

蘭嶼大氣輻射場觀測與分析

柳中明

台灣大學大氣科學系

(中華民國八十三年四月十八日收稿；中華民國八十三年五月十二日定稿)

摘 要

本研究運用一套完整的大氣輻射場觀測設備，在蘭嶼中央氣象局測站進行觀測。主要測量太陽向下短波輻射通量($S \downarrow$)，地表向上反射短波輻射($S \uparrow$)，大氣向下長波輻射通量($IR \downarrow$)，淨輻射通量(net)，與紫外射線向下輻射通量($UV \downarrow$)。並據以估算地表向上長波輻射通量($IR \uparrow$)。此測量系統，曾在台北與中央氣象局的全天空太陽輻射通量數據相比較，誤差尚屬合理。另外也與國外觀測相比較，其日變化特性與數據大小，大略上與國外資料相吻合。在蘭嶼觀測期間，由於許多人為誤失，目前僅存有1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月的資料。經分析後，認為 $S \uparrow$ 、 $IR \uparrow$ 、net、與 $UV \downarrow$ ，均與 $S \downarrow$ 的變化相關，也即 $S \downarrow$ 強時，地表反射能量 $S \uparrow$ 增加，同時氣溫日變化增大，因此地表向上長波 $IR \uparrow$ 也增加。但此時大氣向下長波 $IR \downarrow$ ，則多因晴朗無雲與水汽含量少，而致長波輻射來自高層，所以輻射量減少，因此 $IR_{net} = IR \downarrow - IR \uparrow$ 的絕對值會增大。不過 IR 的絕對值至少小於 $S \downarrow$ 2倍，所以淨輻射量，仍因 $S \downarrow$ 增加而增加。反之，陰雨日 $S \downarrow$ 減少，地表反射能量 $S \uparrow$ 減少， $IR \uparrow$ 因地表溫度變化少而減少。同時， $IR \downarrow$ 因輻射來自雲底而上升，因此 IR 絕對值會減少。淨輻射量net亦會同步減少。以上結果可以參數方程式來表達日累積能量的變化，至於小時變化則可以正常化函數來統一表示，或以柳等(1990)的複雜函數來估算逐時的 $S \downarrow$ 變化，再據以估算其他輻射通量的逐時變化。

關鍵詞：大氣輻射場、觀測、參數方程式

一、引 言

近年來，學術界關切的研究，主要環繞在溫室氣體在大氣中逐年增加，所將加強的全球大氣溫室效應(IPCC, 1990, 1992)。其論點為：溫室氣體如 H_2O 、 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 、 CFC_s 與 O_3 ，在對流層內能吸收地表向上的長波輻射能量，然後再依黑體輻射原理，向上與向下進行輻射。其向地表的輻射部份，能補充地表因為長波輻射所減少的能量(Liou, 1980)，使得地表的氣溫變化緩慢。不致於如月球表面，受陽光時達 $100^\circ C$ 以上高溫，不受陽光時，立刻冷卻到零下的溫度。但是，工業革命以來，人類大量燃燒石化燃料，排放大量 CO_2 入大氣中，同時釋放 CH_4 、 N_2O 、 CFC_s 等物質，使得大氣中溫室氣體大量增加。而自然界的生物地球化學循環(Garrels et. al., 1975)，並不足以完全與迅速地消化此些污染物質。因此全球大氣溫室效應，必將緩緩

加強，也即是大氣向下的長波輻射通量將逐年增加。同時地表氣溫將因此逐年上升，其後果即可能是全球氣候改變。(Mohnen and Wang, 1992)

當然以上的討論，仍有許多待商確的問題。如氣溫上升後，水汽蒸發加速，配合海洋中所釋放之DMS增加，雲滴形成加速，是否會因此加強反射太陽輻射，而抵消溫室效應(Liou, 1992)。此外，各地人為活動所釋放的大量懸浮微粒，在大氣中生命期約為1-7天，是否亦會同時加強反射太陽輻射(Liu and Ou, 1990)。顯然，雲與懸浮微粒的角色，將影響未來全球氣候變遷的演化。

吾人希望在台灣能長期設立大氣輻射監測站，以探究未來在台灣附近的大氣輻射場中，到底是大氣向下行星長波輻射增加，還是太陽向下短波輻射減少；同時分析淨輻射的平衡情形，以及變化趨勢。當然也更期望透過大氣輻射模式的運用，以及與衛星遙測資料的比較，分析大氣溫室氣體、雲與懸浮微粒對大氣輻射場的定量影響。

過去，柳與馮(1989)，馮等(1989)，柳等(1990)，柳(1992b)等，曾運用中央氣象局的太陽能觀測網資料，進行過一系列的雲與懸浮微粒對太陽向下輻射通量的影響分析。此外，楊與柳(1988)曾運用近地面的淨輻射通量資料，進行近地面動量、熱量及水汽量垂直通量分析。但是，有關長、短波輻射通量的觀測，也即是近地面輻射能量平衡的觀測與分析，在國內則相當缺乏。

自1991年5月以來，吾人利用一套完整的大氣輻射場觀測設備，曾分別在台北(一星期)、新屋(二星期)、成功(二星期)與蘭嶼(三個月)進行過一段時間的觀測。大略上，每一次的觀測都有一些問題困擾著。有關新屋的資料已在柳(1992a)中作過簡單說明。而成功觀測相當失敗，蘭嶼觀測非常成功，在本文內吾人將主要說明台北與蘭嶼的資料。

基本上，在1992年5~10月間，吾人在蘭嶼進行大氣輻射場觀測，其中9、10月為配合「台灣背景大氣研究群」的觀測。不過由於工作人員的疏忽，電腦磁片遺失，所以僅有5月、6月和9月中~10月中的資料可供分析。以下分章節說明大氣輻射場的觀測設備，並簡略分析各月份內氣象與大氣輻射場的變化。大略上，目前的觀測已可說明近地面輻射能量的收支平衡情形，未來若能配合其他觀測資料，即可進行近地面能量的收支平衡分析。本文最後並提出一些可供氣象模式使用的輻射參數方程式。

二、大氣輻射自計系統說明與台北觀測資料分析

此套大氣輻射自計系統(圖1)，包括日本EKO儀器公司的淨全輻射計(EKO Net Pyrradiometer)，反照計(EKO Albedometer)，及美國EPPLEY Laboratory的紫外線輻射計(Epplab Ultraviolet Radiometer)，紅外線輻射計(Epplab Infrared Radiometer)，直射計(Eppley Pyrheliometer)，以及美國Handar儀器公司的資料收集系統(570A data Acquisition System)。

此自計系統採活動設計，各觀測儀器以螺絲鎖於不銹鋼架上，拆卸容易。此自計系統安裝時首先選一無遮避地，將地整平，之後將鋼架對準南北方向擺好，利用4隻營釘將鋼架固定於地

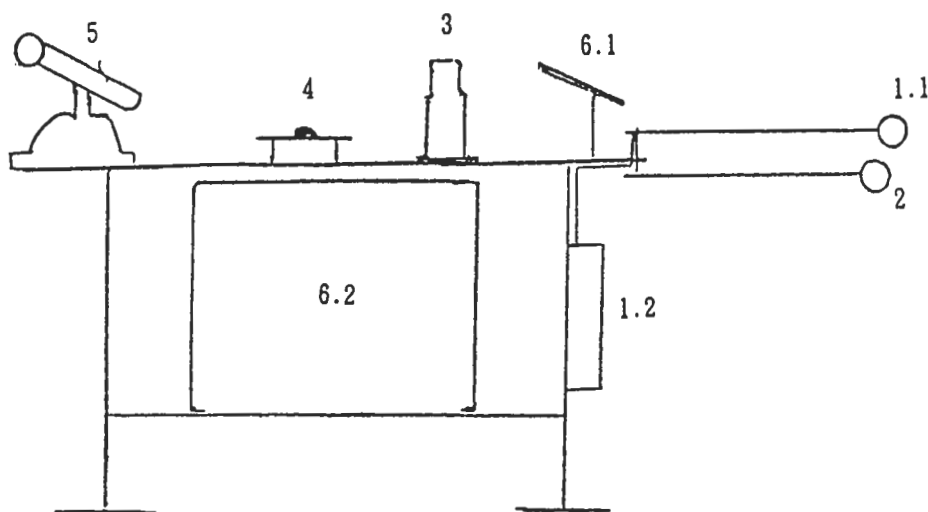


圖1 台大大氣系大氣輻射自計系統。

上，後利用4條鋼索及4隻管釘，將鋼架鎖緊，防止大風將鋼架吹倒。

鋼架裝好後，再將各儀器依圖1位置安裝於鋼架上。其中直射計的追蹤儀，須依當地緯度調整。

2.1 淨全輻射計(EKO Net Pyrradiometer CN-40)

此儀器分輻射感應部份及壓縮機部份，用以測量向上與向下的長短波輻射通量與淨輻射通量。輻射感應部份的上下半球為塑膠薄膜，易被大風吹起的砂石刮破，應有備用品隨時更換。此儀器之安裝，先將壓縮機及輻射感應部份固定於鋼架。輻射感應部份之塑膠薄膜應確定已裝好之後，壓縮機部份之試管要裝滿水。接上電源調整氣壓，使試管裡的氣泡約每分鐘60個。

此儀器的維護只要每天利用毛刷，刷除感應部份塑膠薄膜的灰塵，以及當乾燥劑潮溼時換新即可。於冬天雪地觀測時，試管中之水須加入酒精抗凍。儀器參數為 $29.9839\text{mv}/\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ ，Full scale為50mv。

2.2 反照計(EKO Albedometer MR-21)

此儀器上、下各罩著雙重的玻璃罩，十分易碎。上、下的感應器分別測量全天空太陽輻射以及地面反射輻射(0.305~2.8微米)。儀器的維護只要每天用毛刷及乾淨的軟布擦拭玻璃罩。乾燥劑潮溼時，立刻更換。準確度在 $\pm 3\%$ 內。儀器參數為 $4.881\text{mv}/\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ 。 $(1\text{wm}^{-2} = 14.34 \times 10\text{cal min}^{-1} \text{cm}^{-2})$ ，Full scale 50mv。

2.3 紫外線輻射計(Eppley Solar and Sky Ultraviolet Radiometer)

此儀器測量全天空輻射中近紫外線波段(0.295-0.385微米)，此波段也是太陽紫外線輻射照抵地面較多的波段。儀器的維護同反射計。儀器參數為 $0.00813 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} / \text{mv}$ ，Full Scale為5mv。

2.4 紅外線輻射計(Eppley Precison Infrared Radiometer ; Pyrgeometer)

此儀器用以測量長波輻射(波長4-50微米)。此儀器有四組輸出，第一組為熱電堆輸出，第二組為大氣向下紅外線輻射輸出，第三組為半球罩溫度，第四組為感應器溫度。儀器維護同反射計。儀器參數為 $2.61 \text{ mv/cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ，Fullscale為5mv。此設備購置之初仍有缺陷，無法使用，後送回原廠修理。在蘭嶼期間，提供非常完整的資料。

