

# NTU GCM對全球雲輻射效應的數值模擬

吳仲昆 柯文雄

國立臺灣大學大氣科學研究所

## 摘要

雲是地表與大氣輻射加熱(冷卻)的主要調節器,亦是決定地球-大氣系統能量進出太空多寡的關鍵角色之一,藉由比較不同的環流模式之間其氣候敏感度的測試時得知在晴空時模式所模擬之輻射值皆相當近似,但有雲量時則模式間的差異可達3倍左右。另外在模擬 $CO_2$ 對全球氣候暖化的研究記載上也發現有雲的回饋(即雲量是模擬出來的)地球增暖的幅度是無雲的回饋(即雲量設定不變)的1.3~1.8倍,由此可見雲對氣候模擬的重要性。

本文是以雲/輻射參數化法透過NTU的全球環流模式來模擬全球在大氣層頂的輻射收支狀況,以了解NTU模式對雲/輻射模擬的適用性。所模擬的輻射場包括一月份與七月份的月平均場,同時也計算個別的緯向平均及全球平均值。在一月份的月平均場,除了與ERBE值對照外,我們亦加入EC的模式作比對,模擬結果顯示低緯對流旺盛地區OLR場的值較EC與ERBE高估,顯示對流不夠強。同時晴空OLR相較於EC與ERBE值亦有高估現象。在短波方面,低緯強對流區,其短波雲輻射效應(SWCF)較EC與ERBE高估了 $30 Wm^{-2} \sim 60 Wm^{-2}$ ,但在 $50^{\circ}S \sim 60^{\circ}S$ 則EC的SWCF較ERBE低了 $60 Wm^{-2}$ ,而NTU則與ERBE對應得不錯。在南半球大陸西側海岸上的層雲,EC與NTU兩個模式皆無法有效模擬出。層雲,使此區的長波雲輻射與SWCF皆被低估。整體而言,在全球整個分佈型態表現上,NTU與ERBE觀測值有不錯的對應。在緯流平均值與全球平均值方面則與ERBE值和NCAR的CCM2模式模擬值對照發現不論一月份或七月份NTU模式的晴空OLR均較CCM2高 $5 Wm^{-2} \sim 10 Wm^{-2}$ ,較ERBE高 $15 Wm^{-2} \sim 20 Wm^{-2}$ 。而OLR除在低緯赤道稍低估外,其它則對應不錯。在短波雲輻射效應方面:低緯赤道附近強烈高估雲效應達 $60 Wm^{-2}$ ,但在總雲蓋量上,NTU模式模擬之值幾乎與CCM2一致,但皆較ISCCP值低了5%~15%。

## 一、前言

雲是地表與大氣的輻射加熱冷卻的主要調節器,雲對輻射影響可區分成長波與短波兩個部分。在長波方面,雲會吸收與發射輻射,一般而言雲頂溫度會比雲下的大氣與地表溫度低,因此其發射出的外逸長波通量便會小於晴空時的外逸長波通量(outgoing longwave radiation, OLR),並使地球-大氣系統間所吸收的長波通量增加,因而,雲會加強大氣所謂的「溫室效應」。對一個已給定雲量的雲而言,長波被「攔住」的通量會隨雲高與光程厚度的增加而增加,因此對高(冷)雲、光程厚的雲而言所攔住的長波通量其幅度會較大;而對低(暖)雲、光程薄的雲所攔住的長波通量其幅度便較小。在短波方面,雲滴會有效地反射短波輻射,因此有較多的太陽輻射被雲反射進入太空中,使得地球吸收的量減少。此種交互作用,一般稱為雲的反照率效應,此效應的強度,基本上對

雲高不敏感,但卻是光程厚度、太陽天頂角、雲的幾何光學性質等的函數。

Ramanathan (1987)指出,對於一個雲層厚度達100~200mb的綜觀尺度擾動而言,其雲輻射效應對大氣的加熱或冷卻率,可達到 $5 \sim 10^{\circ}C / day$ 。Slingo & Slingo (1988)利用NCAR、CCM1模式,積分510天的結果指出,在熱帶地區長波雲輻射效應使高對流層增溫約 $4^{\circ}C$ ,同時使低平流層冷卻約 $6^{\circ}C$ 。Ou & Liou (1988)利用1962年美國標準大氣對雲/輻射效應的研究,顯示不同的雲種其長波的輻射冷卻與短波的太陽加熱率分別可達 $10^{\circ}C / day$ 以上。Cess et al. (1989, 1990)亦曾以氣候敏感度來比較19個GCM模式間的差異;發現在晴空下其氣候敏感度皆很相近,但若加入雲的回饋,則模式間的氣候敏感度值相差三倍左右,並由此更進一步指出雲是影響氣候敏感度的主因。Wetherald & Manabe (1988)以 $CO_2$ 濃度增加一倍來模擬 $CO_2$ 對全球氣候暖化的研究時發現,有

雲的回饋(即雲量是模擬出來的)地球增暖的幅度是無雲的回饋(即雲量設定不變)的1.3倍。

Mitchell (1989)亦指出要想對未來氣候找到較好的代表性,則需同時在對雲的水平雲量,垂直方向雲的分佈、雲高、雲的光學性質有好的掌握。目前對真實雲的生成與其光學性質兩者已能粗略的掌握,可以藉由模式來檢驗影響大氣輻射收支之主要因子,同時利用衛星觀測資料ERBE(Earth Radiation Budget Experiment)值來加以驗證。

