩趨近於零的能量。圖 4 顯示希臘 Thessaloniki (40° N) 所觀測到地球大氣層頂所接收的太陽波譜曲線 (最上方曲線)，及太陽天頂角 (Solar Zenith Angles, 簡稱 SZA) 為 35 度及 60 度時地面所接收太陽波譜的二條曲線，太陽能量在 UV-B 波段減少了四個數量級是因為臭氧吸收的結果。

圖 5 為 1994 年 11 月 22 日在臺南永康站使用美國 YANKEE Environmental System Inc. 所設計生產的儀器，包括 UV-A 紫外線輻射感應器 (300 到 390nm)、UV-B 紫外線感應器 (280 到 320nm) 及 TSP 全天空太陽輻射感應器 (0.3 到 $3\mu\text{m}$) 的一個觀測實例。顯然，全天空太陽輻射量在午時最大量約為 900wm^{-2} ，但 UV-A 紫外線輻射約為 90wm^{-2} ，整整小了一個等級；而 UV-B 紫外線輻射約為 1wm^{-2} ，比 UV-A 小了二個等級。當然 UV-C 輻射量更是微乎其微，可以忽略。

雖然 UV-A 輻射量要較 UV-B 為大，但是包括澳洲、紐西蘭、美國、加拿大、西德、希臘、英國、日本及北歐諸國等，正積極推動的紫外線監測及預測工作，卻都是以 UV-B 為重點 (USGCRP, 1995)。其根本原因是：臭氧層衰減則近地面 UV-B 輻射會大幅增加，而非是 UV-A 輻射。若採用臭氧吸收紫外線輻射的吸收率 (Absorptivity) 來分析，在 280nm 吸收率為 40cm^{-1} ，到 310nm 時已下降到 0.8cm^{-1} ， 330nm 時為 0.02cm^{-1} ，到 400nm 時更下降至 0.0001cm^{-1} (Paltridge and Platt, 1976)。顯然，大氣中臭氧吸收 UV-B 輻射的效率，為吸收 UV-A 的 100 ~ 1000 倍，因此大氣臭氧減少，反將會造成近地面 UV-B 大幅增加。圖 6 為南極地區所測總臭氧減少與近地面 UV-B 增加之相關，大約是總臭氧減少 10% 則 UV-B 增加 20%，減少 30% 則 UV-B 增加 50%，二者間之負相關非常顯著。

聯合國環境署的「臭氧減少對環境之影響」評估，強調 UV-B 輻射量會受臭氧減少而作大幅增加，因此會對生態造成顯著衝擊，所以國際間才會以 UV-B 為監測與預報之重點。至於對於人類而言，圖 7 為廣泛被接受的皮膚紅斑作用光譜(Erythema Action Spectrum)曲線，280nm 至 298nm 是紅斑作用光譜中，皮膚致紅最主要的紫外線波段，其加權數值為 1，當波長大於 298nm 時其加權數值快速減少，至 400nm 時則只剩約萬分之一，顯示醫學界認為 UV-B 輻射較 UV-A 易造成紅斑，並進而對人類健康造成相當影響。

從 1994 年夏天開始，美國國家氣象局及環保署開始每日提供紫外線指數(UV index) (USEPA, 1994)，這個指數預報次日中午陽光最強的一個小時，紫外線到達地面的輻射量，它包括次日雲量對紫外線強度預期值的影響。

大致上，將紫外線 UV-B 波段的輻射通量密度($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$)與紅斑作用光譜交叉積分後，即求得「危險紫外線輻射量」(damaging UV values 簡稱 DUV)，亦可稱之為有效輻射通量(Effective Power)，單位為 Wm^2 。再乘以 1 小時(3600 秒)，即得到小時有效輻射量(Effective Dose)，其單位為百焦耳/平方米(hecto J m^{-2})，並依其數值的大小分成 0 至 15 級，如介於 2~3 hecto J m^{-2} 為第 3 級，介於 3~4 hecto J m^{-2} 為第 4 級，餘類推。最高等級為 15，小時有效輻射量介於 14~15 hecto J m^{-2} 。此等級分類即稱之為「紫外線指數，UV index」。由於紫外線的輻射量和太陽的角度有密切的關係，在日正當中(太陽天頂角為 0 度)時，紫外線輻射的強度最大，所以國際間特別將每日的「紫外線指數」，定義為在午時所計算出來的量；但在取實際觀測資料時，則是取一日內觀測到的最高指數，當然多是出現在午時。

那麼「紫外線指數」是如何與人類皮膚曝曬相互關聯呢？醫學界定 MEDs (Minimum Erythema Dose，產生紅班的最小量)，其為皮膚在陽光曝曬 24 小時內，變紅或產生紅斑所需的最小能量。這是測量陽光對皮膚傷害非常有用的工具。MEDs 在不同條件下是會改變的。一般而言我們可將皮膚分成(1)從未曬黑/總是曬紅、(2)有時曬黑/時常曬紅、(3)時常曬黑/有時曬紅、(4)總是曬黑/極少曬紅等四類，其所需的 MEDs 是不同的。例如對於從未曬黑(最敏感)的皮膚而言，其 MEDs 僅為 1-3 hectoJ/m²，白種人的皮膚屬於此種類型。對於總是曬黑(極不敏感)的皮膚而言，其 MEDs 可達 5-12 hectoJ/m²，黑色人種的皮膚則大多屬於此類。而黃種人的皮膚則介於此二類型之間，其相關的說明如表 1 所示。

表 2 則列出(1)從未曬黑(最敏感)和(2)總是曬黑(極不敏感)二種皮膚在不同紫外線指數下，達到曬紅所需之時間。例如皮膚屬從未曬黑(最敏感)者，其 MEDs= 1 hectoJ/m² 時，若當日的紫外線指數為 5，代表中午一小時累積的能量為 5 hectoJ/m²，在此狀況下只需 12 分鐘(1/5 小時)的曝曬，皮膚在 24 小時內即可能變紅或產生紅斑。若紫外線指數為 10，則僅需 6 分鐘的曝曬，皮膚即可能變紅。

為了讓一般大眾能方便使用這個指數，美國環保署(USEPA, 1995)將曝曬程度分成微弱(0~2)、弱(3~4)、中等(5~6)、強 (7~9)、極強(10~15)幾個等級。劉

銘龍等(1997)在國內乃將其分級為微量、低量、中量、過量與危害等。

四、近地面紫外線觀測

在監測近地面紫外線輻射方面，目前世界各地使用最普遍的掃描式光譜儀，當屬布魯爾分光光譜儀(Brewer Spectrometer)，此儀器係由加拿大 SCI-TEC 公司所製，目前中央氣象局在台北及東部的成功各有一套。此儀器可對紫外線 290nm 至 325nm 的波段進行詳細的觀測。作業時利用軟體的控制，從 290nm 起每隔 0.5nm 做一個觀測，到達 325nm 時，再以每 0.5nm 的間隔遞減回來。所得到各波長的輻射通量密度，經過紅斑作用光譜(圖 7 所示)的加權計算及積分後，即自動計算得「危險紫外線輻射量」(DUV)。

由於此儀器相當精密，其波譜間隔只有 0.5nm，故可以準確的得到各波段的觀測值，但儀器掃描來回一次的觀測需花費數分鐘之久，有時遇到雲層快速移動，則明顯影響觀測所得之波譜分布。由於布魯爾分光光譜儀，在不同的時間可分別進行臭氧全量、紫外線的觀測，每天亦可自動進行水銀燈的波長校驗及標準燈的強度校驗。故此儀器售價高達十萬美元以上，且操作、校正及維護儀器所費不貲，更需人力隨時伺候，因此不適合大量設站，目前全世界約裝置有一百餘套儀器，我國則在台北及成功各有一套儀器，並定期與位於加拿大的世界臭氧及紫外線中心交換資料。

在美國使用最普遍的寬波段紫外線輻射監測儀器是 Robertson-Berger 的儀器(簡稱為 R-B)，係 1950 年代由 D.F.Robertson 所發明的一種專門測量紅斑反應的紫外波譜之儀器，後由 Berger 再設計改良成較新的機型(Berger, 1976)。此種寬波段 UV 儀器具有簡便、易於操作、維護及價格低廉等優點。此外，其快速的反應時間(0.1sec 左右)亦使其可在任何天氣狀態下進行觀測。然而，此儀器有易受溫度影響且穩定度較差的缺點。為改善這些缺點，D. Berger 和 M. Morys 又研究出最新的機型，此即第三代 Robertson-Berger 儀器，也就是 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀。此儀器主要可量測 280nm 至 320nm 波長的紫外輻射量，在過去 25 年中，使用此儀器所發表的相關論文有數百篇之多。

自 1997 年初，台灣大學全球變遷研究中心在台北、阿里山、恆春、台中與高雄逐步建立起 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀監測系統。其中，台北 Solar 儀器乃用來與 Brewer 儀器相比較，作為整個系統的校對中心。此套儀器之測定原理為光波通過晶體圓罩(Quartz dome)及過濾器後，使欲測的紫外線進入感應器內量測，經過增幅器及溫度訂正後，以直流電壓輸出。此儀器內設計有溫度穩定器，故在攝氏 -40 至 50 度的環境溫度下，每度的反應偏差約為 1% 內。此儀器波譜反應範圍為 280nm 至 400nm，且與皮膚致紅的反應曲線相當一致(圖 8)，所以是量測皮膚致紅之紫外線輻射量的實用工具。

SOLAR 501 使用的單位為 MED/HR (Minimum Erythema Dose per Hour)。MED/HR 與前述「有效輻射通量」的相關為：

$$1\text{MED/HR} = 5.83 \times 10^{-2} \text{Wm}^{-2} \text{ of Effective Power}$$

上式乘以 1 小時(3600 秒)之後即得到有效量(Effective Dose)，所以：

$$1\text{MED} = 2.1 \text{ hecto Jm}^{-2} \text{ of Effective Dose}$$

皮膚致紅的有效量是有效輻射通量乘以時間，例如目前紫外線的有效輻射通量為 2MED/HR，經過半小時的曝曬後，皮膚累積的有效量為 1MED。根據原廠的報告，紫外線指數(UV index)可由 MED/HR 換算得到，1MED/HR 等於 2.3 個紫外線指數，經過初步校驗後，其正確性相當高。501 型紫外線輻射儀在出廠時皆會做儀器校驗，其條件是晴天、太陽天頂角 30 度、氣柱臭氧全量 2.7mm(270 Dobson Unit)、溫度攝氏 25 度的海平面。在不同狀況下儀器的測值會有誤差，若氣柱臭氧全量從 2.7mm 至 3.3mm，太陽天頂角為 0 度至 70 度，其誤差在 6% 以下。

目前每分鐘有一筆資料，其測值與太陽角度及天空狀況有密切關係。不過，為配合本研究的需要，主要取小時之紫外線指數。圖 9a,b 分別顯示 1997 年(民國 86 年)4 月 25 日與 5 月 2 日的日變化，最高值均出現在中午，且達 9 以上。天空狀況的變動，如雲量，確實會影響指數的大小。

另外，將 501 型紫外線輻射儀與布魯爾分光光譜儀所測得的資料加以比較，發現彼此間一致性很好。圖 10 顯示 1997 年 9 月 30 日與 10 月 3 日之紫外輻射 DUV 值(mW/m^2)，從資料得知此二台儀器之測值非常接近，而其它的時間也有相似的結果，這表示目前的觀測情形良好，資料正確性極高。

分析台北、台東成功、阿里山與恆春四個測站，1997 年 5~11 月紫外線指數國際觀測資料(台中與高雄站資料約自 1997 年 12 月起)，表 3a ~ 3d 分別列出紫外線指數過量級(7)以上的天數和百分比。值得注意的是：台北站僅有 66 天出現指數超過 7 以上，而其他 3 站均有超過 120 天。顯然，緯度差異、高度差異、雲量差異、空氣污染程度差異等(圖 11)，均可能影響各地近地面紫外線輻射量的差異。至於垂直臭氧濃度的差異，特別是平流層臭氧的變化，在台灣的空間尺度內，原則上影響微弱，此點可以台北與成功總臭氧濃度變化一致(Liu et al., 1995)支持之；但是垂直臭氧隨時間變化，所造成的近地面紫外輻射改變，乃是整個國際相關研究工作的基點，此問題在本地因為資料時間序列短，很難獲致答案，未來或可借助衛星遙測資料與輻射模擬。

另外，到達地面之紫外線輻射，會受到垂直臭氧、雲、空氣污染物質(包括懸浮微粒)的影響(圖 11)，國際間多進行精密的野外觀測，配合輻射模擬，才可能獲致比較明確的了解。其中配合性的垂直臭氧剖面監測最為重要，我國雖然中央氣象局每二週進行一次觀測，但資料的時間密度仍未達。(請參考 Weihs and Webb, 1997a,b)

五、晴朗無雲下，紫外線指數模擬

● MODTRAN 3 模式說明

為要預報台灣地區各地的紫外線強度，本研究嘗試使用 MODTRAN 3 辐射模式來模擬晴日無雲、無懸浮微粒下，直達地表的太陽輻射，且模擬重點是放在 UVB (286nm~320nm) 波段的輻射強度。

Modtran 3 乃美國空軍地球科學研究室(AFGL)，改進其過去發展之 Lowtran 7 有關分子吸收係數和計算分子穿透率的近似法而得，為 "A Moderate resolution Lowtran" 的縮寫，比 Lowtran 7 更穩定，精確度更高。主要特色為：

1. 精確度高；
2. 分子吸收係數為溫度和壓力的函數；
3. 12種吸收分子；
4. 多種散計算功能。

Lowtran 7 的精確度為 $\Delta\nu = 5\text{cm}^{-1}$ ， ν 為波數，分子吸收係數為單一參數。在 Modtran 3 中， $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，考慮 12 種吸收分子 H_2O 、 O_2 、 O_3 、 CO 、 CO_2 、 NO 、 NO_2 、 N_2O 、 NH_3 、 HNO_3 、 SO_2 與 CH_4 。每種吸收分子對應 5 個參考溫度 200°K 、 225°K 、 250°K 、 275°K 與 300°K ，若溫度小於 200°K 取 200°K ，大於 300°K 取 300°K 。波譜範圍 $\nu = 0 - 17900\text{cm}^{-1}$ ，區間 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，瓦格特線 (Voigt line) 取 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ 積分，因此 Modtran 能計算比 Lowtran 7 更精細的波段。（細節請閱附錄 A）

要執行 MODTRAN 3 必須輸入大氣及臭氧的垂直剖面資料，並將這些資料製作成 MODTRAN 3 所要求的輸入格式。資料的處理分為以下 3 部分：

◆ 大氣剖面資料：

執行 MODTRAN 3 模式須輸入當時、當地大氣的剖面資料，內容包含壓力、溫度、相對濕度。因為台灣本島的探空資料只有板橋及花蓮站的每日兩次 (00Z, 12Z) sounding，故此二站以外的測站所須的大氣剖面資料，均必須由此二站的探空資料擇一代替。選取原則是以台灣西部地區各站的模擬以板橋探空來代替，東部地區各站的模擬以花蓮探空來代替。其中，宜蘭經測試後發現試用台北的探索資料，恆春則試用花蓮的探空資料。選取的探空資料以 00Z 為主，一天內各時段均用同一大氣剖面資料來輸入。