2.5 太陽追蹤儀與直射計(Eppley Solar Tracker and Normal Incidence Pyrheliometer)

此儀器由直射計及追蹤儀所構成。用以測量直射太陽輻射。儀器安裝時首先將直射計裝在追蹤儀上，然後將這套儀器對準正北，固定於鋼架上並調整緯度。於中午12時，將直射計對準太陽。此儀器因追蹤儀對著太陽轉，所以每天電線皆會繞在追蹤儀上一整圈，因此每天須將電線繞原位，防止電線拉斷。由於地球的公轉軌道傾斜，太陽會做南北的偏移，所以直射儀每隔幾天需重新對準太陽。儀器參數為 $6.14 \text{ mv/cal min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ ，Full scale為50mv。此項儀器僅在台北觀測期間，曾提供部份資料，後來都因為電線拉斷，而無法持續觀測。未來需更換新型方便操作的儀器。

2.6 資料收集系統

此資料收集系統由資料收集器及一套太陽能電池供電系統所組成。

此系統有一組電腦輸出，利用個人電腦可以設定資料收集的時間間隔。值得注意的是資料收集器一般設定在作業狀態(run mode)之下，如果要改變設定須改在程式狀態(program mode)之下。在換成程式狀態之前須將資料全收集起來，否則一改成程式狀態，資料收集器裏之資料會全洗掉。另外如果資料收集器斷電，或關上電源開關，資料收集器裡的資料會全部不見。在觀測期間，設定每一分鐘收集一次資料。

2.7 大氣輻射自計系統與氣象局輻射儀器的比較

目前氣象局對於太陽輻射的觀測，一般只利用日射計及全天空輻射計，每六秒觀測一次，每

分鐘取其平均值。目前氣象局的輻射資料即是全天輻射計及日射計所測得的值的每小時累積量。

氣象局所用之日射計與本系統直射計相同，全天空輻射計與本系統反照計上半球所測之波長相似。

本系統比氣象局多出紅外線輻射計、紫外線輻射計、淨全輻射計、反照計。

2.8 儀器之校正

本系統各輻射儀器，得經常作精確的校正。但是，各儀器的校正皆非易事，目前乃直接送回原廠做校正。未來，如在台灣有同型的儀器，而且剛做完校正的，可選一晴朗的天氣將待校正的儀器與標準儀器放在一起，曝露於晴朗之天空之下，比較兩儀器之差異，調整待校正儀器的參數，使得兩者之輻射值相同為止。如果要自己進行精確之儀器校正，則必須建立完整的校正實驗室來校正儀器。

2.9 台北觀測資料分析(1991年5月24日~30日)

1991年5月，吾人將整套裝備架設在台大大氣系觀測坪內，以測試整套儀器的觀測狀況。其中，反照計所測的太陽向下短波輻射通量(Solar downward flux, $S\downarrow$)，繪於(圖2a)內。同時吾人亦將中央氣象局在台北本局所同時測得的全天空太陽輻射通量(global solar flux)示於圖中。明顯的，二者的日變化情形非常相近，雖然偶有一些小時特徵不太一致。不一樣的原因，很可能是因為上空雲量的變化在二地區不盡相同。另外，注意到5月26日，二站所測非常吻合，但在午時則台大站所測略高。此很可能因為氣象局站設在樓頂，而台大站在觀測坪內，致台大站因為附近建築環境，加強了輻射的散射作用，所以輻射通量略高。估計這一星期的誤差，均方根差約為 $9.4\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。此誤差主要出現在午時，而午時最高值約在 $58\sim 75\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ (氣象局)，因此誤差約在 $13\sim 16\%$ 以內。若由其中扣除因為設站點不同所造成的誤差，則此套大氣輻射觀測資料具相當可信度。

(圖2b)顯示5月24日~30日在台大站所測之太陽向下輻射通量($S\downarrow$)，太陽向上輻射通量($S\uparrow$)，與淨輻射通量(net)，以及依據

$$Net = S\downarrow - S\uparrow + IR_{net} \quad (1)$$

所估算出的長波淨輻射通量 IR_{net} 。此組資料日變化特徵與資料的數量大小，和Kondratyev(1969)所提出的觀測資料相吻合。值得特別提出的是各資料的日變化情形非常相似，均在午時同時達到高值。午時淨輻射約為 $40\sim 55\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。明顯的太陽輻射為重要的地表面上能量供給來源。入夜後，淨長波輻射通量約為 $-2\sim -5\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。

在台北觀測期間，僅大氣向下長波輻射通量($IR\downarrow$)的測量失敗。在此不再多說明紫外射線

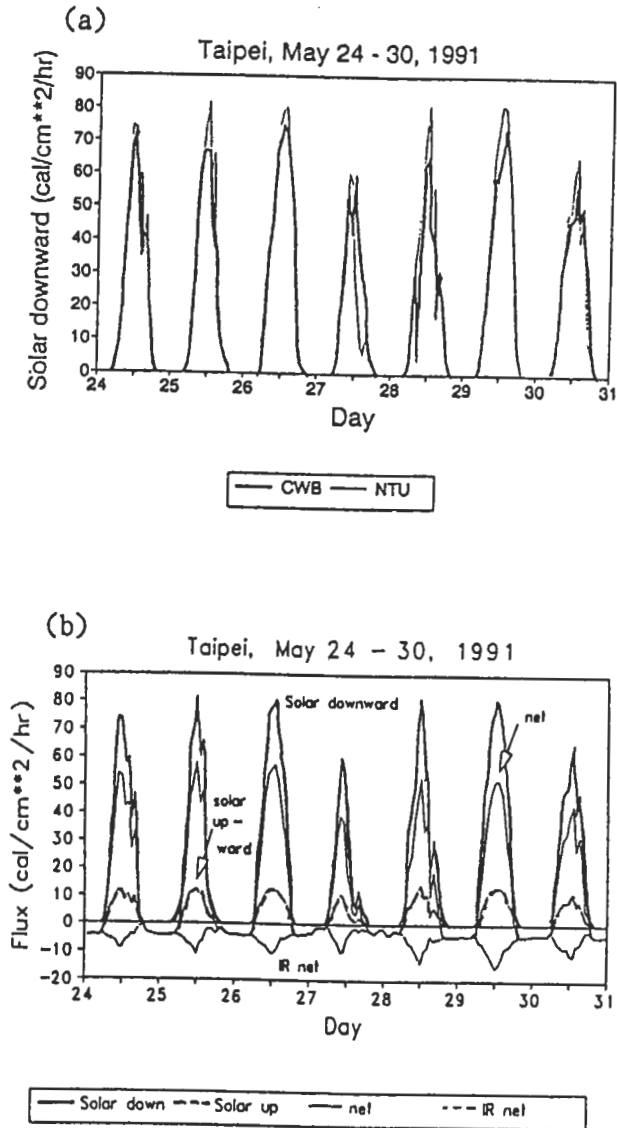


圖2 1991年5月24日~30日，(a)在台大大氣科學系(NTU)所測的逐時太陽向下輻射通量(solar downward flux)，與同期間在中央氣象局台北本站(CWB)所測的全天空向下輻射通量。(b)在台大所測的太陽向下輻射通量，太陽向上短波輻射通量(solar upward flux)，淨輻射通量(net)與長波淨輻射通量(IR_{net})的逐時變化圖。

($UV \downarrow$)與直達輻射部份，僅提出紫外射線通量約佔整個 $S \downarrow$ 的2.5~5.7%，平均約為3.6%。此數據大致與其他地區的觀測相似。

三、1992年5月份蘭嶼資料分析

在本節內將詳細探討5月份內在蘭嶼所測大氣輻射場資料，主要目的為了解資料的可信程度。

3.1 天氣概述

5月內，有多次鋒面過境，但在蘭嶼站並無豪雨的記錄。大略上，5月內比較明顯的天氣現象為(陳，1993)：

5月1~2日 華南雨區東移，午後熱雷雨。

5月8~9日 鋒面過境，9日基隆降雨量54mm/日，高雄降雨量61mm/日。

5月15~19日 鋒面過境，新竹降雨量42mm/日，16日四十分降雨量52mm/日，17日台中降雨量53mm/日，梧棲降雨量81mm/日，18日台南降雨量51mm/日，19日南移至巴士海峽。

5月21~25日 鋒面過境，22日新竹降雨量69mm/日，四十分降雨量72mm/日，大尖山降雨量56mm/日。

5月30~31日 鋒面過境，31日花蓮降雨量153mm/日，台東降雨量113mm/日，東吉島降雨量108 mm/日，蘇澳降雨量128mm/日。

5月內蘭嶼站的氣候日變化與溫度日變化特徵均相當明顯。相對溼度約介於60~100%間，明顯的出現入夜後相對溼度上升，午時相對溼度最低的特性。降雨則出現在2日鋒面過境，5日地區性降雨，9日、19日、23日、27日、30日與31日鋒面過境降雨等，雨量都不大，日累積雨量均小於10mm。

5月內蘭嶼風向變化大，風速最低為2m/sec，最高達20m/sec。大略上，風向轉變期間，風速下降，而當風向穩定時，風速較強。比較明顯的是9日初鋒面通過，風向穩定，來自北北東，風速相當的強，爾後逐漸因為氣團勢力衰減，而致風速降低。大略上，因為此地受盛行風場的影響大，所以日夜變化性的環流並不明顯。

觀察雲量與能見度，可注意到最少約為20%的雲量，但能見度至少約為8公里。可見此地地勢開闊，視野極佳，但是海島特性，所以即使在晴天，仍易出現雲層。雲量能維持在90~100%附近的日子為9~11日，能見度約為8~15km。能見度最佳可達30公里，可能是因為海面上無法訂定目標，所以並未達50公里。一般而言雲量低時能見度均相當不錯。日照時數的觀測，大略與上述資料配合，也即除2日與9~11日外，每日的日照時間均相當充裕，間有雲遮掩，所以會出現少許日照低的時刻。

3.2 5月1~15日大氣輻射場觀測

基本上，在地面觀測大氣輻射場。主要為了解太陽向下的全天空輻射通量(Solar Downward global flux, $S\downarrow$)，受地面反射後的向上全天空輻射通量(Solar Upward global flux, $S\uparrow$)，大氣向下輻射的紅外線長波輻射通量(IR downward flux, $IR\downarrow$)，以及淨輻射通量(Net)。彼此間之關係為

$$Net = S\downarrow - S\uparrow + IR\downarrow - IR\uparrow \quad (2)$$

其中 $IR\uparrow$ 為地表面向上的長波輻射通量。由於 $IR\uparrow$ 並未測量，因此採用觀測的Net, $S\downarrow$, $S\uparrow$ 與 $IR\downarrow$ 值，經(2)式可得出 $IR\uparrow$ 。事實上 $IR\uparrow$ 即為餘值，包含有實際數值與觀測的誤差。過去本觀測設備，曾在桃園新屋，與台東功進行過觀測，但唯有在蘭嶼才有完整的 $S\downarrow$, $S\uparrow$, net, 與 $IR\downarrow$ 資料，並得計算出 $IR\uparrow$ ，供分析參考。(圖3)詳列以上數值在5月1日~15日間的時間變化。