本研究擬利用雲/輻射參數化法(Ou & Liou, 1988)透過台大(NTU)的全球環流模式來模擬全球在大氣層頂的輻射收支狀況,所模擬的輻射場包括1月份與7月份的月平均場(不過為了資料取得與比較上的方便,7月份的月平均場是以1985年、1986年兩年的7月月平均,但1月份則取1986年1月份的月平均場)。同時也計算個別的緯流平均及全球平均值,並對照ERBE觀測值及其他GCM的模擬做比較,以便評估及了解雲/輻射效應在NTU模式中之影響及將來修訂之方向。

## 二、雲/輻射參數化法

### 2.1 雲之診斷及設定

在計算大氣輻射過程中,必須知道雲頂、雲底、雲量及雲滴之分佈情形。其中雲滴含量是根據觀測資料設定(Mason, 1971),而雲量之診斷則採取Geleyn(1981)參數化法表示如下:

$$\eta = \begin{cases} \left(\frac{h-h_c}{1-h_c}\right)^2, & h > h_c \\ 0, & h \leq h_c \end{cases}$$

其中 $\eta$ 是雲量, $h_c = 1 - \alpha\sigma(1-\sigma)[1 + \beta(\sigma - \frac{1}{2})]$ , $h$ 為相對濕度,而 $\alpha = 2$ , $\beta = \sqrt{3}$ , $\sigma = P/P^*$ , $P$ 為當時大氣壓力, $P^*$ 則為地表氣壓。從 $\eta$ 的診斷式中可以得知:當相對濕度愈高則雲蓋量愈多。在模式的最上層( $\sigma = 0$ )與最下層( $\sigma = 1$ ) $h_c$ 皆等於1,其目的在設定模式中的無雲區。依照上述方法可求得模式中每一層之雲蓋量,但為了減低計算之複雜度,我們再依每一層雲蓋量之大小區分成三種雲種,即高、中、低雲種,模式中垂直12層的最高二層與最低三層,設為無雲區,至於每一雲種之雲量之設定採用Maximum scheme,而總雲量則用maximum overlap由此除了決定高雲、中雲與低雲及其個別雲高外再由這三種雲組成7種不同雲貌(即1、高雲,2、中雲

、3、低雲,4、高雲與中雲,5、高雲與低雲,6、中雲與低雲,7、高、中、低雲同時存在),另外加上晴空則有8種狀況。

在雲高方面考慮對流層頂會隨緯度的增加而減低,我們參考Kiehl(1991)的方式,調整高雲頂的 $\sigma$  Layer,設 $P_{top} = 300 - 150\cos^2\psi$ 其中 $P_{top}$ 為高雲頂的 $\sigma$ 層, $\psi$ 為緯度。另外在我們模式的低雲頂與中雲頂則分別設為800mb與450mb。而低雲雲底則設定在模式第10個level上。

### 2.2 輻射參數化

本文所使用的參數是以Ou & Liou(1988)之參數法為準(模式中垂直共有12層)。Ou & Liou的方法是寬帶法(broadband method)來計算晴空與有雲大氣的長波輻射與短波輻射。在晴空大氣,整個長波區域區分成5個吸收帶,包括3個水汽吸收帶,一個二氧化碳吸收帶及一個臭氧吸收帶。而在太陽短波區域則使用25個吸收帶,包括6個水汽吸收帶,一個二氧化碳與水汽 $2.7 \mu\text{m}$ 重疊吸收帶及18個臭氧吸收帶。在有雲大氣,其長波傳遞方面,將中雲、低雲當成是黑體,而高雲為卷雲故高雲的長波寬帶放射率、反射率及透射率與太陽短波寬帶吸收、反射、透射的性質一樣當成僅是雲內冰晶或液水垂直含量的函數,以經驗參數表示(Liou & Wittmain, 1979)。

### 2.3 雲輻射效應的介紹與測試

雲輻射效應的概念是由Coakley與Baldwin(1984)所提出,其目的在於了解及評估雲對輻射的影響。在此節中我們首先介紹他們所定義的雲輻射效應;其次再利用輻射參數化法來計算各種不同雲貌的雲輻射效應值。

Coakley與Baldwin以晴空時與有雲時輻射量之差定義了雲輻射效應,其表示方式如下:

$$CF = F_{clear} - F_{total} + Q_{total} - Q_{clear} \quad (1) \\ = LWCF + SWCF$$

其中長波雲輻射效應(LWCF) =  $F_{clear} - F_{total}$ ;短波雲輻射效應(SWCF) =  $Q_{total} - Q_{clear}$ ;而 $F$ 是在大氣層頂的OLR, $Q$ 是在大氣層頂的淨短波通量,clear表示晴空狀況,total則為晴空與有雲之混合。

對 $F_{clear}$ 而言,其值隨地表溫度與發射率增加而增加,另外空氣中的水汽與其他氣體分子則會使它減小。對 $Q_{clear}$ 而言其值則隨太陽入射量與地表反射率而變。

在全雲情況下,長波通量隨雲高高度而遞減。而全雲時的短波通量則依天頂角、雲的光程厚度(optical thickness)而改變。表1為在天頂角 $\cos\theta = 0.8$ 、地表反照率 $= 0.2$ 時,利用Ou & Liou的模式及美國標準大氣作測試所得到各種雲貌的雲輻射效應通量,其中的雲量皆設為100%的全雲狀況,由表1可看出不同雲貌時的雲輻射效應值;同時亦可得知如下:

在IR方面: 1、可發現高中雲與高中低雲其長波雲輻射效應相同,皆為 $106.6 W m^{-2}$ 。2、低雲的雲頂高度最低,OLR值最大故與晴空地表所射出的OLR值相差最小,因而其雲輻射的效應最小為 $40 W m^{-2}$ 。高中雲與高中低雲,其雲頂最高,OLR值最小,故其LWCF最大,高達 $106.6 W m^{-2}$ 。而高雲雖然雲高最高,但因其為非黑體故其雲輻射效應僅達 $51.7 W m^{-2}$ ,遠小於高中雲與高中低雲的 $106.6 W m^{-2}$ ,但其值仍大於低雲的 $40 W m^{-2}$ 。

在SOLAR方面: 1、高雲對短波而言遠比中雲與低雲透明;因而高雲SWCF為 $-43 W m^{-2}$ ;而中雲與低雲分別則為 $-611.7$ 與 $-528.7 W m^{-2}$ 。2、在高、中、低三種雲種,中雲對短波而言,雲輻射效應最大。而中雲以及中低雲的短波輻射通量則相差很小,前者為 $-611.7 W m^{-2}$ ,而後者為 $-614.8 W m^{-2}$ ;同時由表1中亦可得知在各種雲貌的雲輻射效應上,只要有中雲雲種出現的雲貌其短波雲輻射效應便會最大。

除了上述的各種雲貌影響外,影響長短波通量的最主要因子為雲量,一旦雲貌決定後則其輻射通量即以晴空與全雲量作線性加權平均而得。

### 三、 NTU 模式模擬結果與 ERBE 觀測值及其他 GCM 模式之雲輻射效應比較

為瞭解雲與輻射之間的交互作用,我們將藉由NTU模式模擬之結果試著與衛星資料(ERBE)做一比較,同時在一月份的月平均場加入EC模式作比較。在緯流平均與全球平均值則與CCM2模式作比較。模式所模擬的月份包括1985年7月,1986年1月及1986年7月之3個月份的月平均輻射場。其中且將1985年與1986年兩年的7月做平均以便利比較。

#### 3.1 NTU 全球環流模式

所使用的NTU模式為原始方程的全球波譜模式,模式包含5個預報方程及靜力方程。這些控制方程在水平方向是以三角截斷法作球面譜和函數展開,垂直方向則是用差分法表示。模式在計算非線性項及進行物理參數化時,皆是在物理空間網格點上做計算。在此模擬中水平截斷波是波數42。垂直共有12層

,在12個不連續層之間設有13個面,在層上考慮各種物理變數,而在面上計算 $\bar{\sigma}$ 。時間積分則採用半隱式格式(semi-implicit)。

模式的參數化包含四個部分,一為邊界層參數化:考慮了地表摩擦,地表可感熱通量及地表蒸發作用,二為水汽參數化:水汽的處理包括了(a)積雲對流作用,係利用修正的郭氏積雲參數法,(b)為大尺度降水,使達飽和且穩定的大氣有降水產生,(c)為乾對流調整,對未飽和且不穩定的大氣作調整。三為次網格尺度的消散作用參數化,四為雲及輻射參數化;即前面所介紹的Ou & Liou的方法。

#### 3.2 使用資料

- (1) 初始資料為歐洲中期預報中心(European Center for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF)之1985年7月及1986年1月及7月的每月第一日之00Z(即850700Z, 860100Z, 860700Z)的重力位高度場(H)、東西向風場(U)、南北向風場(V)、及水汽混合比(Q)。
- (2) 由EC的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 網格(即 $144 \times 72$ 個點)垂直方向7層(1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 mb)之資料內差到NTU模式的12個不等間距層。
- (3) 所用的地表反照率是中央氣象局的氣候月平均值。
- (4) 海溫是使用1979~1989年十一年平均的月平均海溫資料,陸溫是以氣象局的氣候平均資料為主。

#### 3.3 模式的模擬設計

以所選月份之第一日的00Z為初始場進行30天之積分,模式積分時間間距為1350秒。輻射計算時考慮到日夜循環之變化,整個輻射過程每隔3小時運算一次。計算雲輻射效應時,在晴空輻射場的計算上為了避免樣本取樣有遺漏情形及方便模式間的比較(Potter et al. 1991),我們採用所謂Method II(Cess and Potter, 1987),即每個時步的輻射場均有二個計算,一個為用正常雲模式所模擬之雲量,另一個計算則假設在大氣垂直的狀況均不變,但令雲量等於零而得到的輻射通量當做晴空通量。此兩者之差值即為我們的雲輻射效應。而ERBE的算法是將觀測期間有雲時的輻射通量與無雲時輻射通量分開,並將兩者間的差當成雲輻射效應,但若某地區在觀測期間有雲則將缺漏晴空時的輻射通量而無法算出其雲輻射效應。

在模式中對各種輻射場模式每9小時輸出當作一個樣本,每個月可得80個樣本,並以此來做月平均,而在整個月的積分過程中,太陽對地球的位置均設定在該月的第15天。

### 3.4 1986年1月的月平均輻射場模擬

#### (a) OLR與長波雲輻射效應(LWCF)

圖1為1986年1月的月平均OLR分佈圖,圖1a為ERBE之觀測,圖1b為EC模式之模擬,而圖1c為NTU模式之模擬。由圖1a可見OLR值較小的地區是在印尼季風區、東非、巴西和南太平洋輻合區,而上述地區也正好是此時ITCZ所在位置,表示此區有較強的對流發生,而在南北半球高緯度地區OLR值亦較低,因OLR值主要是晴空時的地表或雲頂溫度所決定,此區常年被冰雪所覆蓋,當地表溫度接近雲頂溫度時,OLR值可能與地表溫度發射的OLR一樣,因此在高緯度地區,其低OLR值並不能成為我們判斷對流強度的依據。