◆ 臭氧剖面資料：

在 UVB 的波段中，臭氧吸收大部分的輻射量。因此，整個大氣氣柱中的臭氧量將直接影響到達地面的 UVB 強度，故在模式的模擬中，臭氧的剖面資料是一重要的輸入項。國外研究顯示，臭氧總量在熱帶及中緯度地

區，夏天每日變化量約為（ $\pm 1\%$ ）。且台灣地區的臭氧探空資料為板橋站約二星期一筆，因此本研究在執行 MODTRAN 3 時所須輸入的臭氧剖面資料，將以個案日最近的一日板橋臭氧探空資料來取代。

◆ 太陽角度：

由於每日逐時的太陽天頂角會變，造成太陽光到達地球表面的光路徑會變化，也因此產生輻射量的逐時變化。太陽輻射強度與天頂角成反比。太陽天頂角愈小時，晴空下大氣輻射量愈大，因此夏天每日太陽輻射量最強的時刻約在中午時分（天頂角 $<10^\circ$ ）。執行 MODTRAN 3 模式時，須輸入每個模擬時刻太陽天頂角及當日的日序，以提供模式做計算。

將以上三部分的資料製作成 MODTRAN 3 所需的輸入格式後，再將波長選取項調整至 UVB 波段（280nm~320nm），並選取晴空（無雲）及清潔空氣（背景海洋性大氣）為大氣狀態。如此，MODTRAN 3 即可模擬出在晴日背景大氣下的 UVB 輻射強度。而為配合紫外線指數觀測工作的進行，本研究乃將所計算出來的 UVB 輻射強度乘上權重函數如圖 7 所示，即得前節所題及之 DUV 量，並可進一步換算出 UVI 指數。本研究每 15 min 模擬一次 DUV 強度，故一小時的累積總輻射量即是小時有效輻射量(Effective Dose)，其單位為百焦耳/平方米 (hecto J m⁻²)。其次再依其數值的大小分成 0 至 15 級，即可得到逐時晴朗無雲下的紫外線指數。當然，在指數作業過程中，所需要的是午時最強的指數。

● 台北、成功個案日模擬

由於季節變換和是否有雲，對太陽輻射到達地面的量影響甚巨，故紫外線量在夏季無雲的日子理論上應較高。且國外在發佈 UVI 時，亦是以無雲的狀態來做初步估算，因此本研究嘗試於 1996 年夏季，以晴日無雲為條件，來做個案日的選取。

台灣地區每年 6,7,8 月為一年中輻射最強的月份，因此本研究選取 1996 年 8 月為模擬對象，並在 8 月份 31 日中挑選一全省均為晴空且各地能見度佳的個案來做晴空無懸浮微粒下海平面高度的輻射理論值模擬。

由中央氣象局的雲量、能見度及日照時數資料顯示：1996 年 8 月 19 日 9:00~15:00 台北、成功兩站雲量均小於 4，日照時數均為 60 分鐘，且能見度台北 15 km、成功 25 km。此為理想的模擬個案條件，且藉由查看各地環保署空氣品質測站的臭氧資料，得之 8 月 19 日全省各地臭氧濃度大於 80ppb 的高臭氧污染日比例最高，顯示太陽輻射強，因此光化反應激烈，故此日為本研究極佳的模擬個案日。

圖 12a,b 為模擬估算之台北、成功兩地，在 1996 年 8 月 19 日，自上午 8:00 至下午 16:00，每十五分鐘的「晴日無懸浮微粒下 DUV 理論值」(mW/m^2)，

與實際觀測（中央氣象局 Brewer 儀器觀測）之比較。模擬條件設定，是以全日無雲且無懸浮微粒之大氣狀態為主，並使用 1996 年 8 月 18 日的氣象及臭氧剖面資料，加上 8 月 19 日的天頂角，輸入模式而計算出。由圖中可看出 DUV 強度是依照太陽天頂角之變化而改變，不受其他任何因素的影響，故 DUV 的日變化是隨時間呈理想的「鐘形」變化，且以正午為中線，呈上午、下午對稱的分佈，且成功站在中午前後的 DUV 值均比台北來得大。由圖 12a 可看出：台北站的模擬，在正午前後至下午，模擬值與觀測值有很好的配合，唯獨在上午 9:00~11:00 時可能是因為實際大氣狀況的因素（有雲經過），觀測值有大幅的消減波動，導致模擬值與實際資料產生誤差。圖 12b 為成功站的情形，相較於台北站的結果，成功站模擬值與實測值間的誤差就少得多，自上午 8:00 至下午 16:00 兩值間的差值均小於 25mW/m^2 ，此結果顯示：實際的大氣狀況若能與模式的設定狀況相契合（晴日、無懸浮微粒），則 MODTRAN 3 可模擬出近似實際的 DUV 值。

將所模擬出的每小時 DUV 量，換算成紫外線指數（UVI）（表 4），此為理論上夏季晴日無雲無懸浮微粒的 UVI 值。由表 4 可看出：在夏季晴日無雲的條件下，台北在中午前後一小時（11:00~13:00）的紫外線指數可達 10~11，緯度低的成功站則可高達 11~12。正午一小時（11:30~12:30）台北站 UVI 為 11，成功站 UVI 則高達 12，均為“極強”的等級。成功站在正午一小時的 DUV 積量為 $1169\text{ J/m}^2\cdot\text{hr}$ ，比台北站的 $1097\text{ J/m}^2\cdot\text{hr}$ 高出 72mW/m^2 。

● UVSPEC 模式應用

以上乃取 MODTRAN 3 為模擬工具，但是目前國際間亦有其他相似模式提供使用，如 UVSPEC(Mayer et al., 1997)、GOMETRAN (Rozanov et al., 1997) 等。本研究在下半年內乃發展使用 UVSPEC 模式，進行晴朗無雲下紫外線指數之模擬。

Modtran 3 輻射傳遞方程主要是利用 Curtis-Godson 近似法，該近似法最主要的觀念是決定一個等效於非均勻大氣的均勻大氣，再利用光譜模式計算出平均透射率，然而此近似法的準確度取決於吸收體含量隨氣壓之分布。由於臭氧的分布多集中於平流層中，吸收線相較於 Modtran 3 所提供的瓦格特線為窄，同時在低平流層中，臭氧隨著氣壓減少而增加，故雖能求得大致近似地面儀器實測的結果，但仍有瑕疵。

UV-spec 利用離散方向法以高解析度的波長範圍做計算（閱附錄 B），其模式的優點是對臭氧量十分敏感，同時能精確的求出晴空無懸浮微粒情況下的近地面紫外輻射通量，充分的符合我們的要求，但缺點是較 Modtran 3 耗費計算時間。基本上，此二模式的輸入需求與輸出結果類似，將所計算得之波譜輻射強度乘上紅斑波譜，再進行積分即可得「晴日無懸浮微粒下 DUV 理論值」。在圖 13 中，吾人選取 1996 年 8 月 19 日個案進行分析，所得結果相當亦相當令人滿意。

原則上，UV-spec 的發展運用，乃期望增加更多在模擬方面的選擇。

六、雲對紫外線指數的影響

太陽輻射中的紫外線，其強度在到達地表之前會受大氣中許多物質的吸收或散射而減弱。如圖 14a~d 所示，實測的 UVI 值 (x) 在絕大部份的日子裡均顯著地低於理論值 (\diamond)；由於理論值已考慮了平流層臭氧的吸收，因此其間的差異大多是由對流層內氣象因子所造成。在平流層中主要的紫外線吸收物質為臭氧，而在對流層中對紫外線影響最大的則是「雲」的存在。雲的宏觀特性中，對紫外線影響最大的應屬雲的天空遮蔽量（雲量）和雲的厚度（雲高），而此二因子可呈現極大的逐時變化，是影響紫外線指數 (UVI) 的最重要參數。本節研究旨在分析雲的存在對紫外線指數的影響，以及探討是否能夠利用中央氣象局現有預報項目中的一些參數來推估雲的影響，以進行較客觀的 UVI 預報。

- 實際雲量與 UVI 間的關係

為了瞭解雲對紫外線指數的影響，首先假設以 MOTRAN3 模式所計算的理論值 (UVI_{th}) 可準確代表經平流層臭氧吸收後的紫外線強度 (UVI_{tr})，然後算出此理論值與實測紫外線指數 (UVI_{ob}) 之間的差異 (ΔUVI)。如此， ΔUVI 應代表紫外線受對流層內各種因素（如：雲量、氣懸粒子）的消減，再加上儀器誤差（註：理論值也可能有些誤差）。表 5 為分析 1996 年的氣象與輻射資料所得的各種相關係數，結果可發現 ΔUVI 與實測雲量間的相關係數在台北全年為 0.524，5~9 月為 0.591；在成功全年為 0.549，5~9 月為 0.556。其他的氣象因子中，僅日照小時數（在成功還包括 5~9 月正午溫度）與 ΔUVI 間的相關係數較以上這些相關係數為高；然而日照小時數也與雲量有關，顯示各氣象因子中雲量對紫外線指數的影響最大，而此影響在 5~9 月更為顯著。此外，在台北與成功，能見度與 ΔUVI 間的相關係數也很高，可惜能見度並非氣象局預報項目，無法用來做 UVI 預報。另外可以考慮作為預報因子的是幾個溫度和溫差因子（是氣象局觀測項目與預報項目）。而降雨機率雖非觀測項目，無法進行此一小節所討論的“實測值”分析，但卻是個預報項目，並可以利用來推估雲量。

基於雲量的重要性，此處嘗試不考慮其他因子，僅以實際雲量 f_c ($0 \leq f_c \leq 1$) 來建立紫外線指數預報公式。首先假設紫外線消減量與雲量成某種線性關係，則可建立半經驗式：

$$UVI_{pr} = UVI_{th} * (1 - f_c/a) + b$$

以此公式所得到的紫外線指數預測值 UVI_{pr} 與實測值間誤差 (δUVI ，定義為 |

$|UVI_{pr} - UVI_{ob}|$ 的統計列於表 6。分析台北 1996 年的資料顯示，當使用 $a=1.5$ ， $b=-0.8$ 之時， δUVI 的全年絕對值平均為 1.46，5 ~ 9 月絕對值平均為 1.65，而均方根為 1.85；成功 1996 年資料則顯示，當使用 $a=1.5$ ， $b=0.25$ 之時， δUVI 的全年絕對值平均為 1.40，5 ~ 9 月絕對值平均為 1.64，均方根為 1.85。【註：實際雲量法 1 之係數 a 、 b 的選取是讓全年平均絕對誤差降至最低，而實際雲量法 2 之係數 a 、 b 的選取是讓 5 ~ 9 月平均絕對誤差降至最低。】

● 雲量估計法

以上結果顯示，若能得到準確的雲量，則應可利用新的經驗式顯著提高紫外線指數預報的準確度。不過目前中央氣象局預報項目中並不包括雲量，無法直接應用這個新的方法。此研究因而進一步嘗試以“天氣狀況”和“降水機率”這兩個與雲量較為相關的預報項目來推估次日午間雲量，再以此推估雲量代入上述經驗式以求得新的紫外線指數預報值 UVI_{pr}^* 。

首先計算“天氣狀況”與當日 12 時~14 時平均雲量間的統計關係，以得到各種“天氣狀況”所代表的雲量 $f_{c,wx}$ 。表 7 列出各類預報天氣狀況與實測雲量間的關係，包括平均雲量、出現次數以及標準差。由出現次數可發現氣象局所發佈的天氣狀況預報分佈極不平均，有些項目出現次數過低，因此較無統計上的意義。同時，在某些特定天氣狀況（預報）下，實際雲量的標準差相當大，也就是說以天氣狀況來推估雲量可能會有很大的誤差。此處暫以 1996 年的資料分別算出台北與成功地區的 $f_{c,wx}$ ，另外再添以“降水機率”預報來獲得另一推估雲量 $f_{c,r}$ ，以避免較極端的誤差。此處對 $f_{c,wx}$ 和 $f_{c,r}$ 取權重平均而得到推估的午間雲量：

$$f_c^* \sim c*f_{c,wx} + (1-c)*f_r$$

表 6 中列出了僅以“降水機率法”來推估雲量（即 $c = 0$ ），以及以“降水機率+天氣狀況法”來推估雲量，所得的 UVI 誤差絕對值 (δUVI)。在台北（使用 $a=1.3$ ， $b=-2.6$ ， $c=0.17$ ），以“降水機率+天氣狀況法”所預報的 δUVI 全年平均為 1.59，均方根為 1.97；在成功（使用 $a=1.5$ ， $b=0$ ， $c=0.5$ ）， δUVI 全年平均為 2.03，均方根為 2.50。若僅以“降水機率法”來推估雲量，則在台北（使用 $a=1.3$ ， $b=-2.8$ ， $c=0$ ）的 δUVI 全年平均為 1.61，均方根為 2.02；在成功（使用 $a=1.3$ ， $b=-1$ ， $c=0$ ），全年平均為 2.04，均方根為 2.56。以雲量推估法預測 UVI 雖較以實際雲量預測 UVI 的誤差為大。

表 6 也顯示最佳的權重值在台北為 $c = 0.17$ ，在成功為 $c = 0.5$ ，顯示在台北地區降水機率比天氣狀況之預報更能代表雲量的影響。未來若能加強對降水機率與天氣狀況預報所代表的雲量作更佳的詮釋，也許還能提高 UVI 預報的精確度。

● 溫度因子修正

以上雲量推估法僅利用了降雨機率和天氣狀況兩個預報因子，其實還可考慮加入其他的預報項目於新的經驗式中，以更加提高紫外線指數預報值的精確度。將新的經驗式（降雨機率+天氣狀況法）預報值之誤差再與各個氣象因子作相關分析，便可找出可茲利用的其他預報參數。表 5 顯示，在預測項目中尚有殘留利用價值（較高相關因子）的，包括台北的「預測溫差」以及成功的「預測最高溫」與「預測最低溫」。此處嘗試對「降雨機率+天氣狀況法」作溫度因子修正：

$$\begin{aligned} \text{台北：溫度因子修正量} &= -1.646 + 0.210 * \text{預測溫差} \\ \text{成功：溫度因子修正量} &= 1.470 - 0.028 * \text{預測最高溫} \end{aligned}$$

結果列於表 6 的最後一行，顯示以線性迴歸法可將台北地區誤差的均方根由 1.97 降至 1.94，成功地區誤差的均方根由 2.50 降至 2.34。以上修正只是利用最簡單的線性迴歸法，未來尚可考慮較複雜的統計方法，以及納入更多的氣象預報因子來提高精確度。

七、結論

本研究在上半年內，大致對紫外線監測與模擬均有相當進展，下半年則一方面發展使用其他模式，以增加選擇權，另一方面則對雲的影響因素進行深入分析，並探討預測模式的可能發展。