大略上， $S\downarrow$ 具明顯的日變化(圖3a)，最大值出現在午時可達 $104\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ， $S\uparrow$ 則明顯小於 $S\downarrow$ ，最大值約 $20\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，將二值相除，可得地表反射率 α (albedo)。 α 的變化大，約介於 $0.12\sim 0.26$ 之間，由於午時 $S\downarrow$ 最大，所以 α 值也最小，約為 0.18 。在日出與日落時， α 的誤差顯然最大。

長波向上的輻射通量($IR\uparrow$)明顯的呈現日變化特性(圖3b)，每日最大值與最小值的差距約 $10 - 25\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。在白日明顯上升，在夜晚維持常值。由於 $IR\uparrow$ 為經(2)式計算後的餘值，因此特別與Kondratyev(1969)所述的觀測資料相比較，發現午時的高值與Kondratyev的資料非常接近。也即 $IR\uparrow$ 的日變化較之於 $IR\downarrow$ 為相當顯著。

$IR\downarrow$ 約介於 $32 \sim 38\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，微略具有白日上升，夜晚下降的現象。不過，很明顯的 $IR\downarrow < IR\uparrow$ ，而當二者相當接近，甚至是 $IR\downarrow > IR\uparrow$ 時，應就是雲層厚且降雨之時，在9,10月觀測後期，吾人曾計錄到 IR_{net} 為正的小值。

淨輻射通量(Net)(圖3c)明顯的出現夜晚時net小於0，白日時net迅速上升的日變化。而當降雨、雲層厚與日射少之時，因為 $S\downarrow$ 減少，所以net也減少。大略上，白日net可達 $60\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，顯示式(2)，完全為 S 所主宰。但在夜晚，則因 $IR\uparrow > IR\downarrow$ ，所以net為負值，約為 $-2 \sim -5\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。此結果說明太陽輻射為提供地表面能量的主要來源。此些能量會消耗在水汽蒸發，向土壤之下傳送，與水平傳送等方面。若能進行配合性的觀測，即可了解近地面能量的收支平衡情形。(圖3c)內同時將長波淨輻射通量 $IR_{net}(= IR\downarrow - IR\uparrow)$ 繪出，約介於 $-1 \sim -23\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。此負號代表地表損失能量。

(圖3d)同時說明紫外輻射波段的向下輻射通量($UV\downarrow$)，其日變化特徵與 $S\downarrow$ 非常類似。大略上 $UV\downarrow$ 最大可達約 $3.8\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，佔整個 $S\downarrow$ 輻射通量僅非常小的部份。若計算 $UV\downarrow$ 與 $S\downarrow$ 的比值，並定義為

$$UV_{ratio} = UV\downarrow / S\downarrow \quad (3)$$

其值約介於 $0.025\sim 0.055$ 之間，以午時為最大值，但在日出、日落則可能因為 $S\downarrow$ 太小，而產生較大的計算誤差。

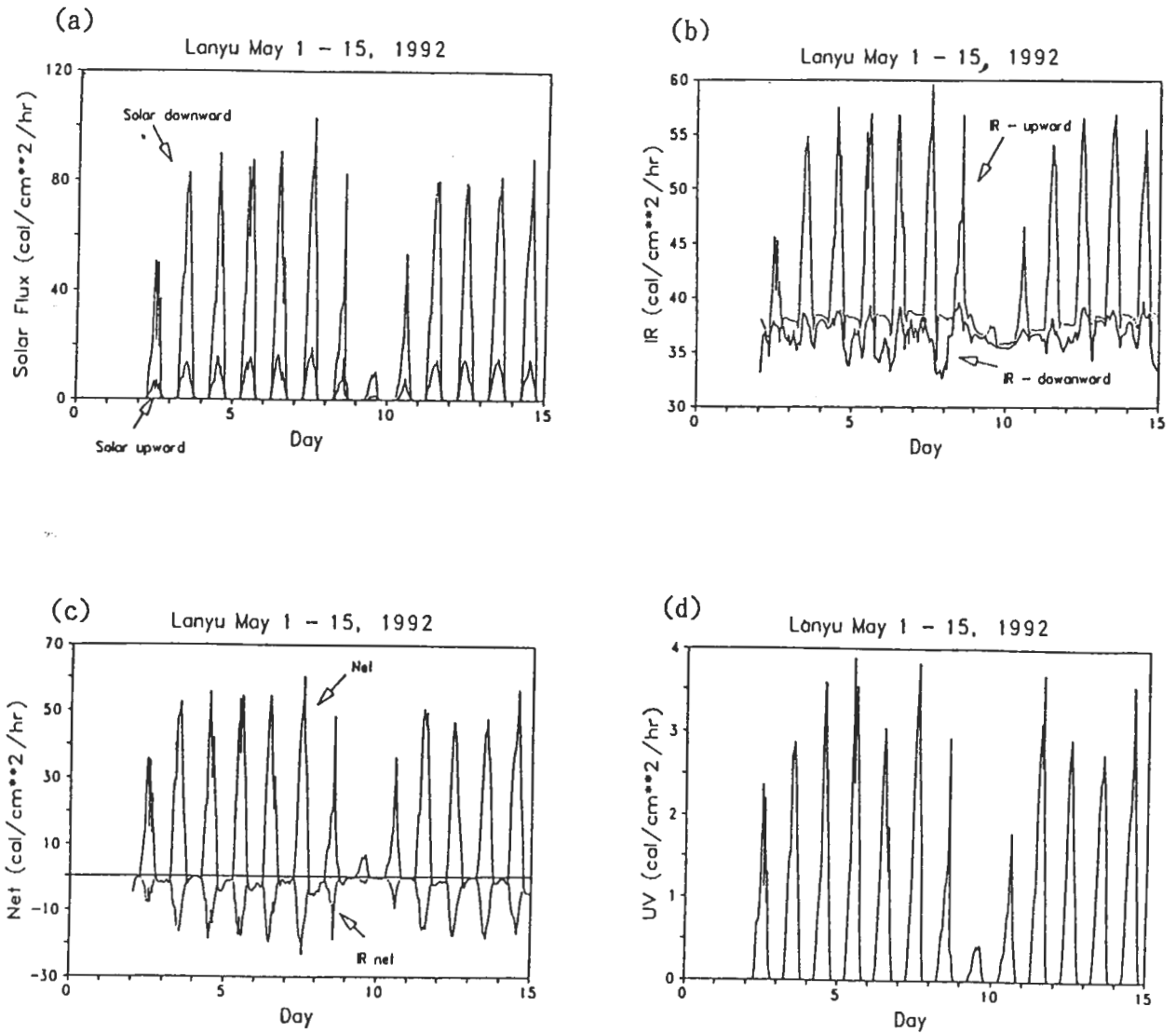


圖 3 1992年5月1~15日，在蘭嶼站所測之逐時(a)太陽向下輻射通量(solar downward S_{\downarrow})與太陽向上短波輻射通量(solar upward S_{\uparrow})；(b)長波向下輻射通量(IR downward, IR_{\downarrow})與長波向上輻射通量(IR upward, IR_{\uparrow})；(c)淨輻射通量(net)與長波淨輻射通量 IR_{net} (d)紫外射線輻射通量(UV_{\downarrow})。

3.3 輻射能量的日變化特性

將5月份內所有觀測的輻射通量資料，作進一步的分析，可得出(圖4a)的平均日變化特性。在圖中，向下太陽輻射通量($S \downarrow$)最大值出現在13時，約為 $62\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。同時地表反射的向上太陽輻射通量($S \uparrow$)，亦呈類似的日變化特性，午時最大值約為 $12\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，(圖4a)中 IR_{net} 約為 $-2 \sim -14\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，日變化與其他資料相似。值得注意的是 $S \uparrow$ 與 IR_{net} 的變化與大小尺度相當接近。此點與Kondratyev(1969)的資料一致。至於淨輻射通量(Net)在午時最大值約為 $40\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，顯然乃受 $S \downarrow$ 所主宰。在日落之後，則net與 IR_{net} 相符，約為 $-2\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ 。

將 $S \uparrow$ 與 $S \downarrow$ 相除以求取地面反射率 α ，(圖4b)顯示 α 在午時最小，日出、日落時都很大，顯然與 $S \downarrow$ 的日變化成反比，若取午時為參考數據，則 α 約為0.173。(圖4b)內同時繪出日照時數的月平均小時變化情形。由於地面氣象站僅在8, 9, 11, 14與17時報告有關每一小時內的日照時數，因此無法確定中午13時的日照時數是否為最大值，但若以目前的資料分析，則最大日照時數約0.7hr，出現在午後14時，很可能與雲量的日變化有關。(圖4c)將能見度(visibility)，相對溼度(RH)，與雲量(cloud)的日變化繪出，雲量在白日14時出現的平均最低量約為75%，而最大雲量87%約出現在清晨5時。此處的雲量平均很可能為少數的高雲量情況所主宰，因為逐筆資料檢查時，雲量曾出現20%的量。不過，大略上，此處仍主要指出蘭嶼雲量太大，而午後14時為一日內雲量最小的時刻。因此日照時數也為最大值。至於相對溼度則大略顯出與雲量同步的變化，能見度則呈現相反的變化，即是午後14時能見度最佳，晚間能見度不好。

由於(圖4a)內，長波部份僅得分析 IR_{net} ，所以在(圖4d)內繪出 $IR \uparrow$ 與 $IR \downarrow$ 的變化情形。很明顯的二者在月平均之下呈現同步變化， $IR \uparrow$ 的日最大值出現在13時，似乎是與日照時數與雲量的變化有關，很可能是因為地表溫度在13時達最高值之故。若將 $IR \uparrow$ 除以 $IR \downarrow$ ，明顯的此比值永遠大於1，且在午時最大，可達約1.35。

最後分析紫外輻射波段 $UV \downarrow$ ，(圖4e)說明其月平均小時變化情形，另外亦計算 $UV_{ratio}(=UV \downarrow / S \downarrow)$ 。大略上， $UV \downarrow$ 平均小於 $2.5\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}$ ，且最大值出現在午時。 UV_{ratio} 則小於0.04，早上8時~下午4時間介於0.035~0.038間，變化相當穩定。

3.4 日累積輻射量分析

前二節已大略說明輻射資料逐時與月平均特性，為進一步了解每日的變化與氣象環境的關係，以下乃計算每日的累積輻射量。

(圖5a)說明5月份內逐日的近地面輻射通量變化情形，此處乃將24小時的輻射能量累積起來，所以 $S \downarrow$ 可達 $700\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$ ， $S \uparrow$ 至多 $-150\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$ ， IR_{net} 約與 $S \uparrow$ 同步變化，淨輻射(net)部份則至多 $330\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$ 。值得注意的是， $S \downarrow$ ， $S \uparrow$ ，net與 IR_{net} 均呈同步變化，也即太陽輻射能量小時，地表面能反射的能量也減少，同時淨長波輻射通量也減少，當然淨輻射通量也同時下降。反之，太陽輻射強時，地表面反射能量大，淨長波輻射通量也大，近地面的淨輻射能量也增強。