圖中的陰影區高OLR值,主要有四個區域,分別為:1、由中非向東延伸到中南半島。2、北太平洋的低緯地區及南美洲的以西的低緯南太平洋區。3、南美洲與非洲之間的低緯南大西洋區。4、澳洲及其西邊的印度洋區。顯示此區常無雲覆蓋。

比較圖1a、b、c可見 $Max_{(ERBE)} = 290 \text{ W m}^{-2} < Max_{(EC)} = 310 \text{ W m}^{-2}$  (如印尼北方),而 $Max_{(NTU)}$ 之最大值亦達 $310 \text{ W m}^{-2}$ ,此顯示EC及NTU模式所模擬的晴空可能太透明了,其原因可能是這兩個模式的輻射模式均缺少 $NO_2$ 、 $CH_4$ 、 $CFC$ 等氣溶膠分子來吸收OLR,而此氣溶膠之影響可達 $8 \text{ W m}^{-2}$  (Morcrette and Fouquart, 1985)。另外 $Min_{(ERBE)} = 210 \text{ W m}^{-2} > Min_{(EC)} = 190 \text{ W m}^{-2}$ ,此極小值發生在熱帶對流旺盛地區(如:巴西、東非與馬達加斯加)。顯示EC模擬的對流太強,而NTU模式此區所模擬之極小值較大,顯示NTU模式對這些區域之對流模擬不夠強,此情形在陸上(如巴西與東非)亦可發現。其原因可能是模式在陸上的水汽太少(由後面討論到區域表格上的表二雲量可看出)。從東非、馬達加斯加到印尼季風區,EC模式在此地區的空間組織較破碎不一致,而NTU模式所模擬的大致上與ERBE有不錯的對應,唯對流不夠強。在整個全球分佈上(例如較大OLR值的陰影地區)EC模式與NTU模式的OLR分佈很類似,高OLR值分佈地區皆較ERBE觀測的為廣。

圖2為長波雲輻射效應,圖2a為ERBE 1月份所觀測到的長波雲輻射效應場,在觀測結果中,發現LWCF較大的地區(深陰影區)是在東非、馬達加斯加島、印尼季風區及南太平洋輻合區;而LWCF較小地區(淺陰影區)則在非洲撒哈拉沙漠、加勒比海、南半球大陸西側洋面。在低緯地區因地面溫度較高,較低的OLR必是由較低溫度的雲頂所發射出,故可用OLR的差值當成雲輻射效應。此外,雖然在南北緯 $60^\circ$ 、 $70^\circ$ 或更高緯地區,其LWCF的值很低,但並不能以此當成真正的雲輻射效應,因上述之高緯度地區地表溫度很低因素,其表現出來的雲輻射效應亦是很小。對照圖1可發現長波雲輻射效應較大的區域(深陰影區)亦是OLR較低的地方,在南太平洋輻合區(SPCZ),EC模式模擬了較多且較高的厚光程的雲,使長波雲輻射效應較ERBE大了 $20 \text{ W m}^{-2}$ ,顯示模擬的對流太強;而NTU模式所模擬出的LWCF亦出現相同狀況,其原因不是對流太強,而是高估了晴空OLR(晴空OLR值於後面空間區域表格可看出)。在印尼冬季風區,EC所模擬的值與ERBE比較,可見其空間組織較鬆散,而NTU模式則對應不錯。但在東非與印尼季風區之間的海上NTU模式的LWCF比EC模式與ERBE大了一些。在圖1c熱帶大陸地區(巴西、安哥拉)NTU所模擬的對流不夠強,在此亦可由LWCF較低而印證。

一般在秘魯、安哥拉、澳洲等南半球大陸西海岸地區會有些由大尺度沈降作用與次網格小尺度過程所產生的低層層雲出現,而這些過程一般在GCM模式中不易正確模擬出。對照圖1與圖1,在上述地區ERBE所觀測較低值,主要是在離海岸較遠的洋面上,而EC模式與NTU模式則延伸到海岸邊,故不論是EC模式或NTU模式對ERBE觀測值而言,在這些地方皆有模擬不出雲層的現象。

#### (b) 短波通量及其雲輻射效應(SWCF)

圖3為短波雲輻射效應,圖3a為ERBE觀測到的短波雲輻射效應,短波雲輻射主要是受太陽入射量(或太陽天頂角)、地表反照率及中、低層雲的雲反射效應所影響,從圖中可看出其較大的SWCF是在低緯度地區的印尼季風區、東非、巴西等處,而在高緯 $50^\circ\text{S} \sim 70^\circ\text{S}$ 亦有較大的SWCF。由圖3中可知在熱帶對流旺盛地區,EC模式與NTU模式皆較ERBE的短波場雲輻射效應(SWCF)強了 $30 \sim 60 \text{ W/m}^2$ 。對EC模式而言,其原因可能是對流強度較實際觀測大,對NTU模式而言可能是NTU模式模擬的對流不