大致上，自 1997 年初，台灣大學全球變遷研究中心在台北、阿里山、恆春、台中與高雄逐步建立起 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀監測系統。其中，台北 Solar 儀器乃用來與 Brewer 儀器相比較，作為整個系統的校對中心。分析台北、台東成功、阿里山與恆春四個測站，1997 年 5~11 月紫外線指數實際觀測資料(台中與高雄站資料約自 1997 年 12 月起)。值得注意的是：台北站僅有 66 天出現指數超過 7 以上，而其他 3 站均有超過 120 天。顯然，緯度差異、高度差異、雲量差異、空氣污染程度差異等，均可能影響各地近地面紫外線輻射量的差異。至於垂直臭氧濃度的差異，特別是平流層臭氧的變化，在台灣的空間尺度內，原則上影響微弱，此點可以台北與成功總臭氧濃度變化一致(Liu et al., 1995)支持之；但是垂直臭氧隨時間變化，所造成的近地面紫外輻射改變，乃是整個國際相關研究工作的基點，此問題在本地因為資料時間序列短，很難獲致答案，未來或可借助衛星遙測資料與輻射模擬。

同時，本研究詳細探討在晴日無雲下，運用 MODTRAN 3 模式進行紫外線輻射模擬，所得結果與實測相近。下半年更發展使用 UV-spec 模式，以增加未來運用時之選擇。

進一步研究，分析探討了雲的存在對紫外線指數的影響，更探討是否能夠利用中央氣象局現有預報項目中的一些參數來推估雲的影響，以進行較客觀的UVI預報。結果發展出相當多的可能運用模式，未來若能將每日晴朗無雲下的模擬預測值，輸入適當之氣象影響修正模式，當可預報得與實測接近的預測指數。

參考文獻

- Beaglehole, D. and G. G. Carter, 1992a: Antarctic skies 1: Diurnal variations of the sky irradiance, and UV effects of the ozone hole, spring 1990. *J. Geophys. Res.*, 97, 2589-2596.
- Beaglehole, D. and G. G. Carter, 1992b: Antarctic skies 2: Characterization of the intensity and polarization of skylight in a high albedo environment. *J. Geophys. Res.*, 97, 2597-2600.
- Blumthaler, M. and W. Ambach, 1990: Indication of increasing solar ultraviolet-B radiation flux in Alpine regions. *Science*, 248, 206-208.
- Booth, C. R., T. Lucas, J. H. Morrow, C. S. Weiler and P. A. Penhale, 1994a: The United States National Science Foundation's polar network for monitoring ultraviolet. pp. 17-37, in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C.S. Weiler and P.A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Booth, C. R., and S. Madronich, 1994b: Radiation amplification factors - improved formulation accounts for large increases in Ultraviolet radiation associated with Antarctic ozone depletion. pp. 39-42 in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Berger, D. S., 1976 : The sunburning ultraviolet meter : Design and performance. *Photochem. Photobiol.* 24: 587-593.
- Correll, D. L., C. O. Clark, B. Goldberg, V. R. Goodrich, D. R. Hayes, Jr., W. H. Klein and W. D. Schecher, 1992: Spectral ultraviolet-B radiation fluxes at the earth's surface: long-term variations at 39°N, 77°W. *J. Geophys. Res.*, 97, 7579-7591.
- Cotton, G. F., 1990: Robertson-Berger UVB meter. in *Summary Report 1989*, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Report No. 18. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, December.
- Dickenson, R. R., S. Kondragunta, G. Stenchikov, K. L. Civerolo, B. G. Doddridge and B. N. Holben, 1997: The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278, 827-830.
- Farman, J.C., B. G. Gardiner and J.D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315, 207-210.
- Frederick, J.E. and A.D. Alberts, 1991: Prolonged enhancement in surface ultraviolet radiation during the Antarctic spring of 1990. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1869-1871.
- Frederick, J.E. and D. Lubin, 1994: Solar ultraviolet irradiance at Palmer station,

- Antarctica. in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, pp.43-52, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Garadzha, M. P. and Ye. I. Nezval, 1987: Ultraviolet radiation in large cities and possible ecological consequences of its changing flux due to anthropogenic impact. pp. 64-68 in *Proc. Symp. on Climate and Human Health*, World Climate Programme Applications, WCAP Report No. 2, Leningrad.
- Helbling, E.W., V. Villafane and O. Holm-Hansen, 1994: Effects of ultraviolet radiation on Antarctic marine phytoplankton photosynthesis with particular attention to the influence of mixing. in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P.A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, pp. 207-227, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Ilyas, M., 1987: Effect of cloudiness on solar ultraviolet radiation reaching the surface. *Atmos. Environ.*, 21, 1483-1484.
- Liu, C.M., 1996 : Sensitivity of ozone production to the NMHC composition, aerosol backscattering and high chimney emission. *Chemistry and Ecology*, 12-147-161.
- Liu, C.M., C.-J. Lin, H.-W. Chang and S.-M. Chou, 1995 : Ozone monitoring in Taiwan. *Atmospheric Ozone as a Climate Gas - General Circulation Model Simulation*. Eds. W.-C. Wang and I.S.A. Isaksen, NATO ASI Series, Subseries I *Global Environmental Change*, vol. 32, p.289-303.
- Lubin, D. and J. E. Frederick, 1989: Measurements of enhanced springtime ultraviolet radiation at Palmer station, antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 783-785.
- Lubin, D. and J. E. Frederick and A.J. Krueger, 1989: The ultraviolet radiation environment of Antarctica: McMurdo station during September - October 1987. *J. Geophys. Res.*, 94, 8491-8496.
- Lubin, D. and J. E. Frederick, 1991: The ultraviolet radiation environment of the Antarctic peninsula: the roles of ozone and cloud cover. *J. Appl. Met.*, 30, 478-493.
- Lubin, D. B. G. Mitchell, J. E. Frederick, A. D. Alberts, C. R. Booth, T. Lucas and D. Neuschuler, 1992: A contribution toward understanding the biospherical significance of Antarctic ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, 97, 7817-7828.
- Mayer, B., and G. Seckmeyer, 1997: Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modelling results. *J. Geophys. Res.*, 102, 8755-8767.
- McKenzie, R.L., M. Kotkamp, G. Seckmeyer, R. Erb, C.R. Roy, H.P. Gies, and S. J. Toomey, 1993: First Southern Hemisphere intercomparison of solar UV spectra. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 20, 2223-2226.
- Paltridge, S. W., and C. M. R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Elsevier, Amsterdam.
- Rozanov, V. V., D. Diebel, R. J. D. Spurr and J. P. Burrows, 1997: GOMETRAN: A radiative transfer model for the satellite project GOME, the plane-parallel version. *J. Geophys. Res.*, 102, 16683 – 16695.
- Roy, C. R., H. P. Geis, D. W. Tomlinson and D. Lugg, 1994: Effects of ozone depletion on the ultraviolet radiation environment at the Australian stations in Antarctica. pp. 1-15 in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*.

- 31
- Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Scotto, J., T. Fears and G. B. Gori, 1975: *Measurements of ultraviolet radiation in the United States and comparisons with skin cancer data*. U.S. Dept. of Health, Education, and Welfare, Report No, (NIH) 76-1029, November 1975.
- Scotto, J., G. Cotton, F. Urbach, D. Berger, and T. Fears, 1988: Biologically effective ultraviolet radiation: measurements in the United States 1974-1985. *Science*, 239, 762-764.
- Seckmeyer, G., and R.L McKenzie, 1992: Elevated ultraviolet radiation in New Zealand (45° S) contrasted with Germany (48° N). *Nature*, 359, 135-137.
- Smith, R.C., B.B. Prezelin, K. S. Baker, R. R. Bidigare, N.P. Boucher, T. Coley, D. Karentz, S. MacIntyre, H.A. Matlick, D. Menzies, M. Ondrusek, Z. Wan, and K. J. Waters, 1992a: Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. *Science*, 255, 952-959.
- Smith, R.C., Z. Wan and K.S. Baker, 1992b: Ozone depletion in Antarctica: modeling its effects on solar UV irradiance under clear sky conditions. *J. Geophys. Res.*, 97, 7383-7397.
- Stamnes, K., J. Slusser, and M. Bowen, 1990: Biologically effective ultraviolet radiation, total ozone abundance, and cloud optical depth at McMurdo Station, Antarctica, September 15, 1988, through April 15, 1989. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 2181-2184.
- Stamnes, K., Z. Jin, J. Slusser, C. Booth, and T. Lucas, 1992: Several-fold enhancement of biologically effective ultraviolet radiation levels at McMurdo Station, Antarctica, during the 1990 ozone "hole". *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1013-1016.
- USEPA (US Environmental Protection Agency), 1994: *Experimental UV index*. U.S. EPA 430-F-94-019, 10pp.
- USGCRP (US Global Change Research Program), 1995: *The U.S. Interagency UV-Monitoring Network Plan*. USGCRP-95-01.
- Weihs, P., and A. R. Webb, 1997a: Accuracy of spectral UV model calculations. 1. Consideration of uncertainties in input parameters. *J. Geophys. Res.*, 102, 1541-1550.
- Weihs, P., and A. R. Webb, 1997b: Accuracy of spectral UV model calculations. 2. Comparison of UV calculations with measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, 1541-1550.
- WMO, 1994: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 37.
- Zheng, X., and R.E. Basher, 1993: Homogenization and trend detection analysis of broken series of solar UV-B data. *Theor. Appl. Climatol.*, 47, 4, 189-303.

表 1：皮膚之類別與皮膚變紅或產生紅斑所需紫外線輻射的能量
(參考自 USEPA，1994)。

皮膚類別	未曝曬部份皮膚之顏色	曝曬歷史	皮膚變紅或產生紅斑所需之能量(MEDs)
(1)從未曬黑/總是曬紅	蒼白或雪白	非常容易曬紅或曬傷，痛的腫脹或脫皮	1-3 hectoJ/m ² (10 -30 mJ/cm ²)
(2)有時曬黑/時常曬紅	淡褐色，有時會有斑點	時常曬紅，出現紅色或粉紅，能慢慢變成淡褐色	3-5 hectoJ/m ² (30 -50 mJ/cm ²)
(3)時常曬黑/有時曬紅	黃褐色、橄欖色或有明確的顏色	很少曬紅，顯示中等快速的變黑反應	4-7.5 hectoJ/m ² (40 -75 mJ/cm ²)
(4)總是曬黑/極少曬紅	深黃褐色或黑色	極少曬紅，顯示很快速的變黑反應	5-12 hectoJ/m ² (50-120 mJ/cm ²)

表 2：在不同的紫外線指數下，從未曬黑(最敏感)及總是曬黑(極不敏感)的皮膚達到曬紅所需之時間(USEPA, 1994)。

曝曬分類/紫外線指數值	從未曬黑的皮膚達到曬紅所需之時間 (最敏感， MEDs = 1 hecto J/m ²)	總是曬黑的皮膚達到曬紅所需之時間 (極不敏感， MEDs=5 hecto J/m ²)
微量	0 - 2	30 分鐘
低量	3	20 分鐘
	4	15 分鐘
中量	5	12 分鐘
	6	10 分鐘
過量	7	8.5 分鐘
	8	7.5 分鐘
	9	7 分鐘
危險	10	6 分鐘
	11	5.5 分鐘
	12	5 分鐘
	13	< 5 分鐘
	14	4 分鐘
	15	< 4 分鐘

表 3a 台北站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

1997 年 5 月~11 月		
	天數	百分比
7~9	57	26.63%
10	8	3.74%
11	1	0.47%
12	0	0.00%
13	0	0.00%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	66	30.84%

表 3b 成功站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

1997 年 5 月~11 月		
	天數	百分比
7~9	62	29.81%
10	15	7.21%
11	34	16.35%
12	19	9.13%
13	5	2.40%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	135	64.90%

表 3c 阿里山站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

1997 年 5 月~11 月		
	天數	百分比
7~9	80	38.46%
10	9	4.23%
11	17	8.17%
12	9	4.23%
13	5	2.40%
14	6	2.88%
15	1	0.48%
>7	127	60.06%

表 3d 恒春站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

1997 年 5 月~11 月		
	天數	百分比
7~9	70	33.82%
10	18	8.70%
11	28	13.53%
12	18	8.70%
13	5	2.42%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	139	67.15%

表 4：假設在晴朗無雲下，使用模式所估算得之 1996 年 8 月 19 日台北與成功逐時紫外線指數 (UVI)。

時間	J/m ² -hr	台北 UVI	J/m ² -hr	成功 UVI
08:00	317.1	4	319.8	4
09:00	648.8	7	643.7	7
10:00	910.7	10	953.8	10
11:00	1087.9	11	1127.5	12
12:00	1099.6	11	1144.9	12
13:00	963.8	10	1001.5	11
14:00	718.9	8	736.6	8
15:00	394.7	4	393.1	4
11:30~12:30	1097.5	11	1169.1	12

表 5： ΔUVI 與各類氣象因子間之相關係數，以及以“降水機率+天氣狀況法”所預報之 UVI 誤差與各類氣象因子間之相關係數。

		台北 1997				成功 1997			
		ΔUV (全年)	ΔUV (5~9月)	新經驗 式誤差 (全年)	新經驗 式誤差 (5~9月)	ΔUV (全年)	ΔUV (5~9月)	新經驗 式誤差 (全年)	新經驗 式誤差 (5~9月)
sun-hr	日照時	-0.55	-0.68	-0.31	-0.33	-0.69	-0.78	-0.66	-0.63
cloud	雲量	0.54	0.59	0.25	0.30	0.66	0.72	0.60	0.55
rain-day	雨日	0.33	0.28	0.11	0.14	0.31	0.46	0.17	0.32
rain-hr	雨時	0.14	0.13	0.09	0.11	0.18	0.21	0.16	0.22
vis-km	能見度	-0.50	-0.57	-0.49	-0.55	-0.53	-0.63	-0.42	-0.44
Tmax-Tmin	溫差1	-0.18	-0.23	-0.06	-0.02	-0.43	-0.45	-0.39	-0.33
Tmax-T8	溫差2	-0.41	-0.41	-0.20	-0.18	-0.53	-0.52	-0.52	-0.51
T12-T8	溫差3	-0.38	-0.37	-0.19	-0.17	-0.44	-0.50	-0.42	-0.47
T12	午溫	-0.05	-0.38	-0.04	-0.10	-0.48	-0.79	-0.55	-0.65
Tmax	最高溫	-0.02	-0.33	-0.01	-0.06	-0.40	-0.70	-0.48	-0.57
Tmin	最低溫	0.07	-0.30	0.01	-0.07	-0.24	-0.57	-0.36	-0.50
Tmax-pre	預測 Tmax	0.09	-0.24	0.11	0.09	-0.12	-0.54	-0.20	-0.32
Tmin-pre	預測 Tmin	0.10	-0.26	0.04	-0.03	-0.11	-0.59	-0.20	-0.41
rain-pre	降雨機率	0.52	0.55	-0.17	-0.14	0.39	0.57	0.05	0.18
$\delta T\text{-pre}$	預測溫差	0.02	-0.13	0.22	0.23	-0.15	-0.31	-0.01	-0.11
type-pre	天氣型態	0.29	0.39	-0.09	-0.08	0.34	0.46	0.09	0.10