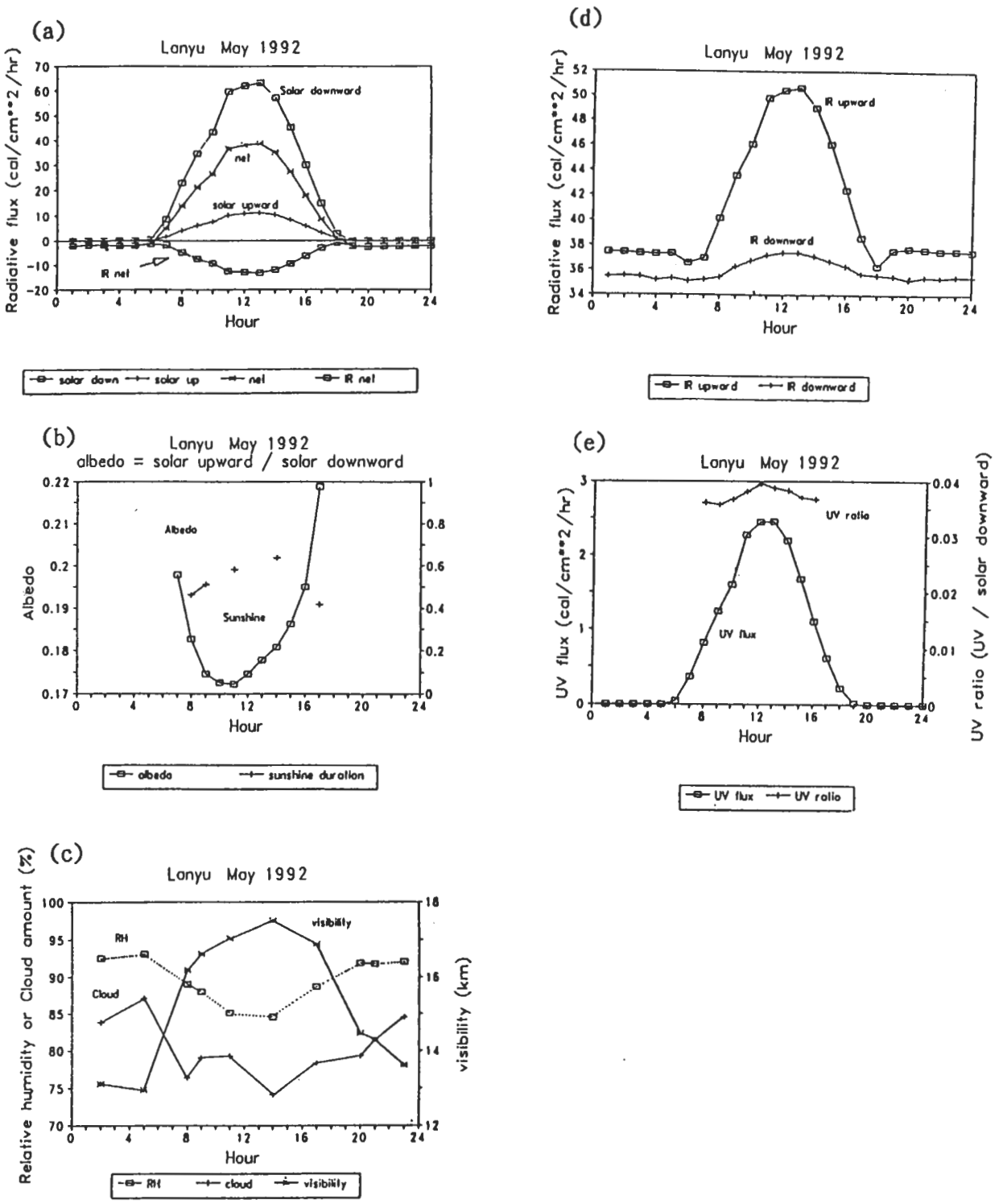


圖4 1992年5月在蘭嶼測站所測月平均小時變化(a) net, $S \downarrow$, $S \uparrow$, 與 IR_{net} ($= IR \downarrow - IR \uparrow$) (b) 近地面反射率(albedo)與日照時數(sunshine duration hour), 後者僅在8, 9, 11, 14與17時有資料; (c) 相對溼度(RH)、雲量(cloud), 與能見度(visibility); (d) $IR \downarrow$ 與 $IR \uparrow$; (e) UV與 UV_{ratio} 。

分析每日的累積日照時數(圖5b),可注意到蘭嶼站日照時數每日每小時平均達1小時的出現日數很少,此點很可能是因為雲量多之故。不過,大體上比較(圖5a),與(圖5b),可確定太陽輻射通量 S_{\downarrow} 與日照總時數成正比,也即日照時間長, S_{\downarrow} 即強。至於地表反射率(albedo),此時採用日累積 S_{\uparrow} 與日累積 S_{\downarrow} 相除,所得約介於0.12~0.2間,顯然是 S_{\downarrow} 少時,能反射的能量比例也減少,推測當 S_{\downarrow} 少時,日照少,應是有雲,甚且降雨,或相對溼度極大時,地表草地溼潤,所以反射率也降低。

進一步探究近地面降水與相對溼度情形,可注意到蘭嶼日平均相對溼度(RH)至少68%,降水時,日平均RH約為96%。不過, S_{\downarrow} 似乎與RH與降水的關係不是很明顯,應是略具修正作用。反而是雲量,明顯的具影響太陽輻射通量的作用,二者間有很好的負相關。

另外吾人亦分析日累積長波輻射通量(圖5c), IR_{\uparrow} 約在860~1050 $cal/cm^2/day$, IR_{\downarrow} 約在770~900 $cal/cm^2/day$ 。此處明顯的可注意到日累積長波向上或向下輻射通量均大於日累積太陽輻射能量 S_{\downarrow} ,雖然日累積淨長波輻射通量才約為 S_{\downarrow} 的1/3以下,此點明顯說明瞬間能量與累積能量的差別。太陽輻射雖在白日強,但在一日累積之下仍小於 IR_{\uparrow} 或 IR_{\downarrow} ,因此就氣候的研究觀點,實在應注意長波的累積能量變化。

最後將紫外射線的日累積總量亦予計算,乃得(圖5d)內逐日變化,顯然 UV_{\downarrow} 與 S_{\downarrow} 呈正相關,約略介於2~25 $cal/cm^2/day$,而 $UV_{ratio} = UV_{\downarrow}/S_{\downarrow}$,約為0.034~0.049,其變化與 UV_{\downarrow} 間並不一定有關聯,顯然因大氣環境的改變使得能被散射的紫外射線的部份亦有所不同。

四、蘭嶼資料分析

前節內探究1992年5月份在蘭嶼的大氣輻射觀測資料,主要在了解資料變化特性,並與國外觀測資料的日變化相比較。同時探究與氣象環境變化的相關性。大略上,發現觀測資料與國外資料變化相似,數據大小亦相似。而 S_{\downarrow} 顯然受日照時數與雲量的影響,其他 S_{\uparrow} 、 IR_{\downarrow} 與 IR_{\uparrow} 則似乎都與 S_{\downarrow} 的強弱有關。另外,吾人認為日變化特性大略上每日非常一致,因此比較值得關注的變化,應是日累積輻射能量的改變情形。基本上去掉掉柳等(1990)所提出的全天空太陽輻射通量受季節(即太陽天頂角位置),臭氧垂直空氣柱濃度, CO_2 吸收等影響外。 S_{\downarrow} 主要即是受雲量,與日照時數的影響,且此二者的影響,顯然是相當重要。因此若假設能利用近地面氣象觀測資料,以估算日累積輻射通量,再據以代入一個具日變化的正常化(normalized)函數中,即可將 S_{\downarrow} 、 S_{\uparrow} 、 IR_{\downarrow} 、 IR_{\uparrow} 等通量的逐時與逐日變化估算出來。本第4節,即希望使用5月、6月與9月中~10月中的資料,找出日累積輻射通量的估算方程式,取代柳等(1990)所發展出的逐時估算。站在氣候研究的立場,如此發展出來的方程式應較易使用。

4.1 日變化分析

在計算5月、6月、9月下半月與10上半月逐時平均的輻射通量後,(圖6a,b)分別比較太陽向下(S_{\downarrow})與向上(S_{\uparrow})輻射通量。大略上日變化特徵在各觀測期間相當一致,最大輻射通量出現

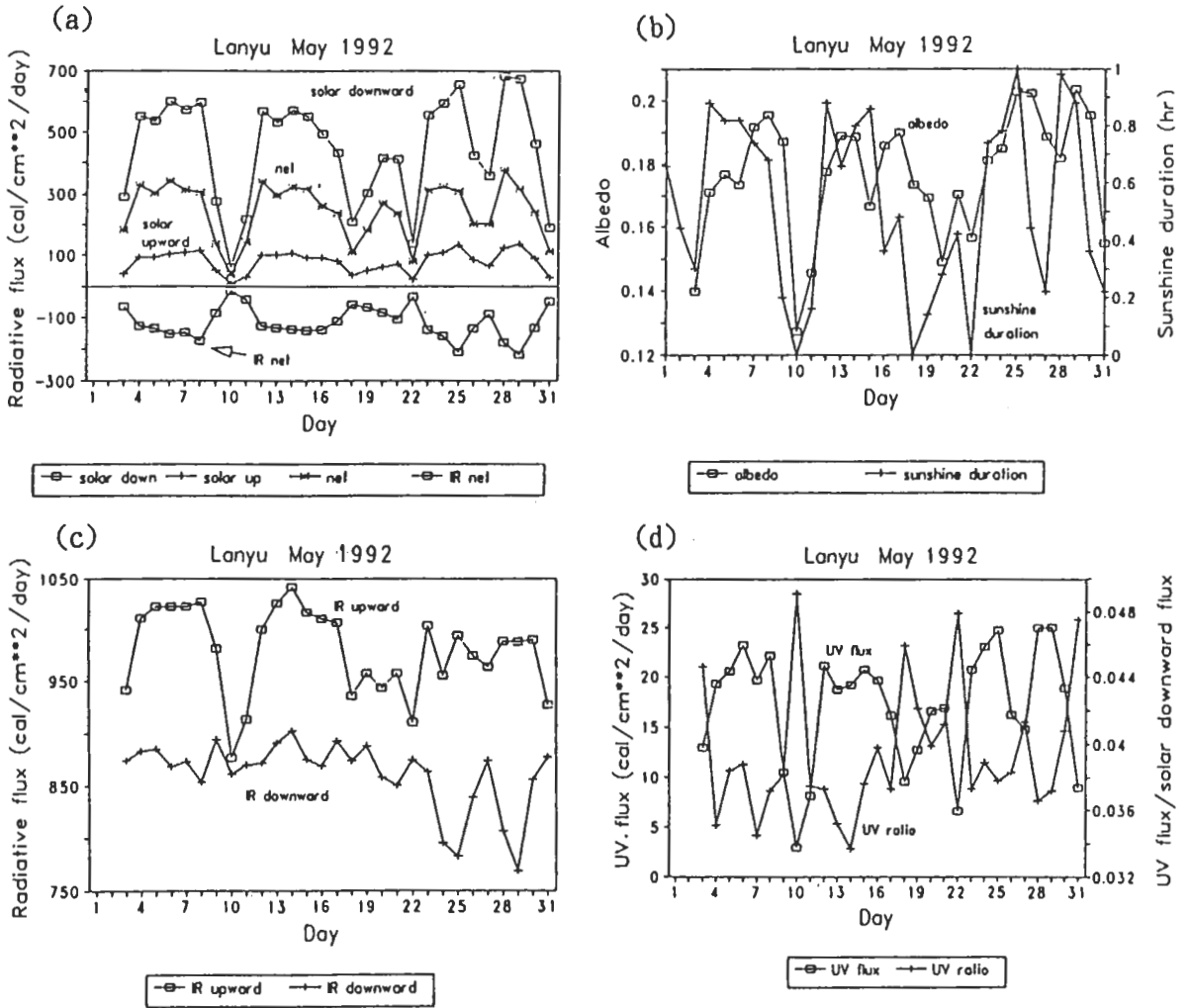


圖5 1992年5月在蘭嶼測站所測日(a)累積輻射通量 $S \downarrow$, $S \uparrow$, net與 IR_{net} (b)地面反射率與日照時數；(c)累積輻射通量 $IR \downarrow$ 與 $IR \uparrow$ ；(d)累積輻射通量UV與 UV_{ratio} 。