夠強,使其高雲及高雲雲頂高度不高,故OLR值不夠低(OLR與雲頂溫度有關),因為中、低雲所產生對短波的光學性質又太強,使雲的反射效應太大。而由前面雲輻射效應測試知,高雲對短波遠較中雲與低雲透明,所以在此地區雖然NTU模式模擬的較ERBE弱,但會有SWCF較ERBE高的情形。而從東非地區到印尼附近、南太平洋輻合區等對流強的地區NTU模式模擬的SWCF與ERBE之間的差別達 $60Wm^{-2}$ ,而EC在此地區的模擬結果亦與NTU模式有相似情形。除此之外,因為短波雲輻射效應是由晴空值減去有雲的值,故EC模式與NTU模式在晴空短波向上通量的低估(見圖4)會使SWCF高估的情形更顯著,尤其是在巴西、安哥拉、澳洲等陸地上,而晴空向上短波輻射通量主要是與地表的反照率有關。另外在 $50^{\circ}S \sim 60^{\circ}S$ 高緯度帶上的NTU模式的SWCF模擬得不錯,而在EC模式中則被低估達 $60Wm^{-2}$ ,主要原因是NTU模式的雲滴水含量(cloud water content)是依典型觀測值來給定(Manson, 1971),而EC模式的雲滴水含量是與水汽的飽和混合比有關。會隨緯度的增加而溫度下降,故其雲滴水含量亦下降,此和實際情形不符。除了上述外,在南半球大陸西側海岸GCM模式無法模擬出層雲,使在NTU模式與EC模式所模擬出的SWCF在此地區皆較低。圖4為晴空向上短波通量,圖4a為ERBE觀測之晴空向上短波通量,從圖中可看出晴空向上短波通量較大值(深陰影區)發生在南美洲、非洲、澳洲、南極大陸等南半球大陸塊上。從圖4看出其晴空向上短波通量的分佈與我們所使用的1月份地表反照率形態一致。晴空向上短波通量值較小主要是因為地表反照率低估所造成的,因此較低的地表反照率會因而高估了此地區的短波雲輻射效應。

#### (c) 時間上的變化

將模式輸出作3天平均,當成一個新樣本而由新樣本與月平均值可得標準差,如此可比較超過3天為樣本的的輻射場變化情形,標準差愈大表示輻射通量隨時間變化愈大。取8個樣本作平均來當作模式積分3天之平均,主要是樣本為9小時存一次,需有8個樣本才能完全將日夜變化放入樣本內,使標準差不受影響。圖5為OLR時間上的標準差,圖6為向上短波輻射通量時間上的標準差。

圖5a是ERBE觀測的OLR時間標準差,其主要較大值地區是在東非馬達加斯加島到印尼季風區及南太平洋輻合區。而較小值主要發生在中美洲西邊洋

面、中非西邊洋面上及南北高緯度地區,比較ERBE與模式的模擬,由圖5可看出所有標準差較大的值皆產生在熱帶對流旺盛的地區,此顯示雲量的變化是輻射場變化的主因,不過就整體而言,對流旺盛地區EC模式的標準差值比相同地區ERBE觀測值小,表示EC模式維持一個比實際觀測持久的對流,這也是為何EC模式在月平均OLR場對流有高估的重要原因。而NTU模式的模擬和ERBE有較好的一致性。圖6a是ERBE觀測的向上短波輻射通量的時間標準差,較大的標準差是在東非、馬達加斯加島到印尼季風區,及南太平洋輻合區,而夏半球比冬半球分佈較多的大標準差值。比較圖6,由圖6c顯示NTU模式向上短波通量的標準差遠較EC模式與ERBE的標準差大,表示向上短波通量變化甚為劇烈,可能原因是NTU模式在中低層雲對短波的光學性質模擬太強反射太多的短波通量;在NTU模式的模擬發現,高雲雲量大都大於中、低雲雲量(圖略),而依Maxium overlap scheme使大部份地區高雲雲量即為總雲量,如此一來,使得對短波輻射性質有較大影響的中、低層雲變化變大。尤其是在 $50^{\circ}S \sim 70^{\circ}S$ 地區,因層雲存在會反射較多的短波輻射通量,故有雲的地方如因雲隨時間有變動則標準差便會變大,故NTU模式的層雲存在使代表較大值的深陰影區面積較ERBE與EC模式多了許多。

#### (d) 空間區域方面

表2列出6個地區的月平均輻射量的空間平均與空間標準差。所選的地區包括(1)南太平洋輻合區,(2)巴西,(3)印尼季風區,(4)北大西洋暴風區,(5)秘魯西岸海上(6)南太平洋暴風區等6個區域。圖7為此6個區域的地理位置,取這些區域主要是要和EC與ERBE值比較,由表2中可知:在6個地區中,EC模式與ERBE在北大西洋暴風區是對照較好的地區,而其餘5個地區之出入情形則在前面有略述過,現在再以這些區域作更進一步描述。由於ERBE僅能做雲的定性觀測,故缺乏ERBE雲量之比較,但在表中仍列上NTU與EC兩個模式所模擬的雲量。

在6個地區的晴空向上短波通量值,NTU與EC兩個模式皆低估了。EC模式所低估的差異從海洋地區(如:SPCZ與印尼季風區)低估 $2 \sim 5 Wm^{-2}$ 到巴西上空低估 $20 Wm^{-2}$ ;而NTU模式則是在海洋地區低估 $6 \sim 10 Wm^{-2}$ ,在巴西上空低估了 $30 Wm^{-2}$ 以上。

兩個模式在這些地區低估原因除了模式因缺氣

溶膠來反射短波外,可能是模式所給定的地表反照率在海上值低了一些,但在陸上低了很多所造成。另外在6個地區的晴空OLR值兩個模式皆高估,其中EC模式高估了 $2 \sim 19 Wm^{-2}$ , NTU模式則高估了 $9 \sim 25 Wm^{-2}$ 。NTU模式高估的原因除了模式對流模擬不夠強外,模式缺氣溶膠吸收OLR,使OLR高估外,亦可能是模式裏大氣中的水汽量太少所引起,但亦可能是由其它原因所造成。