表 6：各種 UVI 預報法之絕對誤差統計分析。

台北1996	實際雲量法1	實際雲量法2	降雨機率法	降雨機率+天氣狀況法	溫度因子修正
a	1.5	1.5	1.3	1.3	
b	-0.8	-0.5	-2.8	-2.6	
c				0.17	
Standard deviation	1.143	1.106	1.222	1.169	1.120
Covariance	1.089	0.737	0.374	0.650	0.303
Variance	1.307	1.224	1.492	1.366	1.255
全年平均	1.460	1.471	1.614	1.590	1.582
5-9月平均	1.650	1.623	1.734	1.714	1.679
RMS	1.854	1.840	2.023	1.972	1.938

$$\text{溫度因子修正量} = -1.646 + 0.210 * \text{預測溫差}$$

成功1996	實際雲量法1	實際雲量法2	降雨機率法	降雨機率+天氣狀況法	溫度因子修正
a	1.5	1.45	1.3	1.5	
b	0.25	0.55	-1	0	
c				0.5	
standard deviation	1.209	1.207	1.540	1.472	1.299
covariance	-0.062	-0.182	-2.049	-2.211	-0.609
variance	1.461	1.458	2.372	2.167	1.687
全年平均	1.395	1.407	2.043	2.025	1.951
5-9月平均	1.636	1.634	2.047	2.046	2.109
RMS	1.845	1.853	2.557	2.502	2.343

$$\text{溫度因子修正量} = 1.470 - 0.028 * \text{預測最高溫}$$

表 7：11~14 時平均實測雲量與預報天氣狀況比較表。

天氣狀況	1996年1~12月						1997年5月~12月														
	台北			成功			台北			成功			阿里山			恆春					
	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	總次數	總平均	σ
1 晴天	1	0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3	4.17	0.24	*	*	*	4	2.08	0.24
2 晴時多雲	29	4.48	2.67	32	3.34	2.02	21	4.40	2.04	9	3.11	1.45	55	5.40	2.18	27	3.31	1.71	173	4.01	2.03
3 晴午後多雲	13	6.58	2.59	*	*	*	16	4.97	1.62	*	*	*	14	5.64	1.26	*	*	*	43	5.73	1.80
4 晴午後短暫陣雨	1	6.5	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	6.50	\
5 晴午後短暫雷陣雨	1	3.00	0.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	3.00	0.00
6 晴午後局部雷陣雨	25	6.98	2.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	25	6.98	2.00
7 晴午後雷陣雨	2	6.50	0.50	*	*	*	23	6.15	1.26	*	*	*	32	6.89	1.38	*	*	*	57	6.51	1.30
8 晴轉多雲	2	7.25	2.25	*	*	*	3	2.83	1.55	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	5.04	1.83
9 晴轉多雲陣雨	2	9.50	0.00	*	*	*	1	7.50	\	*	*	*	7	4.93	2.38	*	*	*	10	7.31	1.85
10 晴轉多雲晚短暫陣雨	1	9.00	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9.00	\
11 晴晚轉多雲短暫陣雨	1	6.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	6.50	\
12 多雲時晴	42	4.80	3.02	36	4.83	2.57	26	4.62	2.02	48	2.95	1.55	30	5.57	1.85	71	3.69	1.92	253	4.41	2.13
13 多雲	30	7.25	2.85	140	7.00	2.67	34	5.16	2.18	52	5.60	1.82	16	7.47	1.74	27	4.69	1.80	299	6.19	2.36
14 多雲時陰	5	7.10	3.10	6	9.83	0.37	4	6.38	2.53	15	6.3	2.14	3	6.33	2.25	*	*	*	33	7.19	3.02
15 多雲晨霧轉陰短暫雨	1	10.00	0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.00	\
16 多雲時陰短暫雨	15	8.43	1.83	9	8.22	1.63	*	*	*	12	6.42	2.03	2	5.25	0.25	5	5.2	1.69	43	6.70	1.76
17 多雲時陰短暫陣雨	8	9.31	0.61	11	7.45	2.73	*	*	*	3	6.83	0.47	1	5.50	\	1	8	\	24	7.42	1.65
18 多雲時陰短暫陣雨或雷雨	1	7.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	7.50	\
19 多雲時陰陣雨	2	9.00	1.00	4	9.38	0.54	*	*	*	2	2.50	1.00	1	9.00	\	2	5	3	11	6.98	1.22

表 7：（續）

天氣狀況	1996年1~12月						1997年5月~12月																
	台北			成功			台北			成功			阿里山			恆春							
	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	總次數	總平均	σ		
20 多雲時陰 陣雨或雷 雨	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	4	6.13	2.13	2	9.00	0.00	4	6.13	1.67	11	7.81	1.52		
21 多雲時陰 局部雷陣 雨	2	9.50	0.50	!	8	\	*	*	*	2	7	1	*	*	*	2	4	1	7	6.83	0.83		
22 多雲局部 雷陣雨	3	8.33	1.65	9	4.33	2.27	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	12	6.33	2.12		
23 多雲午後 短暫陣雨	2	9.25	0.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	8.75	0.25	*	*	4	9.00	0.25	
24 多雲午後 局部雷陣 雨	8	8	1.20	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8	8.00	1.20		
25 多雲午後 雷陣雨	6	7.83	1.65	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	9	7.11	0.77	1	5	\	20	6.65	1.12
26 多雲晚轉 陰短暫雨	2	4.75	3.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	4.75	3.25		
27 多雲轉陰 短暫雨	9	8.00	2.26	!	7	\	*	*	*	1	8	\	*	*	*	*	*	*	11	7.67	2.26		
28 多雲轉陰 短暫陣雨	3	8.67	0.94	2	6.5	0.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	7.59	0.76		
29 多雲轉陰 陣雨	1	9.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9.50	\		
30 多雲轉陰 雷陣雨	3	10.0	0.00 0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3	10.0	0.00		
31 多雲短暫 雨	8	7.19	2.49	27	7.04	2.71	*	*	*	8	6.38	1.11	1	8.50	\	10	6.2	2.03	54	7.06	2.31		
32 多雲短暫 陣雨	9	6.28	2.71	42	6.77	2.80	*	*	*	41	5.54	1.77	12	7.79	1.09	41	5.65	1.62	145	6	2.03		
33 多雲陣雨	2	9.00	0.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.00	0.00		
34 多雲陣雨 或雷雨	3	9.50	0.41	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9	\	1	7	\	5	8.50	0.41
35 陰後多雲	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.0 0	\		
36 陰時多雲 有雨	2	10.0	0.00	3	8.5	1.47 2	*	*	*	1	7	\	*	*	*	*	*	*	6	8.50	0.88		
37 陰時多雲 短暫雨	31	9.35	1.42	11	8.36	2.53	*	*	*	2	8	0	5	8.7	1.78	4	7.25	0.83	53	8.33	1.59		
38 陰時多雲 短暫陣雨	10	9.95	0.15	2	8.25	1.75	*	*	*	4	6.13	1.43	4	8	0.4	*	*	*	20	8.08	0.62		

表 7：（續）

309

天氣狀況	1996年1~12月						1997年5月~12月						總次數	總平均	σ							
	台北		成功		台北		成功		阿里山		恆春											
	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ										
39 陰時多雲 陣雨	4	10.0	0.00	10	8.70	1.91	6	7.33	0.69	6	7.08	0.73	3	7.67	0.62	2	6.75	1.25	31	6.70	1.03	
40 陰時多雲 陣雨或雷 雨	1	10.0	\	1	10	\	4	7.63	0.65	4	7.63	0.65	8	8.81	0.35	8	7.5	0.66	26	8.59	0.55	
41 陰短暫雨	19	9.61	0.94	1	8	\	12	7.71	0.83	4	6	3.46	*	*	*	1	7	\	36	7.66	1.19	
42 陰短暫陣 雨	4	9.88	0.22	*	*	*	1	7.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	8.69	0.22	
43 陰陣雨	18	9.97	0.11	6	10.0	0.00	4	8.00	0.00	1	8	\	1	9.00	\	1	8	\	31	8.83	0.00	
44 陰陣雨後 多雲	2	9.75	0.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.75	0.25	
45 陰陣雨或 雷雨	3	9.50	0.71	1	10	\	4	8	0	4	7.88	0.22	3	8.33	0.94	5	8	0	20	8.62	0.31	
46 陰有雨	11	9.36	1.49	3	9.33	0.94	2	8	0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	16	8.90	1.20
47 陰雷陣雨 後多雲	1	10.0	\	*	*	*	1	8	\	5	6.40	1.62	4	9	0	7	7.29	1.06	18	8.14	0.97	
48 陰時多雲 短暫陣雨 或雷雨	*	*	*	*	*	*	1	5	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	5.00	\	
49 短暫陣雨 後多雲	2	6.5	3.50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	6.50	3.50
50 雨後多雲	2	6.25	3.75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	6.25	3.75	
51 陣雨後多 雲	1	8.00	\	1	10	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.00	\	
52 雷陣雨後 多雲	1	10.0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.0	\	

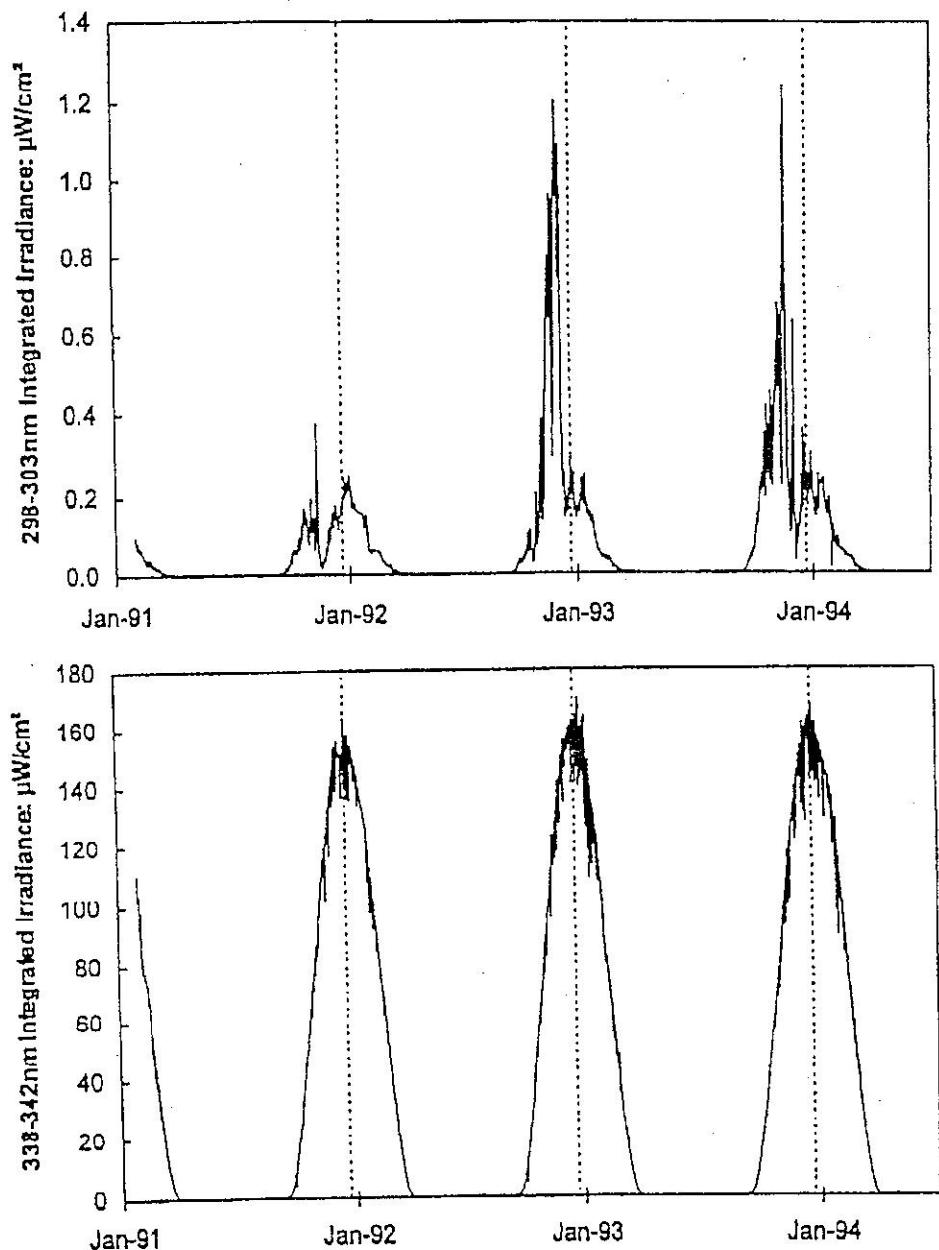


圖 1：南極 1991-1994 年輻射的變化量。上圖為 298-303nm，下圖為 338-342nm，虛線為每年的夏至時間。(Booth et al., 1994b)

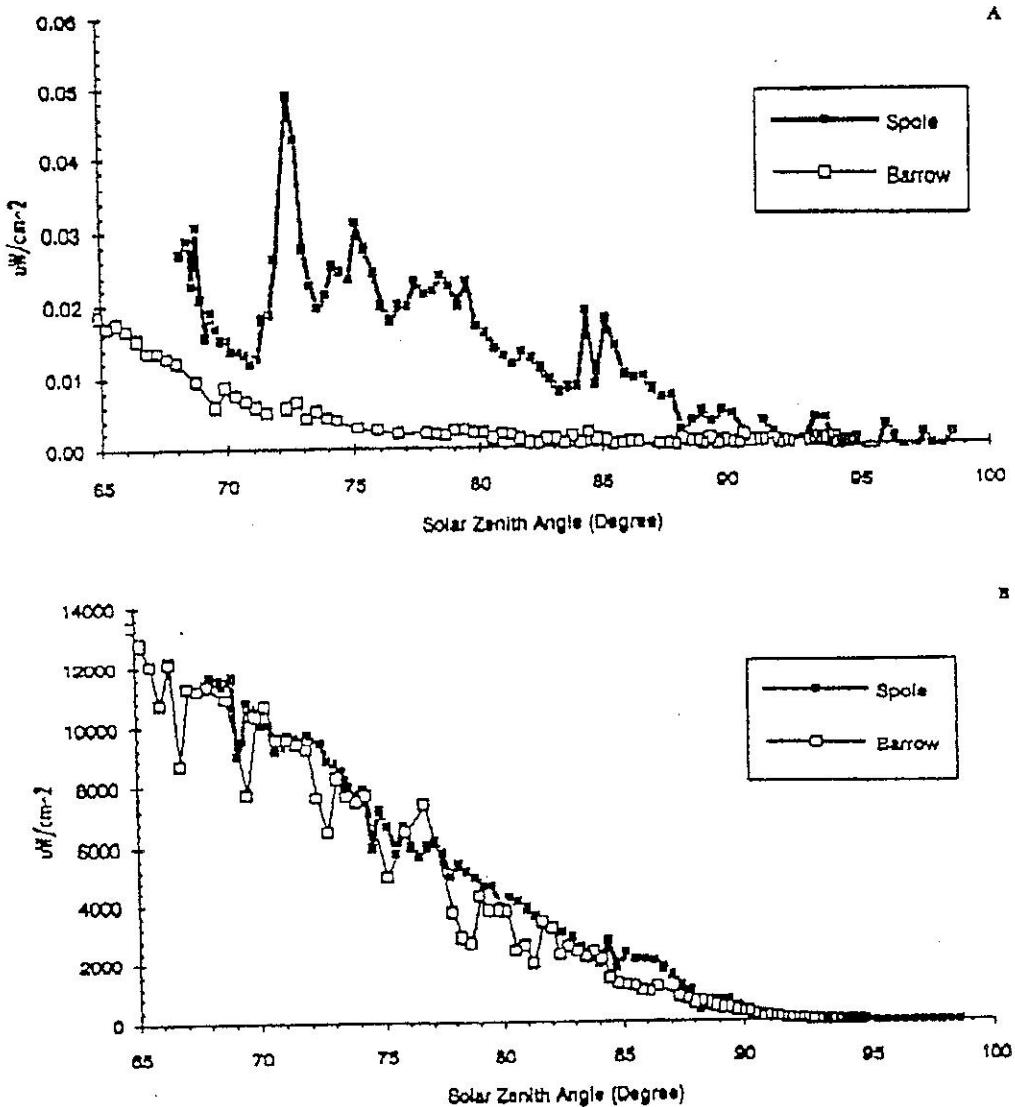


圖 2：比較南極與阿拉斯加 Barrow 在 1991 年春季的輻射強度，(a)為紫外波段，(b)為 400-600nm 波段(Booth et al., 1994a)。