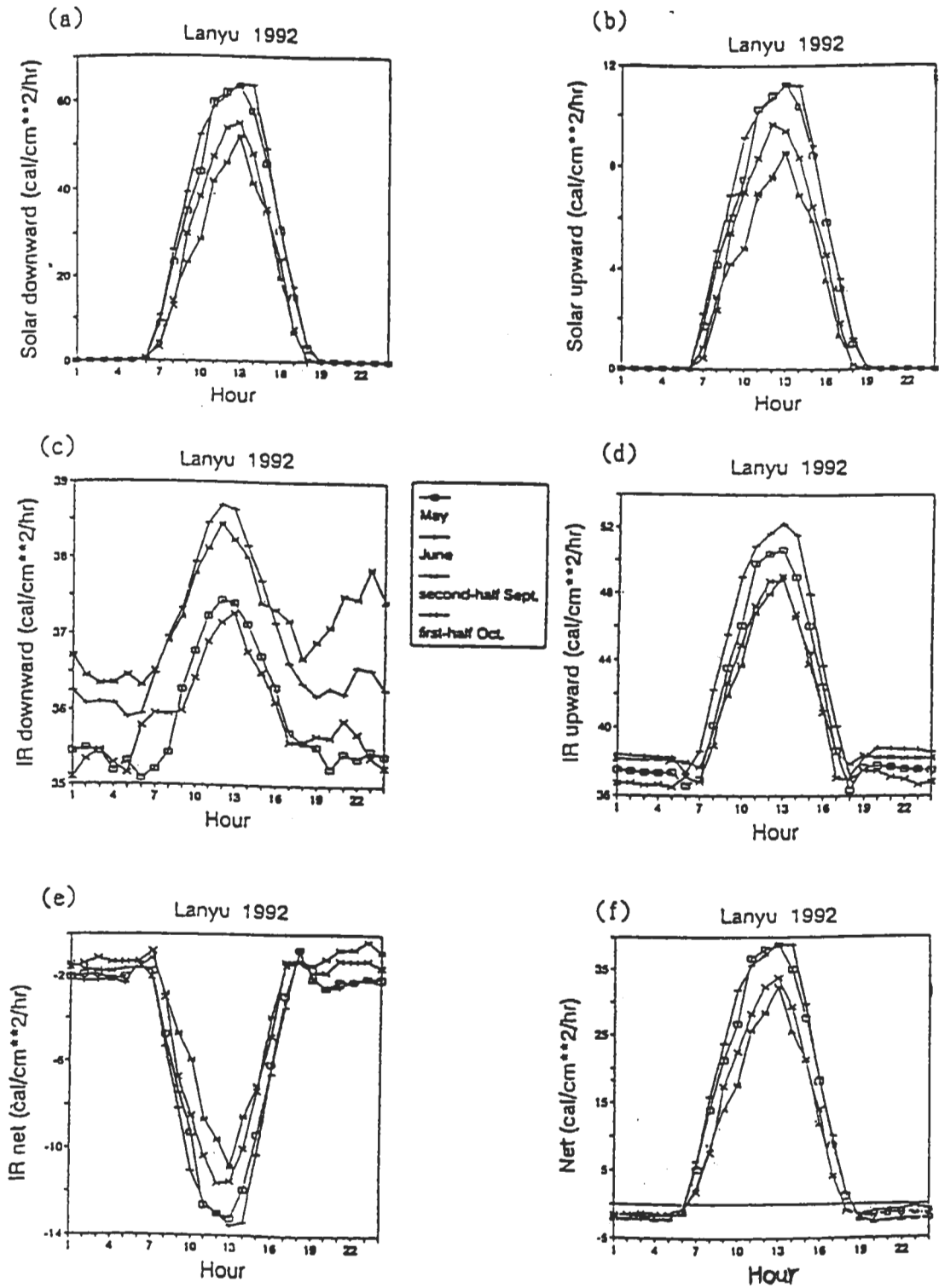


圖6 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半，在蘭嶼所測平均逐時變化的
(a) S_{\downarrow} ; (b) S_{\uparrow} ; (c) IR_{\downarrow} ; (d) IR_{\uparrow} ; (e) IR_{net} ; (f)net。

在13時左右。同時，5、6月的輻射強度大於9、10月，此顯然是因為季節性因素，9月的輻射強度最小。大略上，午間 $S \downarrow$ 約為 $45 \sim 62 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 。而 $S \uparrow$ 約為 $8 \sim 12 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 。直接計算地面反射率($=S \uparrow / S \downarrow$)，所得與(圖4b)所示相似，四個觀測期內的逐時變化非常一致，若取平均值約為0.183，若取午時平均值則約為0.175。

至於在長波方面，向下輻射($IR \downarrow$)約介於 $35 \sim 39 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ (圖6c)，且以午間輻射量最大。6月的 $IR \downarrow$ 最大，很可能與氣溫高低有關。9月下半月，在入夜後， $IR \downarrow$ 大於其他月份同時段的輻射強度，應與9月下半月多陰雲日有關。此外，向上輻射($IR \uparrow$)約介於 $36 \sim 52 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ (圖6d)，午間輻射量最大，且具規律的日變化特性，6月份 $IR \uparrow$ 最大，顯然與氣溫最大有關。此點與 $IR \downarrow$ 一致。

另外計算 $IR_{net} = (IR \downarrow - IR \uparrow)$ ，(圖6e)顯示其逐時變化與 $IR \downarrow$ 相近，9月份內 IR_{net} 絕對值最小，此與 $IR \downarrow$ 和 $IR \uparrow$ 相近有關。 IR 最大約為 $-14 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 出現在13時左右。

所測之淨輻射通量net(圖6f)，其日變化顯然為 $S \downarrow$ 所控制，最大值出現在13時左右，9月下半月約為 $32 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ ，5、6月約為 $38 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 。

至於 $UV \downarrow$ (紫外射線輻射通量)測量，僅在5-6月有效，(圖7)，顯示此二個月的UV日變化非常接近，午時最大值約為 $2.5 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ ，據以估算的 UV_{ratio} 約為0.038(5月)與0.04(6月)，此為近地面紫外射線佔整個太陽輻射波段的最大百分比。

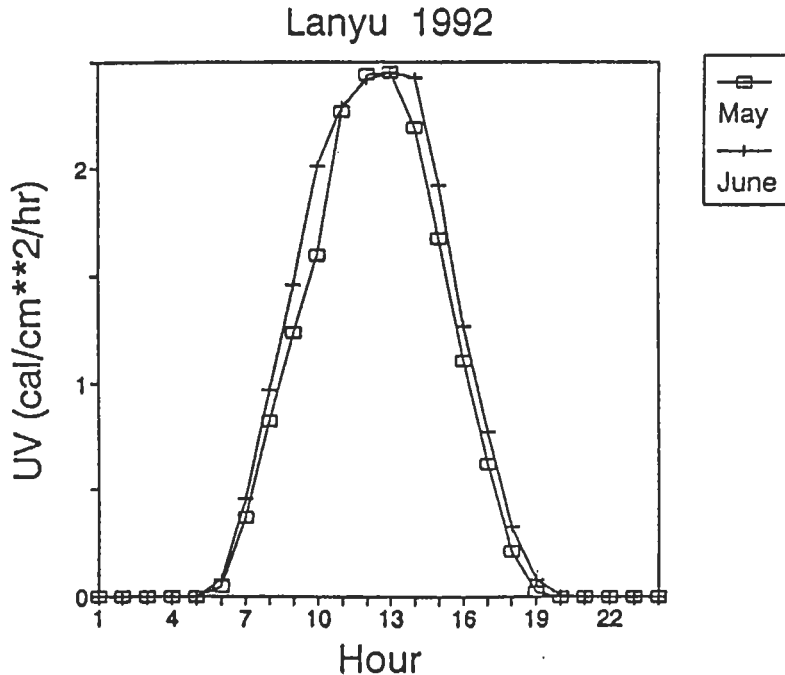


圖7 1992年5月、6月、9月下旬與10月上半，在蘭嶼所測平均逐時變化的紫外射線通量($UV \downarrow$)。

以上討論主要強調輻射通量的日變化特徵，確實在各不同觀測期間內，仍非常相似。主要不同點，乃在午間最大輻射強度的差別。

4.2 日累積輻射通量分析

在比較日變化特徵在不同觀測期間的異同後，本節將每日累積輻射通量計算出來，並且分析其逐日變化，可能是受到那些氣象因素的影響。

基本上，蘭嶼測站每日提供風向、風速、氣壓、氣溫等近地面氣象因子，但是主要能影響輻射通量的氣象因子為日照時數、雲量、相對溼度與氣溫。彼此之間可能互有關聯，但也不全然相關。(圖8a)顯示5月、6月、9月下半月與10月上半月，每日之日平均氣溫與日平均日照時數的相關。6月份的日平均氣溫最高約在25~26°C間，較5月份21~26°C，9月下半月23~26°C，10月上半月20~25.5°C間為高。顯然日平均氣溫的變化與當日日照時數的多寡並無一定關聯，因是與整個大範圍區域的氣溫上升有關，而非受短期日射影響。但是當日的日照時數與當日的雲量多寡變化呈明顯負相關(圖8b)。當然二者觀測的方式不同，日照時數是靠儀器決定，較為客觀，而雲量是靠目視，誤差大。是以二者雖呈正相關，但變異仍大，無法以簡明的線性方程式表達。那麼雲量多是否近地面相對溼度就高呢?(圖8c)顯示二者確實呈現正相關，僅在5月份內變異較大。