在前面討論中顯示GCM模式在南半球大陸西岸海上無法有效模擬層雲的情形,可由表2中,秘魯西側海岸地區的雲量看出。EC模式與NTU模式之雲量分別為16.8%與30%,但ERBE缺雲量,我們可透過雲輻射效應的值來間接比較雲量是否被低估了。由表看出EC模式的LWCF與SWCF分別為5.1與-23.6,而NTU模式的LWCF與SWCF則為24.5與-44.9,乍看之下似乎並不全都小於ERBE的17.1與-68.2。由於雲輻射效應是晴空與有雲之輻射通量差,因此晴空時的雲輻射通量便會影響LWCF與SWCF。若要比較在同一地區它們彼此間的雲輻射效應就必須用同一晴空時輻射通量值上來計算比較。現以ERBE觀測的晴空通量當成不同模式與觀測的基準值,則NTU模式, EC模式, ERBE得到的LWCF與SWCF分別為NTU之7.8與-37.4; EC之1.2與-19.7;而ERBE為17.1與-68.2。由此看出NTU模式與EC模式的雲輻射效應的確較觀測弱。

在南半球暴風區, EC模式在LWCF與SWCF的模擬皆比NTU模式及ERBE低,主要是因EC模式在此地區因緯度高溫度低,使以飽和混合比為函數的液水含量較低所致。而在低緯對流旺盛地區(如: SPCZ, 巴西, 印尼) EC的對流高估使其LWCF與SWCF皆較觀測高,而在前面OLR場發現低緯對流旺盛地區NTU模式對流不夠強的現象,在SPCZ、巴西、印尼季風區等地區發現其SWCF卻仍是很大,其原因亦如先前所說,這些地區NTU對短波的輻射性質模擬太強反射太多短波通量之故。而在巴西上空EC模式的雲量為69.3%,而NTU模式僅模擬出41%,此顯示NTU模式在低緯陸上雲量低估,此低估使真正雲輻射效應嚴重低估,而雲量較少可能是陸上的水汽蒸發不夠。若從淨雲輻射效應來看, NTU模式與EC模式與ERBE觀測值對應最好的地區為北大西洋暴風,分別為2.1, 5.4與2.5。NTU模式與EC模式與ERBE在其它地區的值分別如下:

南太平洋輻合區: -62.0, -58.3, -19.3。

巴西: -46.8, -42.7, -17.4。

印尼季風區: -67.4, -27.4, -9.2。

秘魯西側海岸: -20.4, -18.5, -4.4。

南半球暴風區: -84.4, -26.1, -100.4。

從上面之數值亦可見兩個模式在低緯對流地區(如南太平洋輻合區, 巴西, 印尼季風區)對大氣的冷卻比實際大了許多。

從以上針對1986年1月所作之模擬及比對可得到如下之小結:

- (1) EC模式在對流旺盛地區,其對流强度高估,而NTU則是對流模擬不夠,尤其是陸地上(如: 巴西, 安哥拉)。
- (2) NTU模式與EC模式的OLR最大值較觀測大,顯示在晴空地區模式的大氣太透明,可能原因是模式缺少氣溶膠吸收OLR。
- (3) NTU模式在熱帶對流旺盛地區的短波雲輻射效應較觀測強了 $30 \sim 60 Wm^{-2}$ ,可能是模式中低雲所產生對短波的光學性質模擬太強,反射太多的太陽短波通量,另外模式低估晴空時向上短波通量,亦是加重此短波雲輻射效應的強度的原因之一,而晴空向上短波通量主要是由地表反照率所決定。
- (4) NTU模式在 $50^{\circ}S \sim 60^{\circ}S$ 間的SWCF並不像EC模式那樣被低估,主要原因是我們雲滴含水量是觀測值,而不像EC模式是飽和混合比的函數,隨緯度高溫度降低而降低。
- (5) NTU模式與EC模式一樣在南半球西側海上,如: 澳洲西側, 中非西側, 秘魯西側, 海上皆無法有效模擬出層雲,使此地區的短波雲輻射效應與長波雲輻射效應皆被低估。
- (6) 總體而言, NTU模式在熱帶低緯對流不夠強,而且短波雲輻射效應太強,但在長波雲輻射效應則相差不多。而在高緯 $50^{\circ}S \sim 70^{\circ}S$ 的短波雲輻射效應則對應不錯。整個說來NTU模式對一月輻射場的模擬,主要的分佈形態大致皆有模擬出。

### 3.5 7月的輻射場模擬

1985年七月的模擬結果,由於缺乏比對資料,除了OLR(圖8b)可與ERBE(圖8a)比較外,其餘僅將模擬結果列出: 圖9為長波雲輻射效應,圖10為短波雲輻射效應,圖11為晴空向上短波通量,圖12為OLR的時間標準差,圖13為向上短波通量的標準差。圖8a為1985年7月ERBE的OLR場,由圖上可見OLR較大