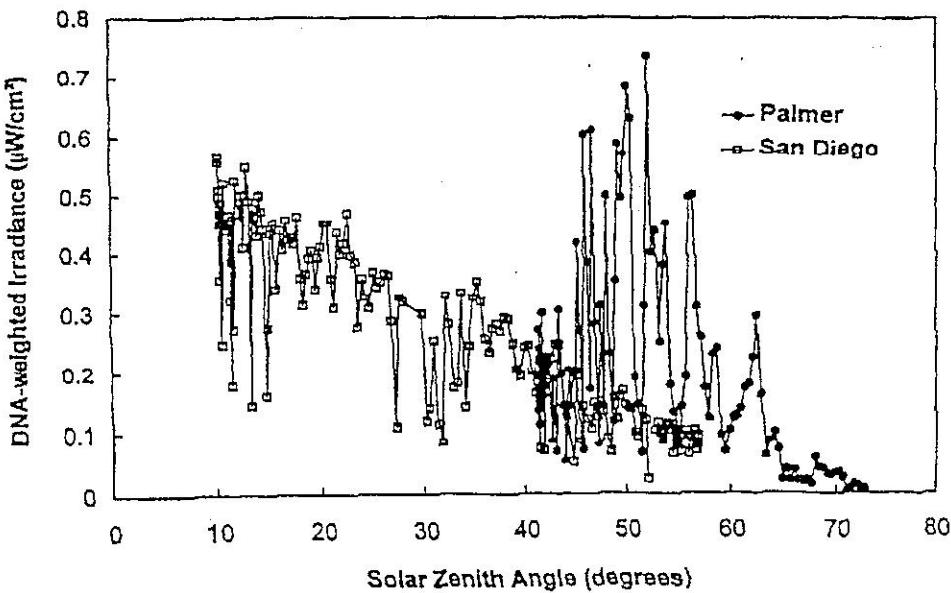


圖 3：南極 Palmer(64°S)與美國 San Diego (32°N)於 1993 年中午所測到的天頂角與輻射量的關係(Booth et al., 1994b)

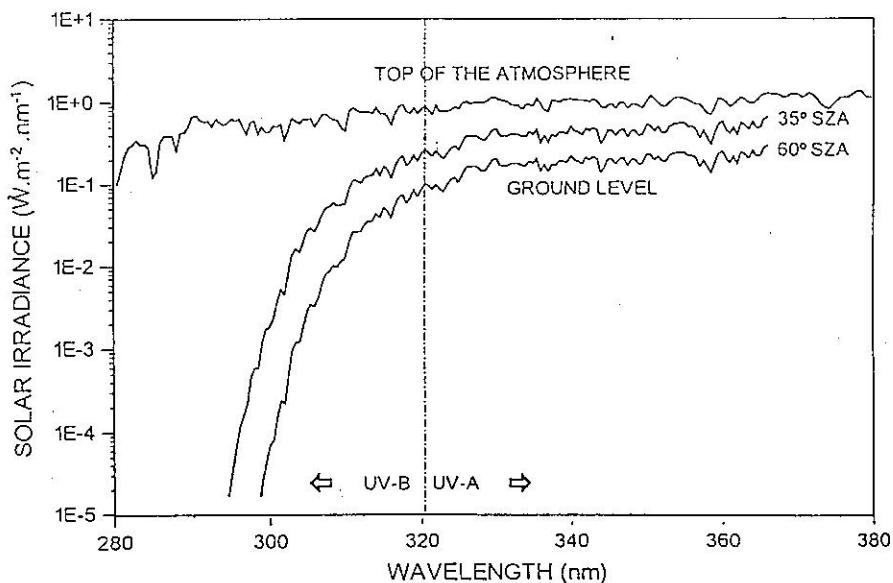


圖 4：在希臘 Thessaloniki (40°N) 所估大氣層頂太陽輻射紫外線波譜，及近地面所測天頂角 (Solar Zenith Angle, SZA) 為 35° 及 60° 時之波譜。

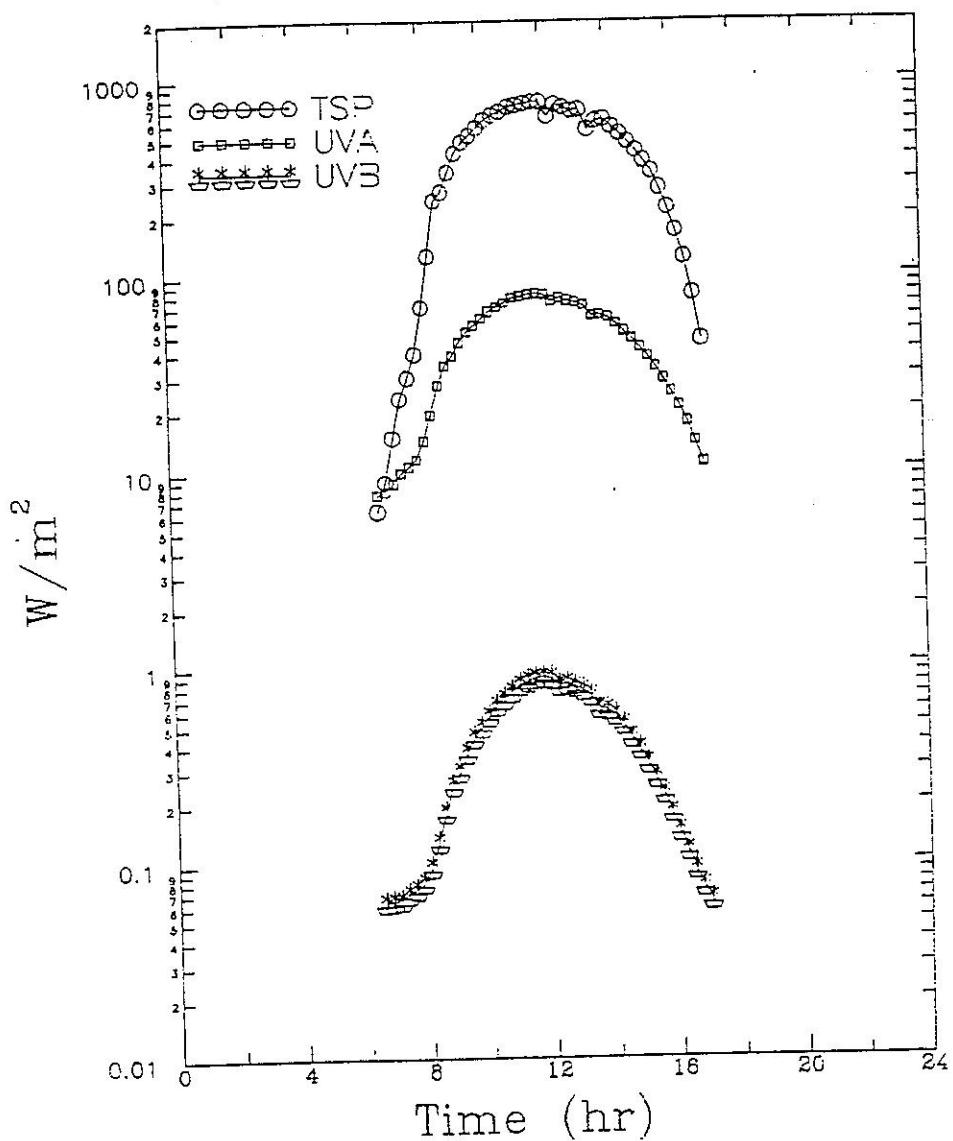


圖 5：1994 年 11 月 22 日在台南永康站所測得之
TSP、UVA 及 UVB 輻射通量密度。

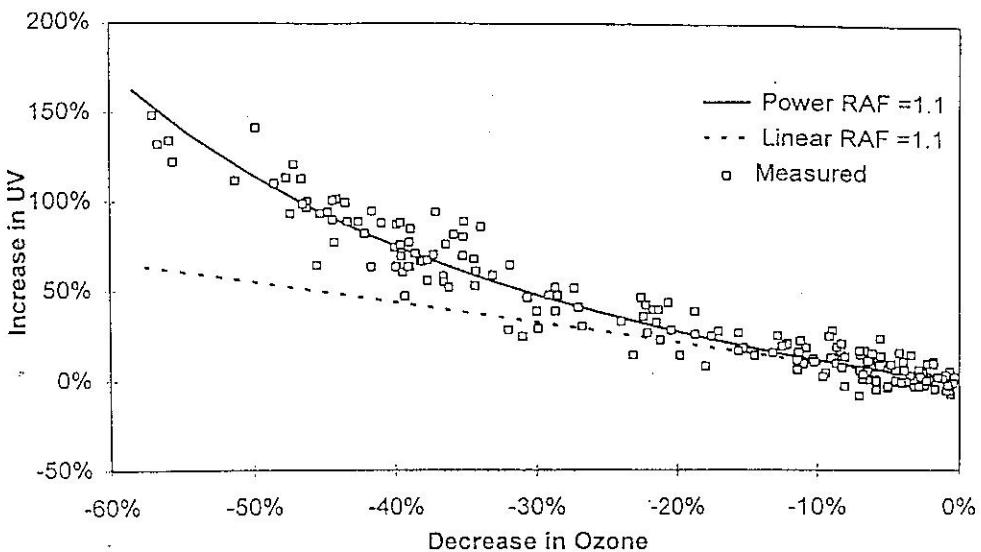


圖 6：在南極 1991 年 2 月 1 日～1992 年 12 月 12 日所測得之近地面紫外線輻射量變化與總臭氧變化之相關（WMO，1994）。

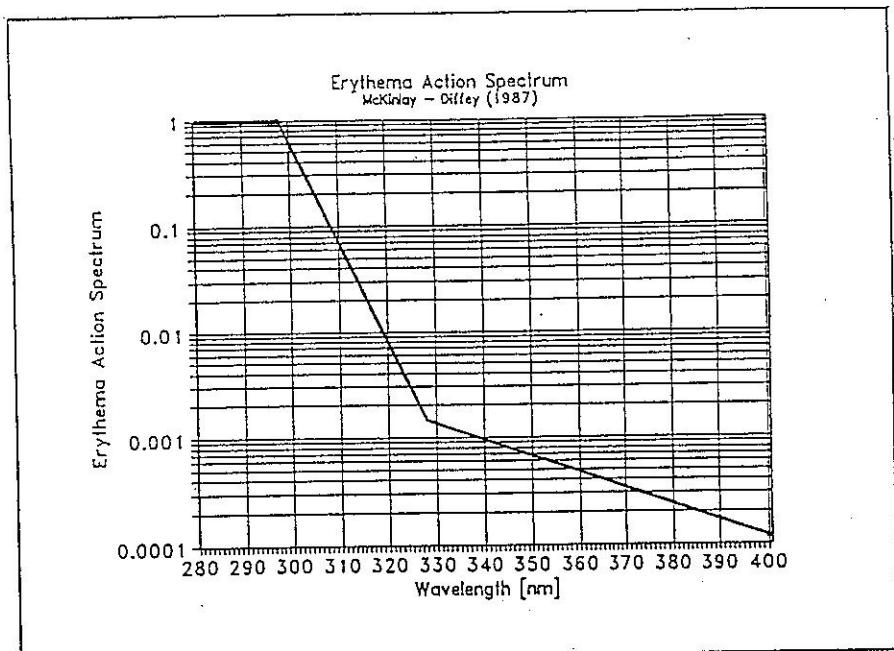


圖 7：紅斑作用光譜曲線（McKinlay and Diffey, 1987）。

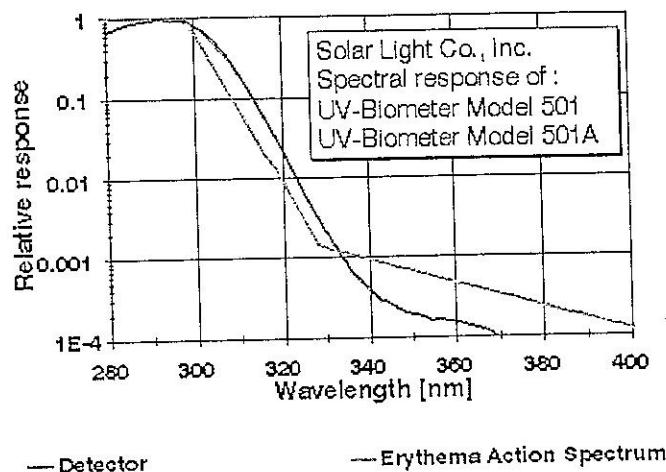


圖 8：SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀的感應波譜 (Detector) 與
皮膚紅斑作用光譜(Erythema Action Spectrum)的比較。