4.2.1 日累積向下太陽輻射通量

在(圖9a)內吾人分析日累積 S_{\downarrow} 與日平均日照時數的關係，顯然日照時數愈多，日射量愈大。二者間的相關係數達0.93。若以迴歸關係式來表達，則

$$\text{日累積 } S_{\downarrow} = 165 + 511 \times \text{日平均日照時數} \quad (4)$$

此迴歸函數，已在(圖9a)中以直線表達，顯示仍有一些誤差。

其次分析日累積 S_{\downarrow} 受到日平均天空雲量的影響(圖9b)，顯然二者呈負相關，相關係數約為-0.74。若僅考慮日平均雲量大於65%的情形，則 S_{\downarrow} 與雲量間呈現更明顯的相關性。在雲量小於65%以下，5~6月的資料顯示二者間的相關不是很明顯。此65%雲量的臨界分野，非常重要。在此臨界點之上，雲的影響很重要；但在臨界點之下，雲的影響不若日照時數的影響為重要。

其次分辨日累積 S_{\downarrow} 與日平均氣溫的關係(圖9c)，雖然略呈現正相關性，但變動實在太大。顯然氣溫的變動主要受大尺度氣團的改變而改變。當日的累積太陽能量的影響並非很重要。

4.2.2 日地表反射率

在前幾節中已分析 S_{\uparrow} 的部份，此處直接分析日累積 S_{\uparrow} 與日累積 S_{\downarrow} 的比值(日地表反射率)，並尋找日地表反射率與日累積 S_{\downarrow} 的關係(圖10a)。明顯的，當日累積 S_{\downarrow} 愈大，地表反射率也愈大，反之亦然，變化約在0.125~0.21間，相關係數約為0.62。平均日albedo約為0.18。小於0.125的三個個案，都是 S_{\downarrow} 非常小的情形，可能與降雨有關。

進一步分析地表反射率與其他近地面氣象因子的關係，發現與日平均相對溼度的相關係數為0.4，與日平均日照時數的相關係數為0.48，均不是呈現很明顯的關聯性。

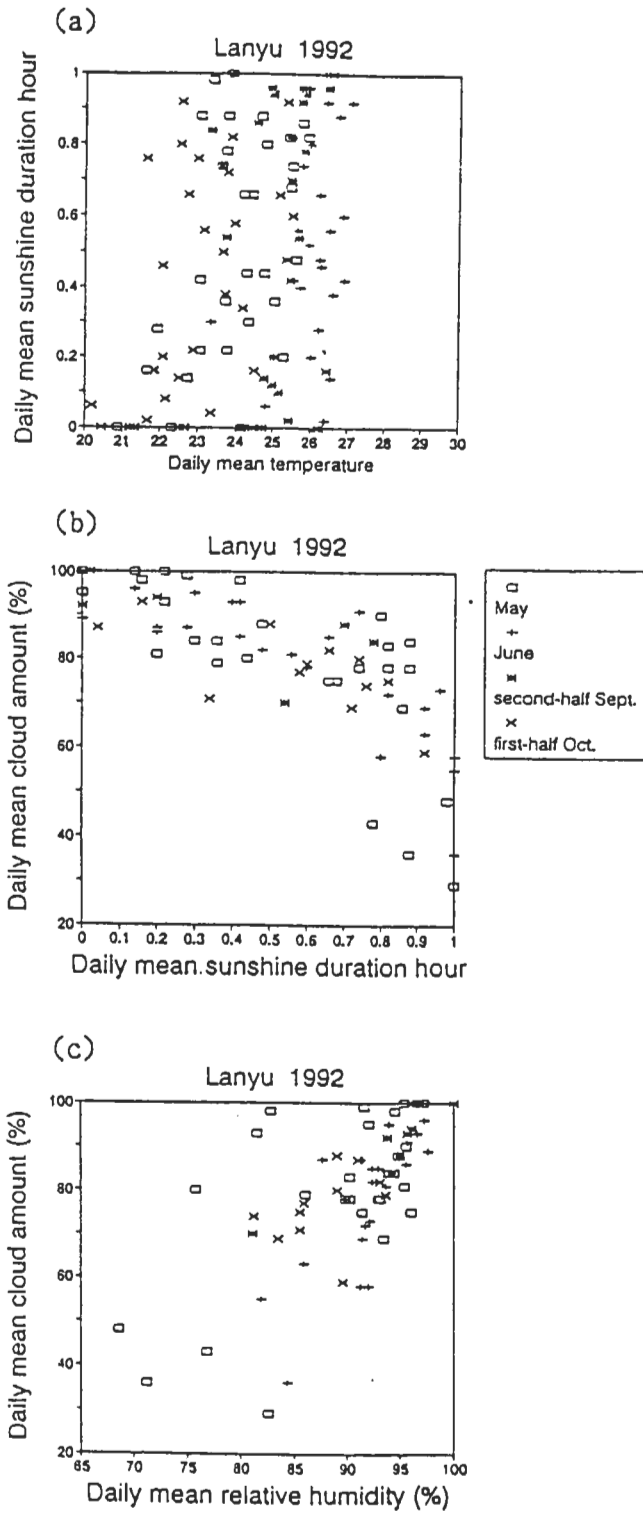


圖8 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月，在蘭嶼站所測逐日平均的
(a) 氣溫—日照時數；(b) 日照時數—雲量；(c) 相對溼度—雲量等相關圖

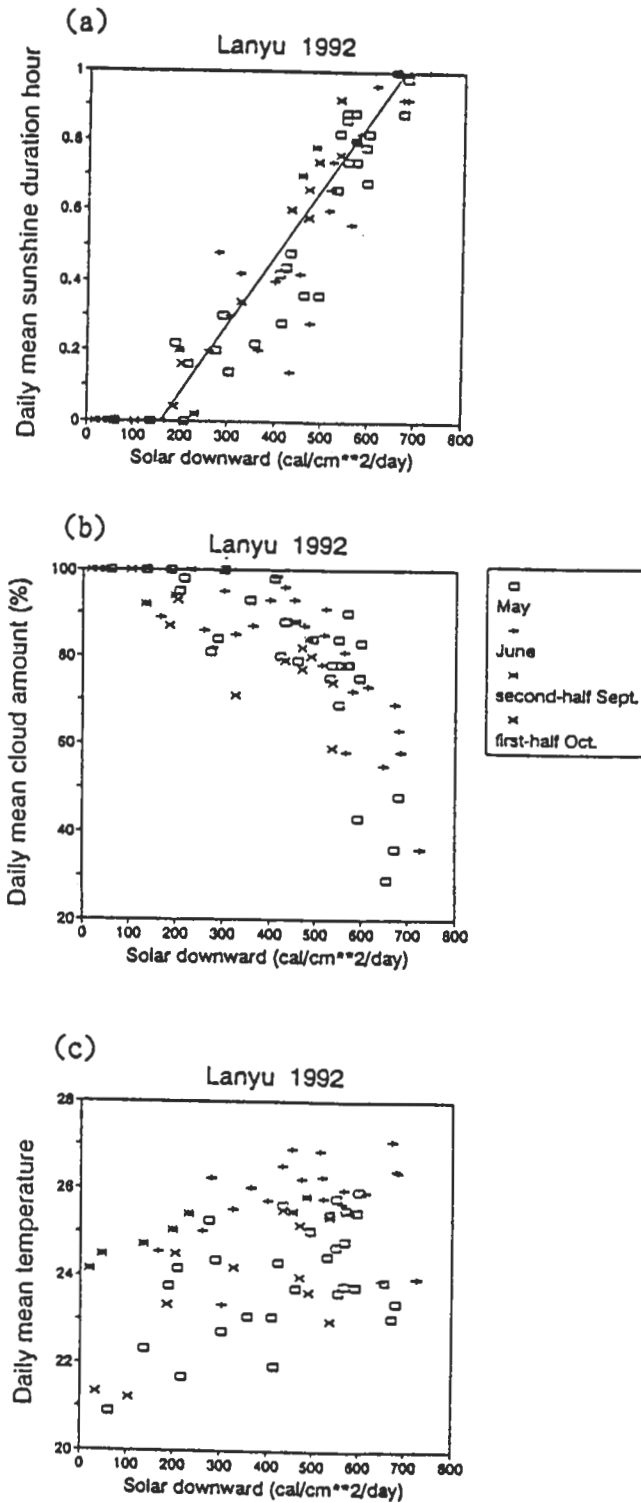


圖9 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月，在蘭嶼所測日累積 $S\downarrow$ 與(a)日平均日照時數；(b)日平均雲量；(c)日平均氣溫的相關圖。圖9a中的直線為線性迴歸線。

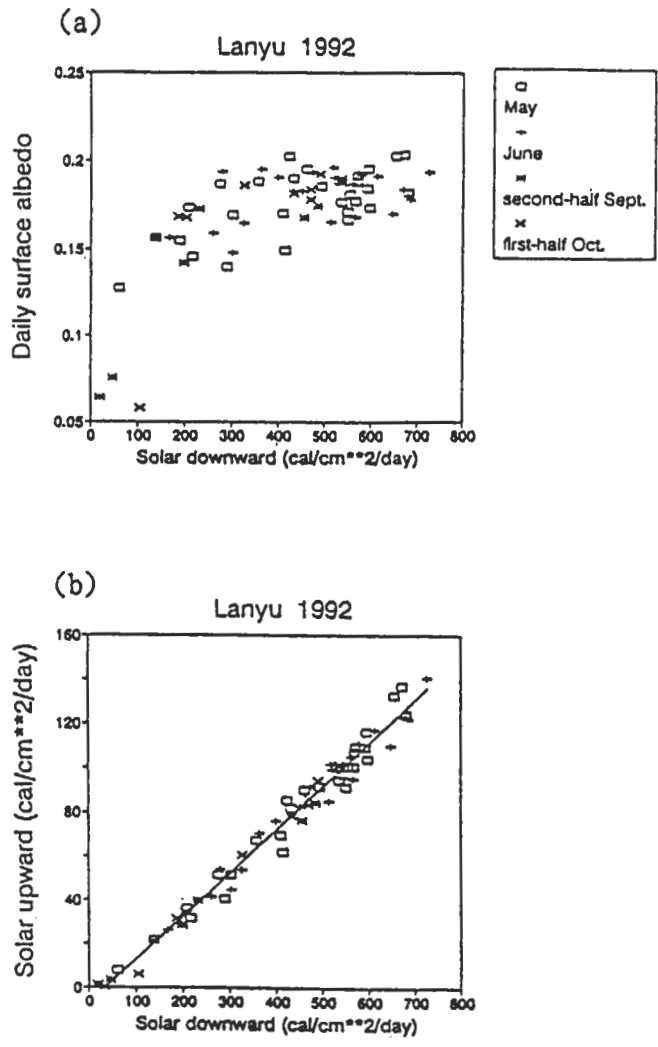


圖 10 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月，在蘭嶼所測(a)日累積 S_{\downarrow} 與日地表反射率(=日累積 S_{\uparrow} /日累積 S_{\downarrow})；(b)日累積 S_{\downarrow} 與日累積 S_{\uparrow} 的相關圖。圖10b中的直線為線性迴歸線。