值主要是在北非、西亞地區、東太平洋ITCZ南北兩側,較低值則分佈在東南亞季風區、中非及東太平洋靠近中美洲地區。而從圖8b可見NTU模式的OLR較低值的分佈主要也是發生在這些地區,不過除了東南亞季風區外NTU模式在其他對流旺盛的地區其值大於 $220 \text{ Wm}^{-2}$ ,顯示NTU模式在這些地區模擬對流不夠強,其OLR高估了 $20 \text{ Wm}^{-2}$ 左右,尤其是中非地區,ERBE的OLR值皆小於 $220 \text{ Wm}^{-2}$ 而NTU模式的OLR值則約 $240 \sim 260 \text{ Wm}^{-2}$ ,亦有高估情形。可能是NTU模式在陸上對流模擬得不夠強所致;而ERBE的高OLR值地區主要分佈在北非、西亞及東太平洋ITCZ兩側,這些地方OLR值大都大於 $280 \text{ Wm}^{-2}$ ,其中北非、西亞地區最大達 $320 \text{ Wm}^{-2}$ ,而NTU模式在這些地區的模擬值除了北非地區與ERBE相近,其它地區OLR極大值,NTU模式較觀測高,此結果與一月份的模擬情形類似。

為了比較上的方便,NTU模式分別對1985年7月的月平均場與1986年7月的月平均場做個別模擬,然後再將這二個模擬平均當成7月的輻射場模擬結果。如此可和我們所得的1985年7月與1986年7月二個月作平均的ERBE觀測值做比較。除了與ERBE比較外,NCAR的CCM模式(Soden, 1992)所模擬結果亦拿來作比對,不過CCM模式的模擬乃是模式積分6年後的七月份月平均結果,圖14是長波雲輻射效應,圖14a為ERBE觀測的長波雲輻射效應,主要較大值是在ITCZ  $10^{\circ}\text{N}$ 地區,而較小值則在ITCZ兩側的洋面及非洲南北兩側。就整個全球分佈而言,NTU模式在中低緯度模擬得不錯,例如 $40^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{S}$ ,幾個較大範圍的低LWCF地區皆有不錯的對應。而在較高緯度則顯示了較大的LWCF值,顯示NTU模式在高緯的雲似乎多了一些,由於ERBE只能對雲類做定性觀測,故無法做雲量比較,不過圖14b中CCM模式在 $50^{\circ}\text{S}$ 以南高緯度的LWCF模擬得不錯,而CCM在此區的雲量便較NTU模式的雲量少(見圖17)。圖15為短波雲輻射效應(SWCF),圖15a為ERBE觀測值較高的SWCF主要分佈在夏天 $10^{\circ}\text{N}$  ITCZ之位置及 $60^{\circ}\text{N}$ 左右的高緯地區,由圖15可見NTU模式在熱帶對流旺盛地區,都有高的SWCF值,但由圖14的結果顯示NTU模式在LWCF的模擬不錯,故由此推測此區SWCF太強的原因是雲對短波的雲的光學性質模擬太強。可能是模式中,低雲對短波輻射影響過大,反射短波通量過多了。此結果與1月份在短波的模擬有著相同情況。圖16為淨雲輻射效應,圖16a為ERBE觀測值,主要較大值是在 $50^{\circ}$ 、 $60^{\circ}\text{N}$ 以北高緯度地區。由圖16c中發現NTU模式在對流旺盛地區因

SWCF不適當的模擬,使雲在此區對大氣的冷卻效應太強。除了上述外,若就全球分佈而言,NTU模式在LWCF、SWCF與NWCF三個場比CCM模式有較佳的模擬。而就月平均模擬與6年的氣候場比較而言,此結果是很合理的。

### 3.6 緯向平均場與全球平均值

在分析了輻射場的全球分佈外,我們亦分析了1月與7月的緯向平均分佈情況及全球總平均值的大小,同時加入CCM2模式(Kiehl, 1991)作比較;不過CCM2模式的結果包括二年模擬,我們主要是比較第一年1月與7月結果。

圖18至圖22分別為1986年1月與1985年7月的個別的OLR,晴空OLR,短波雲輻射效應,長波雲輻射效應與總雲量的緯向平均圖。其中ERBE無雲量,故用較精確ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)值來代替。而其個別的全球輻射量平均值,則列在表3;由這些圖表可得知:

- (1) 在OLR方面:由圖18可見,CCM2模式與NTU模式在冬半球(即1月的北半球與7月的南半球)皆與觀測值頗為接近;而在低緯地區OLR值,兩模式皆高估了 $25 \text{ Wm}^{-2}$ 左右,此即為先前所分析的NTU模式對流不夠強的結果。而在夏半球(即1月的南半球與7月的北半球)NTU模式模擬得比CCM2模式好。
- (2) 在晴空OLR方面:由圖19可見,CCM2模式與NTU模式均有高估現象,CCM2最大高估之處為熱帶地區,其高估值僅在 $12 \text{ Wm}^{-2}$ 左右,而NTU模式最大高估地區雖亦是在低緯熱帶,其高估值卻高達 $20 \text{ Wm}^{-2}$ 以上,顯示NTU模式在晴空OLR的模擬需加以改進。
- (3) 在LWCF方面(圖20),中低緯地區NTU模式與ERBE相近,可能原因是NTU在低緯地區對流強度不夠,但因高估此地區的晴空OLR,故LWCF並沒有因此下降。而在高緯地區NTU模式所模擬的LWCF則偏高。
- (4) 在SWCF值方面(圖21):NTU模式在低緯赤道較CCM2模式與ERBE觀測值大 $50 \text{ Wm}^{-2}$ 左右,此顯示NTU模式在雲對流強或多雲的地區,其短波的光學性質模擬太強了,反射太多的太陽短波通量。
- (5) 圖22為總雲量分佈圖,由圖可見總雲量在大部份地區NTU模式模擬結果與CCM2模式頗為相近,但與比較精確的ISCCP雲量比較則低估了 $10 \sim$