台北 1997, 4, 25

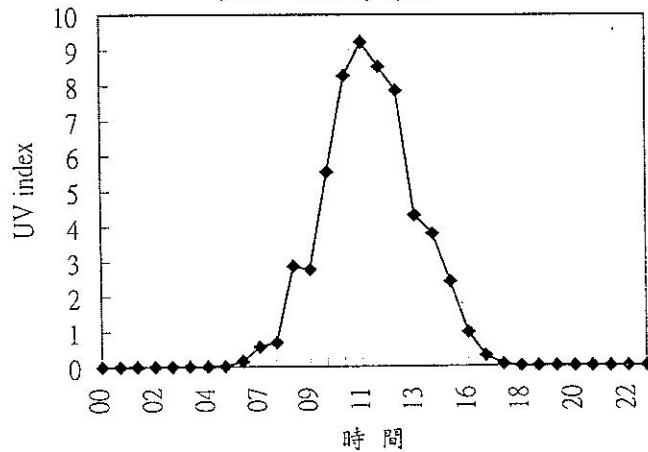


圖 9a：1997 年 4 月 25 日台北站逐時紫外射線指數。

台北 1997, 5, 2

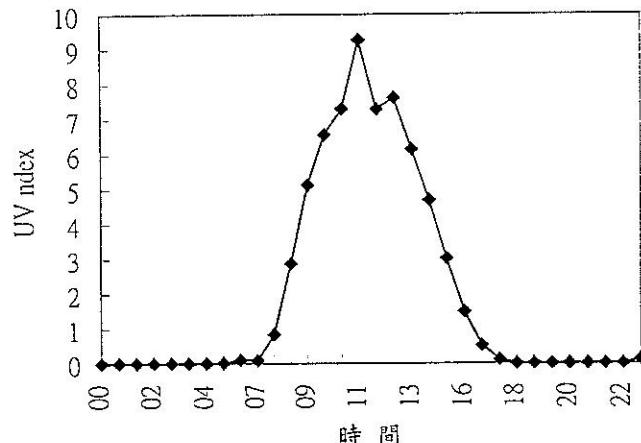


圖 9b：1997 年 5 月 2 日台北站逐時紫外射線指數。

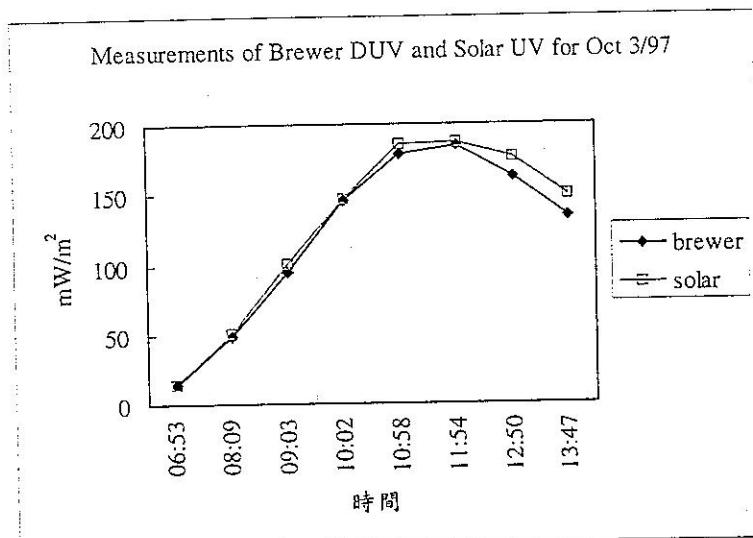
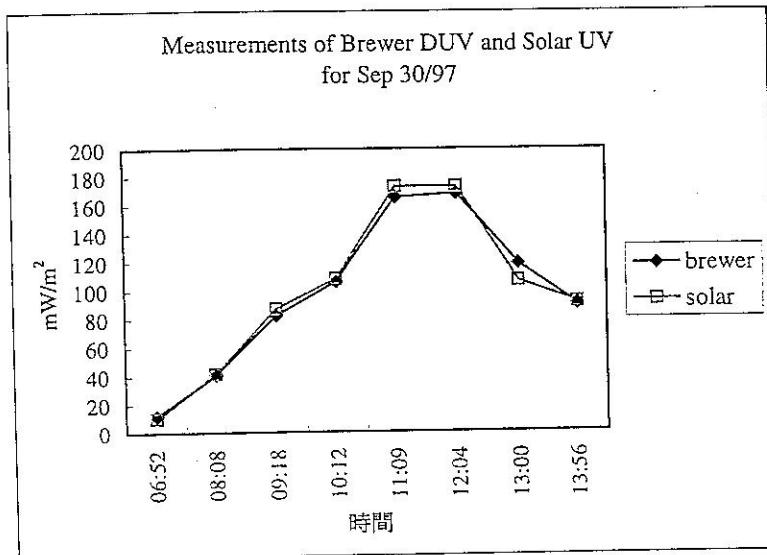


圖 10：1997 年 (a) 9 月 30 日與 (b) 10 月 3 日，在台北所測 Solar 501 型紫外線輻射儀與布魯爾分光光譜儀 (Brewer) 之紫外輻射 DUV 值 (mW/m^2) 比較，可發現彼此間一致性很好。

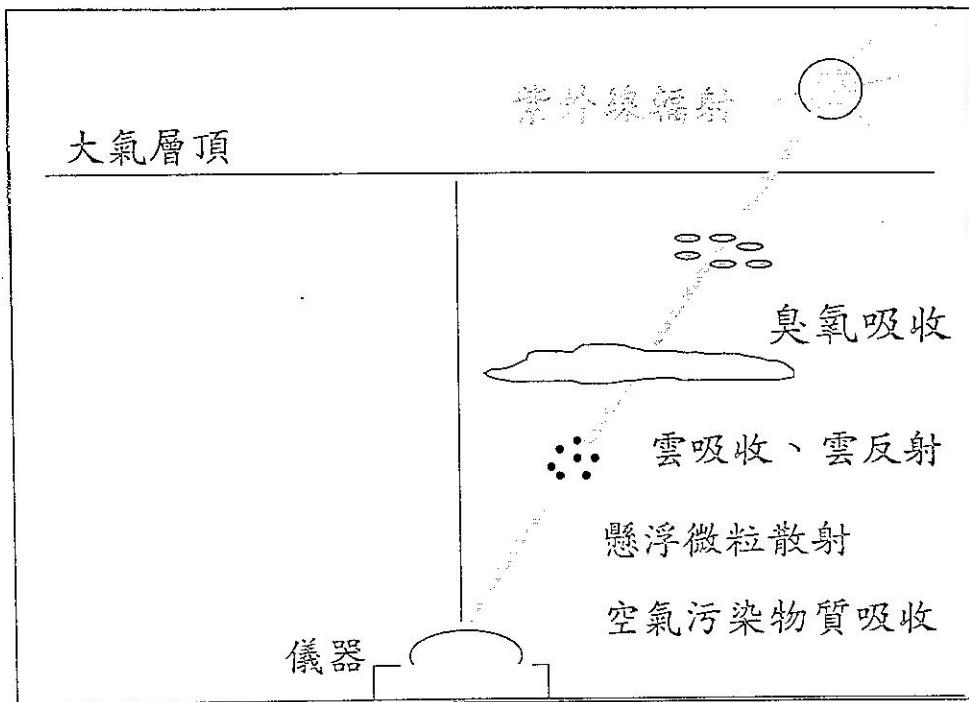


圖 11：UV-B 紫外線輻射進入大氣層後，主要受臭氧吸收、雲吸收與反射、懸浮微粒散射、空氣污染物質(如臭氧、氮氧化合物、碳氫化合物等)吸收等影響。另外，分子散射亦不可忽視。一般在大氣輻射模式中能明確估算臭氧吸收、分子散射與背景懸浮微粒散射等影響，但對實地之污染性懸浮微粒散射與空氣污染物質吸收，及當日之雲吸收與反射等影響，則需採用經驗性方程式來估算。