由於本研究之目的，主要在尋找 α 的參數方程式，再賴以計算 $S \uparrow = \alpha \times S \downarrow$ ，即然 α 與各氣象因子的相關性不高，因此決定直接計算 $S \uparrow$ 與 $S \downarrow$ 的相關，(圖10b)顯示正相關非常良好，相關係數達0.94。迴歸函數可以

$$\text{日累積 } S \uparrow = -6.84 + 0.197 \times \text{日累積 } S \downarrow \quad (5)$$

表示。0.197可作為蘭嶼測點的代表反射率。

4.2.3 日累積長波向下輻射通量

長波向下輻射主要來自大氣分子與雲對地表的長波輻射。首先分析 $IR \downarrow$ 與雲量的關係，(圖11a)顯示二者呈現正相關，相關係數為0.7，即是雲量愈多，長波向下的累積能量愈大。同時日累積能量約為 $760 \sim 960 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ ，大於日累積 $S \downarrow$ 最大值約 $750 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ 。此結果說明一日內淨輻射能量的多寡，雖然是受太陽輻射能量的改變而變化。但是最大能量的輸出入卻是以長波的形式在進行。而(圖11a)顯示雲量愈多的情形下，長波輻射來自雲底，所以輻射量也愈大。

另外分析空氣中水汽量與 $IR \downarrow$ 的關係(圖11b)(相關係數0.83)，顯然水汽含量愈大，愈能吸收自地表輻射向上的能量，所以再往下輻射的能量也較大。反之水汽含量小，通常是配合雲量低，所以長波輻射來自較遠的高空，當然 $IR \downarrow$ 的累積能量也較少。此關係以絕對溼度來表達(圖11c)(相關係數0.78)，也是非常清楚。圖中，6月的能量稍高於其他月份，顯然與氣溫較高有關。

若期望以迴歸方程式來估算日累積 $IR \downarrow$ ，似乎 $IR \downarrow$ 與相對溼度的相關性最好，而可以下式

$$\text{日累積 } IR \downarrow = 4.88 + 4.25 \times \text{日平均相對溼度}(\%) \quad (6)$$

來表示。

4.2.4 日累積長波向上輻射通量、日累積長波輻射通量與日累積淨輻射通量

由於地表向上輻射，主要受地表溫度的影響，所以(圖12a)直接分析 $IR \uparrow$ 與日平均氣溫的關係，二者間明顯呈現正相關(相關係數0.79)，並可以用下述的迴歸方程式表達：

$$\text{日累積 } IR \uparrow = 333 + 26.5 \times \text{日平均氣溫}(^{\circ}C) \quad (7)$$

日累積 $IR \uparrow$ 約介於 $840 \sim 1060 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ ，略大於日累積 $IR \downarrow$ 。所計算出的 IR_{net} ，日累積值約介於 $0 \sim -230 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ 。

由於在淨輻射能量平衡的關係式中(式1)，吾人可以強調 IR_{net} 的估算，而避免直接估算 $IR \downarrow$ 與 $IR \uparrow$ 。因此決定直接分析日累積 IR_{net} 與 $S \downarrow$ 的關係，(圖12b)顯示二者正相關性非常好，相關係數約為0.92，若以迴歸方程式表示，為

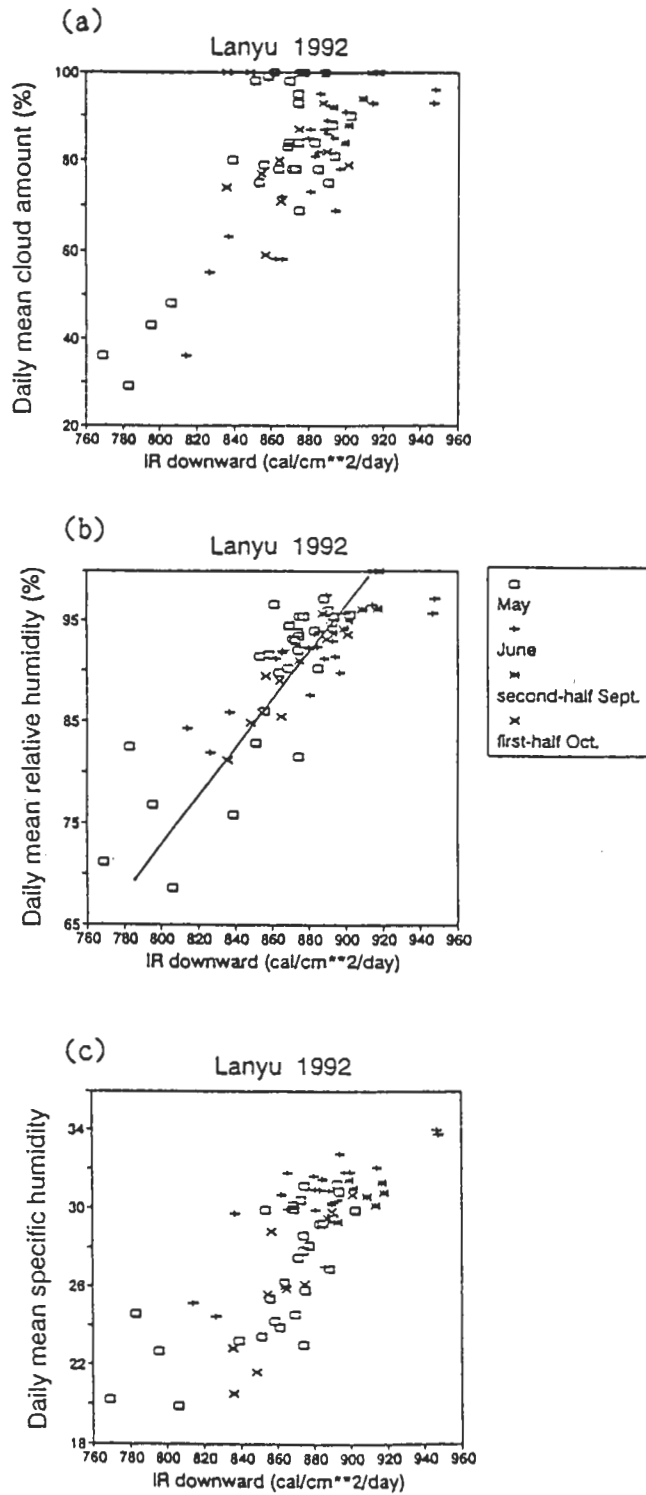


圖 11 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月，在蘭嶼所測日累積IR↓與(a)日平均雲量；(b)日平均相對溼度(%)；(c)日平均絕對溼度(mb)的相關圖。圖11b中的直線為線性迴歸線。

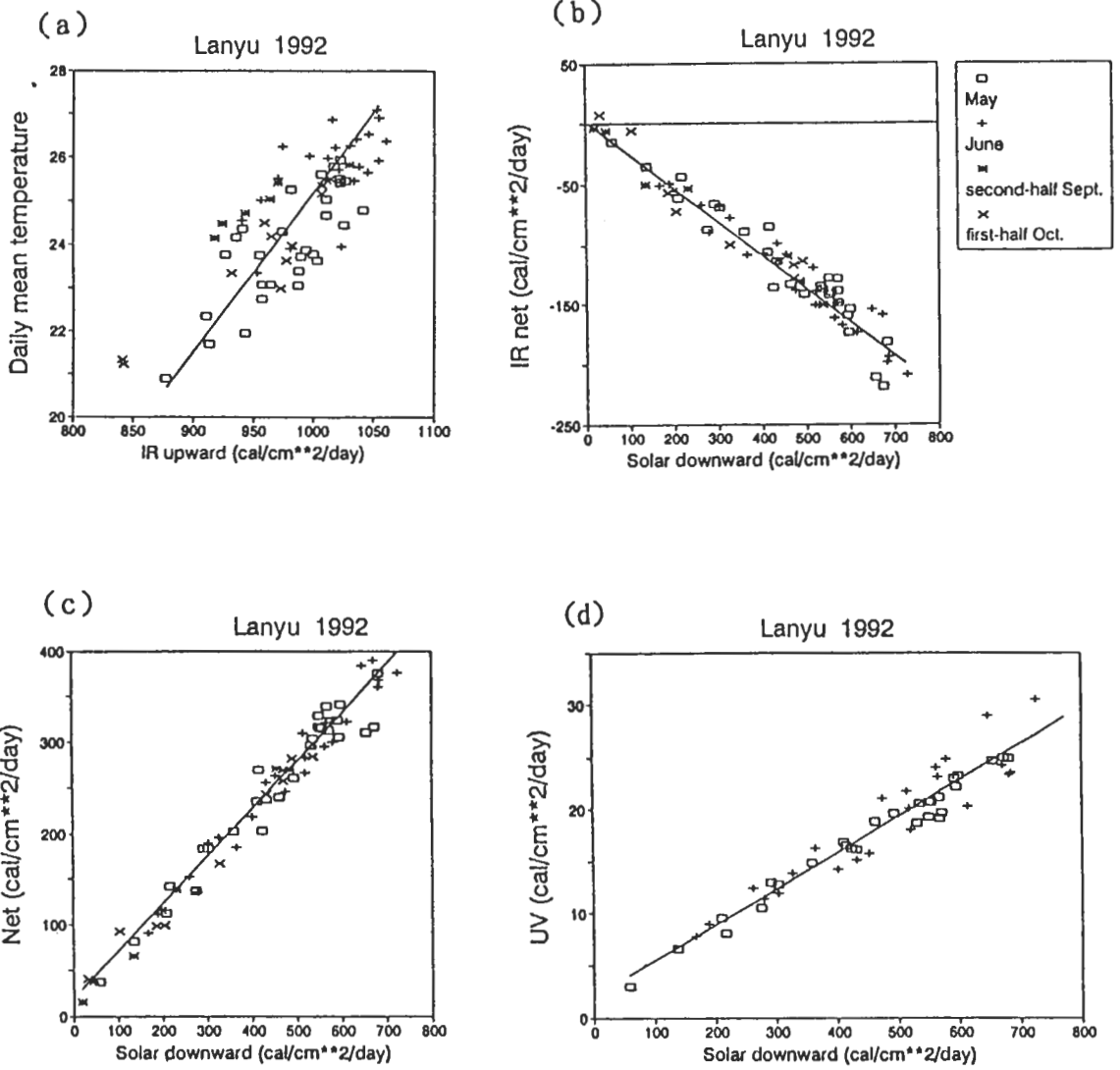


圖 12 1992年5月、6月、9月下半月與10月上半月，在蘭嶼所測(a)日累積IR↑與日平均氣溫；(b)日累積S↓與日累積IR_{net}；(c)日累積S↓與日累積net；(d)日累積S↓與日累積UV的相關圖。圖中直線為線性迴歸線。

$$\text{日累積} IR_{net} = 5.28 - 0.28 \times \text{日累積} S \downarrow \quad (8)$$

同理，吾人亦分析日累積淨輻射通量(net)與日累積 $S \downarrow$ 的相關(圖12c)，相關係數達0.9，迴歸方程式為

$$\text{日累積} net = 12.2 + 0.53 \times \text{日累積} S \downarrow \quad (9)$$

大略上，日累積net介於 $0 \sim 400 \text{cal/cm}^2/\text{day}$ ，而日累積 $S \downarrow$ 介於 $0 \sim 800 \text{cal/cm}^2/\text{day}$ ，約為net的一倍。