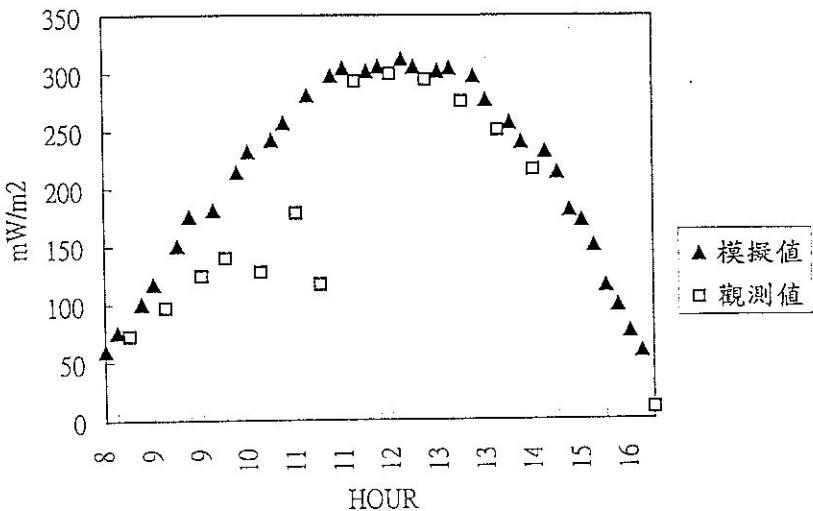


圖 12a：1996 年 8 月 19 日，台北站，觀測與假設在晴朗無雲下模式所估算得之 DUV 比較。

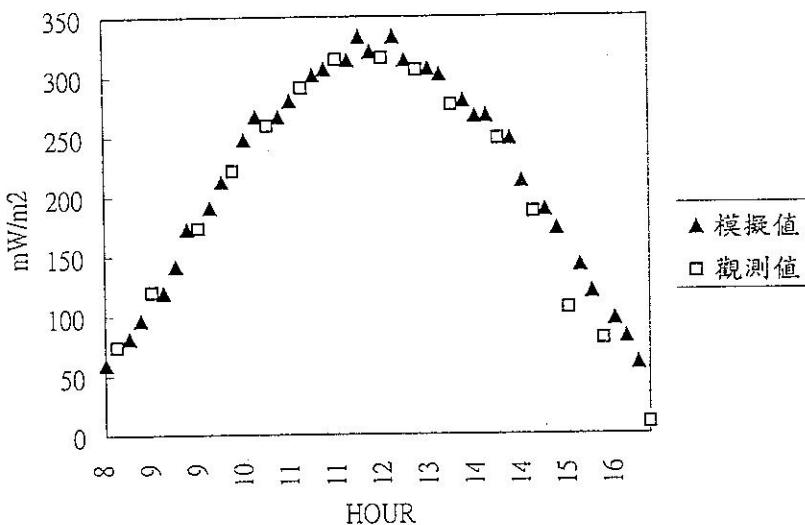


圖 12b：1996 年 8 月 19 日，成功站，觀測與假設在晴朗無雲下模式所估算得之 DUV 比較。

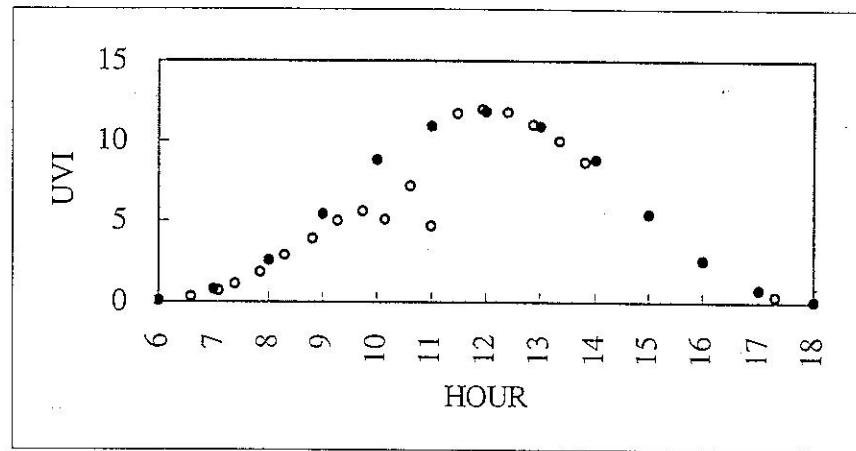


圖 13a：1996 年 8 月 19 日，台北站，觀測與 UVspec 於晴空無雲下模擬之 UVI 比較。實心點為模擬值。

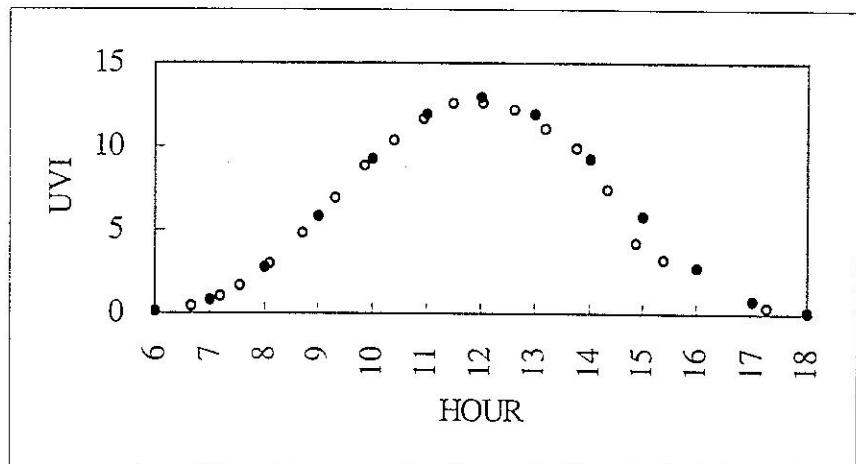


圖 13b：1996 年 8 月 19 日，成功站，觀測與 UVspec 於晴空無雲下模擬之 UVI 比較。實心點為模擬值。

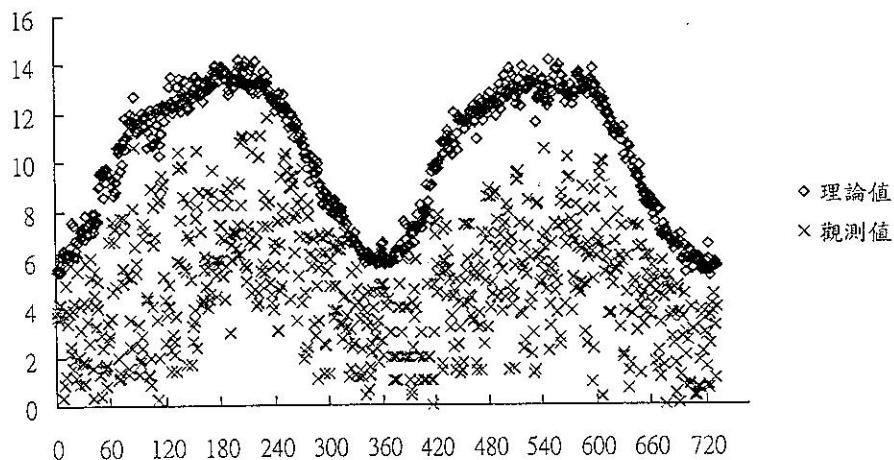


圖 14a：1996 年 1 月~1997 年 12 月台北站晴朗無雲下之 UV-Index
與 UV-Index 實測值比較

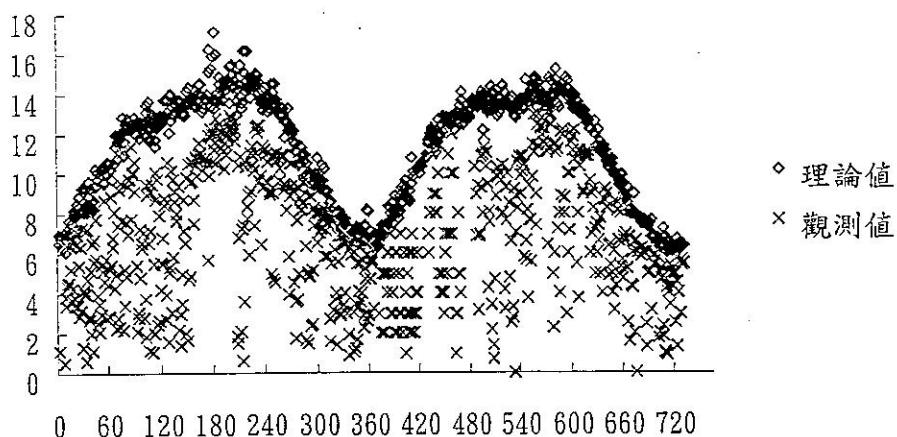


圖 14b：1996 年 1 月~1997 年 12 月成功站晴朗無雲下之 UV-Index
與 UV-Index 實測值比較

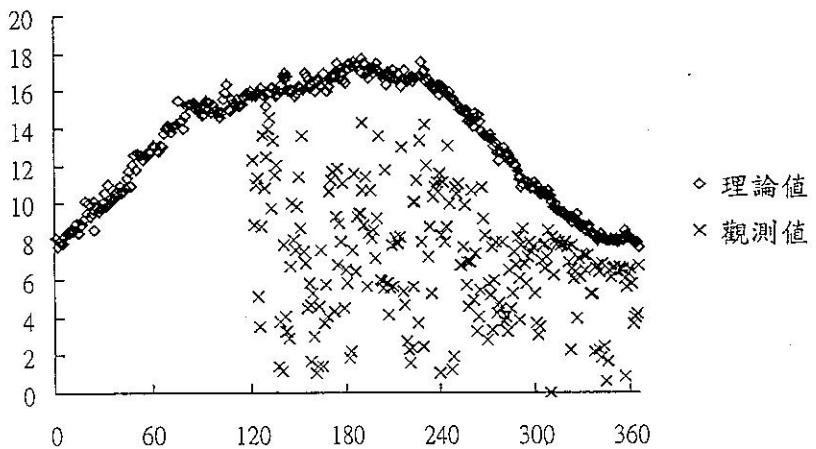


圖 14c：1997 年 5 月~1997 年 12 月阿里山站晴朗無雲下之 UV-Index 與 UV-Index 實測值比較

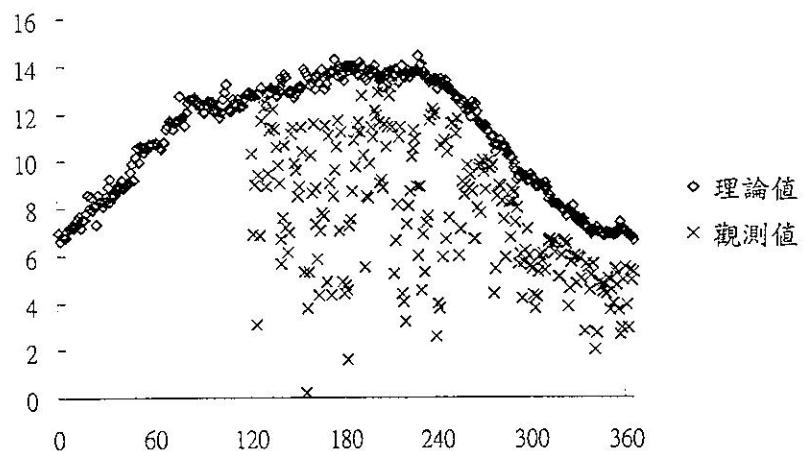


圖 14d：1997 年 5 月~1997 年 12 月恆春站晴朗無雲下之 UV-Index 與 UV-Index 實測值比較

附錄A：Modtran 3 計算原理

一、前言

Modtran 3 乃美國空軍地球科學研究室 (AFGL)，改進其過去發展之 Lowtran 7 有關分子吸收係數和計算分子穿透率的近似法而得，為 "A Moderate resolution Lowtran" 的縮寫，比 Lowtran 7 更穩定，精確度更高。

二、特色

1. 精確度高；
2. 分子吸收係數為溫度和壓力的函數；
3. 12種吸收分子；
4. 多種散計算功能。

Lowtran 7 的精確度為 $\Delta\nu = 5\text{cm}^{-1}$ ， ν 為波數，分子吸收係數為單一參數。在 Modtran 3 中， $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，考慮 12 種吸收分子 H_2O 、 O_2 、 O_3 、 CO 、 CO_2 、 NO 、 NO_2 、 N_2O 、 NH_3 、 HNO_3 、 SO_2 與 CH_4 。每種吸收分子對應 5 個參考溫度 200°K 、 225°K 、 250°K 、 275°K 與 300°K ，若溫度小於 200°K 取 200°K ，大於 300°K 取 300°K 。波譜範圍 $\nu = 0 - 17900\text{cm}^{-1}$ ，區間 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，瓦格特線 (Voigt line) 取 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ 積分，因此 Modtran 能計算比 Lowtran 7 更精細的波段。

三、參數

Modtran 吸收係數的決定是先對應不同的溫度，再對壓力做修正：

1. Lowtran 7：用一個吸收係數加上分子密度尺度函數。
2. Motran 3：用三個與溫度有關的參數：
 - (1) 吸收係數：計算波段區間的總強度；
 - (2) 綜密度參數：決定波段區間內平均瓦格特綜數的權函數；
 - (3) 平均瓦格特線寬：線寬的權函數。

四、近似法

1. Lowtran 7：多重散射使用 K-分布法。
2. Motran 3：使用 Curtis-Godson 近似法及考慮瓦格特線 (Voigt line shape)：
 - (1) Curtis-Godson 近似法：可處理三個參數，因此可處理局地熱力不平衡的情形 (Local Thermodynamic inequilibrium)；
 - (2) 考慮瓦格特線：在較高層大氣因為都卜勒線寬大或等於洛倫茲線寬，因此 Modtran 3 可計算到 30Km 的高度。

五、增寬

對單頻入射光而言，因碰撞、壓力、都卜勒效應等使波長改變，就統計上而言，光譜上可以產生某波長的波段增加。

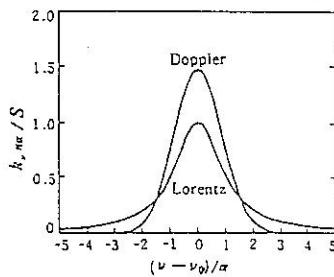
5.1 增寬

- (1) 洛倫茲增寬：因分子密度的差異（碰撞增寬）；
- (2) 都卜勒增寬：因分子運動速度的差異。

5.2 層化大氣

- (1) 水平運動快：水平方向都卜勒增寬重要；
- (2) 水平密度均勻：垂直分向洛倫茲增寬差異大。

如下圖，其中： k_{ν} 為在頻率 ν 的吸收係數； ν_0 為理想單頻光頻率； α 為半幅寬，即中心最大亮度與最大亮度之半的距離。



六、瓦格特線

描述洛倫茲增寬與都卜勒增寬合成效應的曲線。在假設符合尼奎斯特條件 (Nyquist condition) 下成立，即吸收和散射達熱平衡。

6.1 羅倫茲增寬半幅

$$\alpha_i^c(n, T) = \alpha_i^o(n_o, T_o) \left(\frac{T}{T_o} \right)^X \quad (1)$$

其中 α_i^c 為 i 次穿透時洛倫茲增寬的半幅寬度； n 為分子密度 (mole cm^{-3})； T 為溫度 ($^{\circ}\text{K}$)； T_o 為參考溫度 296°K ； α_i^o 為 1013mb , 296°K 及對應的 n ，所得的洛倫茲半幅寬 (cm^{-1})； X 為參數 $0 \sim 0.5$ ，與溫度和分子種類有關。

6.2 都卜勒增寬半幅

$$\alpha_i^D = \frac{v_i}{c} \sqrt{(2 \ln 2) \frac{KT}{\left(\frac{M}{N_0}\right)}} \quad (2)$$

其中， α_i^D 為第 i 次穿透時都卜勒增寬的半幅寬度； v_i 為第 i 次穿透時的波數； c 為光速 ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$)； K 為波茲曼常數； T 為溫度 ($^\circ\text{K}$)； M 為吸收分子的分子量 (g mole^{-1})； N_0 為亞佛加厥數 6.02×10^{23} ($\#\text{mole}^{-1}$)。

6.3 瓦格特參數

$\Im = \frac{\alpha^c}{\alpha^c + \alpha^D}$ ，若 $\Im = 0$ ，無洛倫茲增寬；若 $\Im = 1$ ，無都卜勒增寬；若 $\Im = 0.5$ ，洛倫茲增寬等於都卜勒增寬。

6.4 瓦格特函數 (Voigt function)

$$A_v(\Im) = \left(\frac{\Im}{1-\Im} \right) \left(\frac{1+\Sigma}{2} \right) + \sqrt{\left(\frac{\Im}{1-\Im} \right)^2 \left(\frac{1-\Sigma}{2} \right)} + 1 \quad \Im \leq 0.5 \quad (3a)$$

$$A_v(\Im) = \left(\frac{1+\Sigma}{2} \right) + \sqrt{\left(\frac{1-\Sigma}{2} \right)^2 + \left(\frac{1-\Im}{\Im} \right)^2} \quad \Im \geq 0.5 \quad (3b)$$

其中， $\Sigma = 0.099 \ln 2$ 。

6.5 瓦格特寬度

$$\alpha^v = A_v(\Im) \alpha^D \quad (\text{cm}^{-1}), \quad \Im \leq 0.5 \quad (4a)$$

$$\alpha^v = A_v(\Im) \alpha^c \quad (\text{cm}^{-1}), \quad \Im \geq 0.5 \quad (4b)$$

6.6 瓦格特綜函數 (Voigt line shape function)

$$V(\Im, Z) = C_1(\Im) F_1(Z) + C_2(\Im) F_2(\Im) + C_3(\Im) F_3(\Im) + \frac{\alpha^c}{\alpha^v} (F_4(Z) + F_5(Z)) + C_D(\Im) F_D(\Im) + C_{ve}(\Im) V_e(\Im) \quad (5)$$

其中， $C_1(\Im), C_2(\Im), C_3(\Im), C_D(\Im), C_{ve}(\Im)$ 及 $F_1(\Im), F_2(\Im), F_3(\Im), F_4(\Im), F_5(\Im), F_D(\Im)$ 乃由最小平方法所得的數值函數。另外，

$$Z = \frac{V - V_i}{\alpha^v} \quad (6)$$

$$V_e(Z) = \frac{1}{a_0 + a_2 + a_4} \left[a_0 + a_2 dZ^2 + a_2 \frac{2^2 d^2}{3} Z^4 \right] \sqrt{\frac{d}{\pi} (e^{-dz})^2}, \quad |Z| \leq 4 \quad (7)$$

其中， a_0, a_2, a_4 及 d 亦由最小平方法求得。

七、中央線參數

7.1 線密度參數

沿光程路徑上吸收分子的線密度參數為

$$\left(\frac{1}{d}\right) = \frac{1}{\Delta U} \frac{\left(\sum_j^N S_j(T)\right)^2}{\left(\sum_{j=1}^N S_j^2(T)\right)} \quad (8)$$

其中， $\frac{1}{d}$ 為線密度參數； $S_j(T)$ 為第 j 種吸收分子在第 i 個網格上的吸收量，乃由下式估算

$$S_j(T) = \left(\frac{Q_r(T_s) Q_v(T_s)}{Q_r(T) Q_v(T)} \right) \left(\frac{1 - e^{\left[\frac{-hcv_j}{kT_s} \right]}}{1 - e^{\left[\frac{-hcv_j}{kT_i} \right]}} \right) \left(e^{\frac{E_j}{K} \left(\frac{T-T_i}{T_i} \right)} \right) S_j(T_s) \quad (9)$$

其中， Q_r 為分子轉動函數； Q_v 為分子振動函數； T_s 為標準溫度； T 為溫度； h 為普朗克常數； K 為波茲曼常數； C 為光速； E_j 為低穿透率能量。

7.2 洛倫茲線寬參數

將吸收係數對溫度壓力作修正以得洛倫茲線寬參數，

$$r_c(T, P) = r_c^0 \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^x \quad (10)$$

其中， r_c 為洛倫茲線寬參數； r_c^0 為 STP 下的洛倫茲參數，可以下式估算

$$r_c^0 = \left(\frac{T_0}{T_s} \right)^x \frac{\left(\sum_j r_{c,j}(T_s) S_j(T_s) \right)}{\left(\sum_j S_j(T_s) \right)} \quad (11)$$

另外， P_0 為 1013.25 mb ； T_0 為 273.15° K ； T_s 為 296° K ； X 為對 CO_2 取 $3/4$ ，其餘取 $1/2$ 。

7.3 都卜勒線寬參數

如第 6.1 節中的 $2\alpha_i^D$ 定義，

$$rd = \frac{\nu}{C} \sqrt{(2 \ln^2) \left(\frac{KT}{\left(\frac{M}{No} \right)} \right)} \quad (cm^{-1}) \quad (12)$$

八、線尾參數

線尾參數是由中心最大亮度往外±25 cm⁻¹的波段區間內，各譜線的吸收量總合，線尾吸收係數積分洛倫茲線波段區間為±25 cm⁻¹，可得

$$\varphi = \frac{1}{\pi \Delta v} \sum_{k=-25}^{k=+25} (1 - \delta k i) \left[\left(\frac{\left(\frac{s}{d} \right) r_c}{(k-i)^2 + \frac{1}{4}} f((k-i)\Delta v) \right) + \left(\frac{\left(\frac{s}{d} \right) r_c}{(k+i)^2 + \frac{1}{4}} f((k+i)\Delta v) \right) \right] \quad (13)$$

其中， $f(\Delta v)$ 為形狀因子，除了 H₂O 和 CO₂ 以外都為1，且於中心線外超過±25 cm⁻¹對吸收的影響的忽略不計。另外，對CO₂而言，

$$\varphi_{co_2} = \varphi + V_i \tanh \left(\frac{hcV_i}{2KT} \right) \frac{T_s}{T} (\tilde{C}(V_i)) cm^{-1} amagat^{-1} \quad (14)$$

其中， $\tilde{C}(V_i)$ 為頻率； $\delta k i$ 為 Delta 函數。對 H₂O 和 CO₂ 而言，

$$\varphi(p) = \frac{p}{p_o} \varphi(P_o), cm^{-1} amagat^{-1} \quad (15)$$

另外， $\frac{s}{d}$ 為分子吸收係數 cm⁻¹ amagat⁻¹。

九、中央線穿透率

對波譜區間內有限個瓦格特線的統計模式可表為，

$$\tau = \left(1 - \frac{\langle Wse \rangle}{\Delta v} \right)^{(n)} \quad (16)$$

其中， τ 為穿透率； $\langle Wse \rangle$ 為波譜區間強度分布等寬瓦格特線，可表示為

$$\langle Wes \rangle = \frac{\Delta v}{Xm} \int_o^{Xm} \left(1 - \left(e^{-\left[\frac{SU}{d} \right]} \right) \right) \left(\sqrt{\frac{\ln^2}{\pi}} \right) \left(\frac{F(X, Y)}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle} \right) dx \quad (17)$$

其中， $F(X, Y)$ 為瓦格特線函數 (Voigt line shape function)，第 (6.6) 節中的 $V(S, Z)$ 函數，可表示為本文所取代的型式：

$$F(X, Y) = \frac{Y}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{e^{-\tau^2}}{Y^2 + (X - \tau)^2} \right) d\tau \quad (18)$$

另外， $Xm = \frac{\frac{1}{2}\sqrt{\ln 2}\langle n \rangle}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle}$ (19)

$$Y = \frac{\sqrt{\ln 2} \left\langle \frac{r_e}{d} \right\rangle}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle} \quad (20)$$

其中， $\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle$ 為都卜勒增寬的平均參數； $\left\langle \frac{r_e}{d} \right\rangle$ 為洛茲增寬的平均參數； $\frac{1}{d}$ 為線密度，如第 (7.7) 節所定義； $\left\langle \frac{1}{d} \right\rangle$ 為沿光程路徑的平均密度； $\left[\frac{SU}{d} \right]$ 為各層光程的總合，可以下式估算

$$\left[\frac{SU}{d} \right] = \sum_l \left(\frac{S}{d} \right)_l (\Delta U)_l \quad (21)$$

其中， $\left(\frac{S}{d} \right)_l$ 為第 l 層的吸收係數； $(\Delta U)_l$ 為第 l 層吸收分子的量 (mole)，即光程是計算平均路徑的權函數。大致上，

$$\left\langle \frac{1}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_l \left(\frac{1}{d} \right)_l \left(\frac{s}{d} \right)_l (\Delta U)_l \quad (22)$$

$$\left\langle \frac{r_e}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_l (r_e)_l \left(\frac{1}{d} \right)_l \left(\frac{s}{d} \right)_l (\Delta U)_l \quad (23)$$

$$\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_l (r_d)_l \left(\frac{1}{d} \right)_l \left(\frac{s}{d} \right)_l (\Delta U)_l \quad (24)$$

其中， $(r_d)_l$ 為都卜勒寬參數 (cm^{-1})，

$$(r_d)_l = \frac{Vi}{C} \sqrt{(2 \ln 2) \frac{N_o K T}{M}} \quad (25)$$

如第(6.2)節所定義之 α_i^D 。另外， $\langle n \rangle$ 為網格內有效瓦格特線的平均數，

$$\langle n \rangle = \Delta v \left\langle \frac{1}{d} \right\rangle \quad (26)$$

當 $\langle n \rangle$ 很大時，由Beer定律，穿透率可表示為

$$\tau = e^{-\langle Wse \rangle \left\langle \frac{1}{d} \right\rangle} \quad (27)$$

當低溫時， $\langle n \rangle$ 將減少。

若較精確表示， $\langle Wse \rangle$ 則為

$$\langle Wse \rangle = \langle Wse^0 \rangle - \langle Wse^1 \rangle \quad (28)$$

$$\text{其中，} \langle Wse^0 \rangle = \frac{\Delta v}{Xm} \int_0^\infty \left[1 - e^{-\left[\frac{SU}{d} \right] \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \left(\frac{F(X,Y)}{rd} \right)} \right] dx ; \quad (29)$$

$\langle Wse^1 \rangle$ 為線尾吸收，其值極小，可以誤差函數表示，當 $Xm > Y$ 時，

$$\langle Wse^1 \rangle \approx e^{-Z^2} + (\sqrt{\pi} Z) \operatorname{erf}(Z) - 1 \quad (30)$$

$$\text{其中，} Z = \frac{2}{\langle n \rangle} \sqrt{\frac{\left[\frac{SU}{d} \right] \left\langle \frac{r_e}{d} \right\rangle}{\pi}} ; \quad (31)$$

而， $\operatorname{erf}(Z)$ 為誤差函數； $\langle Wse^0 \rangle$ 為洛倫茲與都卜勒極限值間的內插。

由Ludwing et. al 所得的洛倫茲及都卜勒等寬函數為

$$L = \frac{4}{4 + \left(\frac{\left[\frac{SU}{d} \right]}{\left\langle \frac{r_e}{d} \right\rangle} \right)} \quad \text{洛倫茲等寬函數} \quad (32)$$

$$D = \frac{2}{\ln^2 \left(\frac{\left[\frac{rd}{d} \right]^2}{\left[\frac{SU}{d} \right]^2} \right)} \ln \left(1 + \frac{\ln^2 \left(\frac{\left[\frac{SU}{d} \right]^2}{\left(\frac{rd}{d} \right)^2} \right)}{2} \right) \quad \text{都卜勒等寬函數} \quad (33)$$

$$\text{而 } \langle Wse^0 \rangle^2 = \frac{\left[\frac{SU}{d} \right]^2}{\left(\frac{1}{d} \right)^2} \left(1 - \frac{(1-L)(1-D)}{\sqrt{1-LD(2-L)(2-D)}} \right) \quad (34)$$

此為本文取用的 $\langle Wse^0 \rangle$ ，Curtis-Godson 近似法以平均的齊性路徑取代非齊性路徑。

十、線翼吸收

因頻寬中線恰落於波譜網格區間的機率較小，需考慮其兩翼落於此網格區間及其所造成的吸收，而兩翼的波譜強度較中央線為弱，若考慮此修正，則穿透率可表為

$$\tau = \frac{\left(1 - \frac{\langle Wse \rangle}{\Delta\nu} \right)^{(n)}}{(a)} \frac{\left(e^{-[\varkappa U]} \right)}{(b)} \quad (35)$$

上式中， $[\varkappa U]$ 為連續光程的總合， $[\varkappa U] = \sum_l (\varkappa)_l (\Delta U)_l$ ； $(\varkappa)_l$ ：第 l 層的線尾吸收係數，如第八節所定義； $(\Delta U)_l$ ：第 l 層吸收分子的量 (mole)，如第 9.1 節所定義；原則上， $(\varkappa)_l$ 和 $(\Delta U)_l$ 都是溫度和壓力的變數。(35) 式中 (a) 部份表示中央線吸收後的穿透率；(b) 部份表示線翼吸收的修正。

附錄 B : UV-spec

1. 版權聲明

為了使紫外線指數預報更為準確，我們引進了 UV-spec 1.51。這是 Arve Kylling 教授專為計算紫外輻射而發展的免費軟體。該軟體中所涵括的 DISORT 演算法並不允許完全公開使用，而是具有下列的限制：

" What is not allowed is to try to prevent others from further sharing and version of these programs that they might get from you. "

同時作者授與使用者自由援用、修改、複製及公開散布該軟體的權利。但是經援用或修改其原始程式碼的程式必須是免費的，並得以告之他人何者為原始程式碼，何者為修正後之程式碼。

除此外，作者期望但不強制使用者在發表出版物時能夠：

1. 引用其文獻

Kylling, A., 1995, UVspec, a program package for calculation of diffuse and direct uv and visible intensities and fluxes', available by anonymous ftp to kaja.gi.alaska.edu, cd pub/arve.

2. 寄一份該出版物（非原版）至

Arve Kylling, Rundvannet 129, 9018 Tromso, Norway.

2. UV-spec 簡介

UV-spec 是專門用以計算各種高度散射與直達紫外光與可見光通量與強度的模式。其計算波長範圍由 176.0nm ~ 850.0nm，解析度為 1.0nm。另外可考慮是否加入雲或懸浮微粒模式。

目前，其應用的範圍有：

1. 依據不同的地表反照率、天頂角、雲型、懸浮微粒以及臭氧量，計算不同高度處的紫外光與可見光的輻射量。
2. 計算平流層上層輻射場，以校驗氣球運載之輻射測量儀器。
3. 計算地表輻射場強度，以校驗地面輻射測量儀器。
4. 評估計算紫外光及可見光之輻射傳遞方程的不同近似法。

另外，UVspec 本身提供三種近似法：

1. Discrete Ordinate Algorithm，用於垂直向非均勻、非等溫平行大氣介質。
2. Spherical & Pseudo-spherical Version of Discrete Ordinate Algorithm。
3. 二流近似法，但 stream 數目可自行更正。

3. 離散方向法 (Discrete Ordinate Method)

原理：考慮在頻率 ν 的單色輻射，穿透一層層平行的平面介質，則輻射傳遞方程可由下式給定：

$$\mu \frac{du_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi)}{d\tau} = u_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) - S_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \dots \dots \dots (1)$$

其中 u_ν 為輻射強度， S_ν 為源函數 (source function) 如(2)式所示

$$S_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) = \frac{\omega_\nu(\tau_\nu)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' P_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi; \mu', \phi') u_\nu(\tau_\nu, \mu', \phi') + Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \dots \dots \dots (2)$$

在(2)中， $\omega_\nu(\tau_\nu)$ 為單次散射反照率 (single-scattering albedo)， P_ν 為相位函數。若考慮介質本身熱放射為局部熱力平衡 (local thermal equilibrium)，即在介質中的每一點的溫度均能被給定，以及平行光入射非熱放射介質所造成的熱放射，則

$$Q_\nu = (1 - \omega_\nu) B_\nu + \frac{\omega_\nu}{4\pi} I_0 P_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{(-\tau_\nu/\mu_0)} \dots \dots \dots (3)$$

其中 $B_\nu[T(\tau_\nu)]$ 為頻率 ν 於溫度 T 的 Planck Function。我們再將 Phase Function 用 $2N$ Legendre Polynomials 展開，同時利用 Fourier Cosine Series 展開輻射強度，可得

$$u(\tau, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^{2N-1} u^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_0 - \phi) \dots \dots \dots (4)$$

代換後得出離散近似的輻射傳遞方程

$$\begin{aligned} \mu_i \frac{du^m(\tau, \mu_i)}{d\tau} &= u^m(\tau, \mu_i) - \sum_{\substack{j=-N \\ j \neq 0}}^N w_j D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) \\ &\times u^m(\tau, \mu_j) - Q^m(\tau, \mu_i) \quad (i = \pm 1, K, N) \dots \dots \dots (5) \end{aligned}$$

其中

$$D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) = \frac{\omega(\tau)}{2} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1) g_l^m(\tau) P_l^m(\mu_i) P_l^m(\mu_j) \dots \dots \dots (5a)$$

$$Q^m(\tau, \mu_i) = X_0^m(\tau, \mu) e^{(-\tau/\mu_0)} + \delta_{m0} \{ [1 - \omega_\nu(\tau_\nu)] B_\nu[T(\tau_\nu)] \} \dots \dots \dots (5b)$$

$$X_0^m(\tau, \mu) = \frac{\omega(\tau) I_0}{4\pi} (2 - \delta_{m0}) \sum_{l=m}^{2n-1} (-1)^{l+m} (2l+1) g_l^m(\tau) P_l^m(\mu) P_l^m(\mu_0) \dots \quad (5c)$$

$$\delta_{m0} = 1 \quad \text{if } m=0 \text{ (0 otherwise)}, \quad g_l^m(\tau) = g_l(\tau) \frac{(l-m)!}{(l+m)!},$$

$$g_l(\tau) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_l(\cos \theta) P(\tau, \cos \theta) d \cos \theta$$

$P_l(\cos \theta)$ 為 Legendre polynomial， $P_l^m(\mu)$ 為 associated Legendre polynomial，而 θ 為散射前與散射後的夾角。

4. 使用說明

執行 UV-spec 的方法很簡單，如下：

uvspec <'input file'> 'output file'

倘若所選取的波長範圍過大，則建議利用背景執行。input file 的格式如下：

wvl_1 wvl_2 alititude nphi numu
 phi_1 phi_2 ... phin
 mu_1 mu_2 ... mu_m
 angle phi_0 albedo rho effrad wclow wchigh seasn vulcan visib mdleir

output 的一般格式則如下

```

wvl_1  wvl_2  alititude  nphi  numu   o_3col
phi_1   phi_2   ...       phin
mu_1    mu_2   ...       mu_m
angle phi_0 albedo rho effrad wclow wchigh seasn vulcan visib mdlcir
wwl_1 F_dir F_d F_u I_avg I_1,1 I_1,2 I_m,n
...      ...
...      ...
ww2_1 F_dir F_d F_u I_avg I_1,1 I_1,2 I_m,n

```

代碼說明如下：

albedo： Lambertian (isotropically reflecting) 地表反照率，在此我們假定為 0。
 altitude： 高度，單位是公里，在此我們輸入測站海拔高度。

—angle；天頂角；我們取當日午時的天頂角度數。

angle. 天頂角，我們取當日午時的大頂角及數
學上之重複方法半徑。單位是公尺；因為儀器處

effrad：雲滴有效半徑，單位是 μm ，因為僅考慮晴朗的狀態，故為 $0.001 \text{ } \mu\text{m}$ 。

F_dir：直達輻射通量，單位是 W/m²-nm。

F_d : 散射向下輻射通量，單位是 $\text{W/m}^2\cdot\text{nm}$

E_{μ} : 散射向上輻射通量，單位是 $\text{W/m}^2\cdot\text{nm}$ 。

I：在 mu 及 phi 方向的強度，且只能在 nphi 與

1. 在 mu 及 pm 方向的强度，並只能在 $\mu_{\text{H}} \ll \mu_{\text{M}}$ 之下，才能由 μ_{H} 算出 μ_{M} 的值。

8.000	378.00000	250.300 1.093812E+19 4.895745E+11 2.288550E+18 8.362515E+15 3.613500E+15 2.518500E+08
7.000	432.00000	257.000 1.217482E+19 5.143614E+11 2.545620E+18 1.570002E+16 4.019400E+15 2.801400E+08
6.000	492.00000	263.600 1.351859E+19 5.397117E+11 2.827770E+18 2.842653E+16 4.464900E+15 3.111900E+08
5.000	559.00000	270.300 1.497882E+19 5.646733E+11 3.132910E+18 5.015654E+16 4.946700E+15 3.447700E+08
4.000	633.00000	277.000 1.655144E+19 5.897016E+11 3.461040E+18 7.354296E+16 5.464800E+15 3.808800E+08
3.000	715.00000	283.700 1.825402E+19 6.401807E+11 3.818430E+18 1.571220E+17 6.029100E+15 4.202100E+08
2.000	805.00000	287.700 2.026599E+19 6.777576E+11 4.238520E+18 3.110952E+17 6.692400E+15 4.664400E+08
1.000	904.00000	293.700 2.229340E+19 7.027649E+11 4.662790E+18 4.348219E+17 7.362299E+15 5.131300E+08
0.000	1013.00000	299.700 2.448130E+19 7.029050E+11 5.120500E+18 6.352850E+17 8.085000E+15 5.635000E+08

上表為熱帶大氣標準剖面資料。目前並沒有台灣地區的標準大氣剖面資料，此外在 UVA 及 UVB 波段區的輻射僅有臭氧據吸收能力。因此我們計算出台灣地區每月的臭氧剖面氣候值，予以替代剖面資料中的臭氧資料。由於臭氧吸收截面 (absorption cross section) 對溫度不敏感，所以我們不另外重建溫度剖面資料。然而為預報每日的紫外線指數，我們將每日觀測到的臭氧總量輸入模式中，藉以調整臭氧剖面以期求得較為接近實際大氣的臭氧剖面。

UV-spec 考慮了臭氧，分子氧吸收以及 Rayleigh 散射。其中隨溫度改變的臭氧吸收截面是取自 Molina and Molina(1986)，而針對分子氧的參數化是取自 Allen and Frederick。大氣層頂太陽輻射通量資料源自 WMO(1986)，Rayleigh 散射截面計算公式則是參考 Nicolet(1984)。這些資料除分子氧外，均內插至 1.0nm 解析度。

參考文獻

1. 曾忠一 大氣輻射 聯經
2. Allen, M., J. E. Frederick, 1982 'Effective photodissociation cross sections for molecular oxygen and nitric oxide in the Schumann-Runge bands', *J. Atmos. Sci.*, 39, 2066.
3. Anderson, G. P., S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, E. P. Shettle, 1986, 'AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0 ~ 120 km)', AFGL-TR-86-0110, AFGL (OPI), Hanscom AFB, MA 01736.
4. Molina, L. T., M. J. Molina, 1986 'Absolute Absorption Cross Section of Ozone in the 185- to 350-nm Wavelength Range', *J. of Geophys. Res.*, 91, 14501-14508.
5. Nicolet, M., 1984 'On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere: an empirical formula for its calculation in the homosphere', *Planet. Space Sci.*, 32 1467-1468.
6. Stamnes, K., S. -C. Tsay, W. Wiscombe, K. Jayaweera, 1988 'Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media', *Applied Optics*, 27, 2502.
7. World Meteorological Organization, 1986, Atmospheric Ozone 1985, Assessment of Our Understanding of the Processes Controlling its Present Distribution and Changes, Rep. 16, Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva, Switzerland.