4.2.5 日累積紫外射線

日累積紫外射線亦為日累積太陽向下輻射通量的函數(圖12d)(相關係數為0.91)，二者間可以下式表示：

$$\text{日累積} UV = 1.84 + 0.035 \times (\text{日累積} S \downarrow) \quad (10)$$

也即 $S \downarrow$ 愈大，UV愈大，二者間的比值約為0.035。日累積UV約介於 $3 \sim 28 \text{cal/cm}^2/\text{day}$ 之間。

五、結論

本文詳細分析在蘭嶼所測的大氣輻射場資料，所得結論為：

- (1) 所測之太陽向下輻射通量($S \downarrow$)，向上輻射通量($S \uparrow$)，行星長波向下輻射($IR \downarrow$)，與淨輻射(net)，可信度極高，主要是曾與台北所測 $S \downarrow$ 相比，與Kondratyev(1969, 1972)，Coulson (1975)，Robinson(1966)等的觀測資料相比，均顯示吾人所觀測之資料相當合理。同時，依據(2)式所估算出之 $IR \uparrow$ 與氣溫呈現非常正性的相關(圖12a)，亦是合乎物理相關性。
- (2) $S \downarrow$ 、 $S \uparrow$ 、 $IR \uparrow$ 與net的日變化非常一致，主要乃受 $S \downarrow$ 的變化影響。 $IR \downarrow$ 亦具類似的日變化性質，不過顯然更受到逐時雲量和水汽的變化影響。
- (3) 日累積 $S \downarrow$ 與日平均日照時數呈現良好的正相關，吾人並由此分析中，得到式(4)的相關方程式，據以估算 $S \downarrow$ 。
- (4) 地表反射率亦具逐時變化特性，不過以午時資料較具可信度，約為0.175，主要是因為地表反射率為 $S \uparrow$ 除以 $S \downarrow$ ，而日出、日落之時， $S \downarrow$ 非常小，因此變動性也愈大。根據Kondratyev (1972)，植物的反射率約為0.11 ~ 0.23，且在天頂角小時，反射率非常大。而在地表水汽多或有水珠時，反射率會下降。這些現象均與蘭嶼所測相符。
- (5) 日累積 $S \uparrow$ 與日累積 $S \downarrow$ 間呈現良好正相關且可以式(5)表示。
- (6) 長波向下輻射為雲量與水汽量的函數，當此二氣象因素愈重要時，也即雲量愈多，水汽量愈多，小尺度的溫室效應，會使得長波向下輻射通量增大。反之，若雲量少，水汽量

少時，長波輻射來自高空，向下輻射量就相當低。日平均雲量65%為一重要的臨界分野，在65%以上， $IR\downarrow$ 與雲量的關係很明顯，在65%以下二者的關係較不清楚。吾人，可以日累積 $IR\downarrow$ 與相對溼度的關係式(式6)，來估算 $IR\downarrow$ 。

- (7) 由於(5)的關係，以及 $IR\uparrow$ 為氣溫的函數，所以當陰雨時， $IR_{net} = (IR\downarrow - IR\uparrow)$ 將可能由負轉為正值，但為非常小的數量。此現象出現在 IR 和 $S\downarrow$ 間的正相關(圖12b)中，且二者間可以式(8)表示，至於日累積 $IR\uparrow$ ，則可以與日平均氣溫間直接尋找相關方程式(式7)。
- (8) 日累積淨輻射通量亦發現與 $S\downarrow$ 呈現正相關，並可以式(9)估算之。總結而言，日累積 $S\uparrow$ 、 IR_{net} 與 net 均與 $S\downarrow$ 呈現正相關，相關係數都在0.91上下。因此，顯然太陽輻射為地表能量輸入的主要來源。但是 $IR\downarrow$ 與 $IR\uparrow$ 的日累積量大於 $S\downarrow$ 日累積量，顯示最大能量的輸出入還是以長波的形式在持續進行著。
- (9) 若欲進行輻射通量估算，吾人可以式(4)估算日累積 $S\downarrow$ ，式(5)估算日累積 $S\uparrow$ ，式(8)估算日累積 IR_{net} ，式(9)估算日累積 net ，四者間再檢查是否出現不滿足式(1)的明顯差距，由於相關係數達0.91，此問題應不大。其次再分別以式(6)與式(7)估算日累積 $IR\downarrow$ 與 $IR\uparrow$ ，並與 IR_{net} 相檢查。此處誤差就會較大，因為式(6)與式(7)的相關係數約為0.8左右。得出日累積輻射通量後，再依據各通量的日變化正常化函數(normalized function)，如(圖4)、(圖6)所示，即可以估算出逐時變化。以上討論顯示 $S\downarrow$ 與 $IR\downarrow$ 為主要的關鍵點，所以亦可以採用柳等(1990)的函數，依逐時氣象變化估算逐時 $S\downarrow$ 的變化，再計算日累積 $S\downarrow$ ，然後再估算 $S\uparrow$ 、 IR_{net} 與 net 。至於 $IR\downarrow$ 則可以採用柳與歐(1988)的模式來計算。不過，需要不少運算時間。
- (10) 紫外射線的觀測顯示其日變化與逐日變化和 $S\downarrow$ 的關係非常大，因此可以 UV_{ratio} 表示，約在0.034~0.048之間，午時比值較具參考性，約為0.039。
- (11) 蘭嶼站雲量太多，即使在晴日也因海島地形，而有微弱晴天積雲的分佈，此對輻射場的分析並非有利，未來長期性的輻射場觀測，需考慮設在其他地點如嘉南平原，方得以了解在完全無雲之下，懸浮微粒對大氣輻射場的影響。

致謝

作者感謝國科會 NSC-82-0202-M-002-069 計劃資助，同時感謝中央氣象局，與蘭嶼氣象站工作人員的協助，尤其是李明昌先生的幫忙。另外也感謝朱淑華小姐的打字。

參考文獻

柳中明，1992a：大尺度空氣污染調查及防制策略之研究(7)：台灣背景大氣研究：移動性實驗室發展與背景空氣品質分析。EPA-81-E3F1-09-07。

- 柳中明, 1992b: 台灣懸浮微粒衰減全天空輻射之研究。第四屆全國氣溶膠學術會議。1992, 9, 14-21, 中國, 安徽, 合肥。
- 柳中明, 歐思真, 1988: 雲對大氣輻射場影響之數值模擬。大氣科學, 16, 409-434。
- 柳中明, 馮欽賜, 1989: 近地面垂直太陽輻射通量受大氣懸浮微粒衰減分析。大氣科學, 17, 169-186。
- 柳中明, 沈秀蓉, 馮欽賜, 1990: 近地面全天空太陽輻射通量受雲影響分析與參數變化研究。大氣科學, 18, 35-55。
- 馮欽賜, 柳中明, 沈秀蓉, 1989: 懸浮微粒衰減全天空太陽輻射之研究。大氣科學, 17, 287-302。
- 陳家明, 1993: 民國81年元月至12月間台灣地區重要天氣概述。中華民國氣象學會會刊, 34, 97-136。
- 楊之遠, 柳中明, 1988: 水稻區近地面邊界層動量、熱量及水汽量之垂直通量分析。大氣科學, 16, 391-408。
- Coulson, K.L., 1975: Solar and Terrestrial Radiation: Methods and Measurements. Academic Press, 322pp.
- Garrels, R.M., F.T., Mackenzie, and C. Hunt, 1975: Chemical Cycles and Global Environment. William Kaufmann Inc.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1990: Climate Change: The IPCC scientific Assessment. 365pp.
- IPCC, 1992: Climate Change, 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. 200pp.
- Kondratyev, K.Y., 1969: Radiation in the Atmosphere. Academic Press, 912pp.
- Kondratyev, K.Y., 1972: Radiation Processes in the Atmosphere. WMO. 309, 214pp.
- Liou, K.N., 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. 392pp.
- Liou, K.N., 1992: Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, observation and Modeling. Oxford Uni. Press, 487pp.

Liu, C.M. and S.S. Ou, 1990: Effects of tropospheric aerosols on solar radiative heating in a clear atmosphere. *Theor. Appl. climatol.***41**, 97-106.

Mohnen, V.A. and W.-C. Wang, 1992: An overview of global warning . *Env., Toxi & Chem.*,**11**, 1051-1059.

Robinson, N., 1966: *Solar Radiation*. Elsevier Publishing Co., 347pp.

Measurement and Analysis of The Atmospheric Radiation Field at Lanyu

Chung-Ming Liu

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

In this research, we have used a complete set of instruments to measure the atmospheric radiation field at the Lanyu meteorological station. The measured components are the solar downward flux ($S \downarrow$), solar upward flux ($S \uparrow$), IR downward flux ($IR \downarrow$), net flux (net) and UV flux ($UV \downarrow$). Further, the IR upward flux ($IR \uparrow$) is estimated based on the above-measured data. The $S \downarrow$ data and has been compared with the measurement by the Central Weather Bureau at Taipei. The difference can be reasonably explained. Also, the measured data has been compared with data obtained abroad. The diurnal variation pattern and the data scale are close to those data. During the Labyu observation period, due to unexpected ignorance, part of the data have lost. Only those collected during May, June, Mid-September to Mid-October, 1992, have remained. After thorough analysis, it is concluded that the variation of $S \uparrow$, $IR \uparrow$, net and $UV \downarrow$ has a positive correlation with that of $S \downarrow$. When $S \downarrow$ is strong, the surface-reflected $S \uparrow$ will be increased and the diurnal temperature change will be enhanced. Therefore, the $IR \uparrow$ will be enhanced. As to $IR \downarrow$, since strong $S \downarrow$ is usually associated with clear sky, low cloud amount and water vapor, the long-wave radiation will be from higher altitude with low air temperature. Hence, the intensity of $IR \downarrow$ will be decreased. By estimating $IR_{net} = IR \downarrow - IR \uparrow$, it is noted that the absolute value of IR_{net} will be enhanced. However, the absolute value of IR_{net} is usually much smaller than that of $S \downarrow$. Hence, the net flux will still be enhanced when the $S \downarrow$ is enhanced. On the contrary, on cloudy or even rainy days, the intensity of $S \downarrow$ will be decreased, so as the surface-refected $S \uparrow$. The surface emitted $IR \uparrow$ will also be decreased due to minor temperature variation. However, the $IR \downarrow$ will be enhanced as the long-wave radiation is now mainly from the bottom of cloud. Hence, the absolute value of IR_{net} will be decreased, same as the net flux. The above-stated findings can be expressed by a few empirical formula to estimate daily-sum radiative flux. As to the hourly variation pattern, it can be either unified by the normalized functions or estimated by using the complicate formula developed by Liu et al. (1990).

Key Words : Atmospheric Radiation, Measurement, Empirical Formula