20% ,惟在北緯 45°N 以北及南緯 70°S 以南的雲量均較高估。

- (6) 雖然 NTU 模式在中低緯地區的雲量較 ISCCP 的雲量低,但 NTU 模式的 LWCF 的值並沒有因此而較觀測值小,可能原因是 NTU 模式的 LWCF 因晴空時的 OLR 值較觀測高估因此沒有下降。
- (7) 表 3 為各種雲輻射通量的全球平均值, NTU 模式 1 月份的 LWCF 為 37.33 比 CCM2 模式高出 4.7, 而比 ERBE 高出 6.73。在短波雲輻射效應方面 NTU 模式為 -53.62 較 CCM2 模式高出 3.82, 比 ERBE 高出 1.92。而整個雲輻射效應: NTU 模式為 -16.29, CCM2 模式為 -17.2, ERBE 為 -21.1。在 7 月方面, NTU 模式的長波雲輻射效應為 41.41 較 CCM2 模式的 30.6 高出 10.81, 較 ERBE 的 30.1 高出 11.30; 而短波雲輻射效應: NTU 模式為 -58.2, CCM2 模式為 -40.5, ERBE 值為 -46.7。而整個淨輻射效應: NTU 模式為 -16.79, CCM2 模式為 -9.9, ERBE 值 -16.6。由上面敘述可看出 1 月份 NTU 模式的淨雲輻射效應低估 4.82, 且短波的值較長波接近觀測; 而 7 月份 NTU 模式的雲輻射效應與 ERBE 僅相差 0.19, 但此為長短波雲輻射效應互補的結果, 在長波輻射效應與短波雲輻射效應仍分別高出觀測值 11 左右。

#### 四、 結論

本文是以雲 / 輻射參數化法透過 NTU 的全球環流模式來模擬全球在大氣層頂的輻射收支情況, 所模擬的輻射場包括一月份與七月份的月平均場, 同時也計算個別的緯流平均及全球平均值, 由前面的模擬結果我們可以得到一些結論:

- (一) 在雲輻射效應的測試上發現在七種雲貌上對長波而言, 高中雲與高中低雲具有最大且相等的 LWCF, 而低雲因雲頂高度最低, 故 LWCF 最小。高雲雖然雲頂高度高, 但因非黑體, 故值並非最高, 但它的 LWCF 仍大於低雲, 對短波而言高雲遠較中、低雲透明, 而有中雲出現的雲貌, 其 SWCF 亦最大。
- (二) 在 OLR 場上 NTU 模式在熱帶對流旺盛地區, 其極小值較 ERBE 值高, 對流強度較弱, 但因晴空 OLR 值高估使 LWCF 不會降低 (特別是在陸上水汽少, 雲量少; 對流低估情形顯著)。

- (三) 在南半球大陸西海岸的層雲, NTU 模式與其他 GCM 模式一樣, 無法有效模擬, 使此區的 LWCF 及 SWCF 被低估。
- (四) NTU 模式雖然在熱帶地區對流不夠強, 但其 SWCF 仍會高估, 顯示我們的中、低雲對短波的效應太強了些。
- (五) NTU 模式於 1 月時在 50°S ~ 60°S 間的 SWCF 並不像 EC 模式那樣被低估, 主要原因是我們雲滴水含量是由觀測值給定而不像 EC 模式是飽和混合比的函數, 會隨溫度降低而降低。
- (六) 7 月份的模擬方面雖然 ERBE 無雲量分佈, 但透過與 CCM 的比較發現 NTU 模式在 50°S 以南, 高緯的雲量高估 10~ 20%。另外 NTU 模式在 LWCF 模擬得不錯, 尤其在中低緯地區, 幾個大範圍較低 LWCF 處皆對應得不錯。此外在低緯對流旺盛地區 NTU 模式的 SWCF 亦與 1 月份的模擬一樣會有高估情形。但就整個全球分佈圖, NTU 的模擬似乎比 CCM 更接近 ERBE 值, 而就月平均與 6 年的氣候場比較而言, 此結果是很合理的。
- (七) 在緯向平均場方面: NTU 模式與 CCM2 模擬的總雲量頗相近, 但比 ISCCP 低了 10% ~ 20%。NTU 模式的晴空 OLR 較 ERBE 觀測值大了 10 ~ 20  $Wm^{-2}$ , 而 NTU 模式的短波輻射效應在低緯地區高估而其最大值達 50  $Wm^{-2}$  左右, 而其它地區的短波雲輻射效應則與 ERBE 值很接近。NTU 模式的 OLR 在中低緯地區較觀測值高估, 最大高估值達 20  $Wm^{-2}$ 。

影響雲輻射效應的原因很多, 在模式中給定不同的地表反照率分佈也會影響輻射場的分佈, 尤其是短波通量場, 圖 23 與圖 24 分別為給定 EC 與給定氣象局兩種不同七月份的地表反照率所計算出 1985 年 7 月的向上短波通量。顯見兩者的差異仍不小。因此尋求適當的地表反照率亦是改善輻射場的重要工作, 此外模式中  $O_3$  的給定亦會影響輻射場, 圖 25 與圖 26 分別是使用單一垂直分佈, 不隨緯度改變的  $O_3$  值, 與關掉  $O_3$  的對 1986 年模擬出之 1 月份 15 天平均的 OLR 場。從圖中可見有無  $O_3$ , 其差異最大達 20  $Wm^{-2}$ 。在實際大氣中  $O_3$  的分佈乃是隨緯度而有不同的分佈, 因此檢驗模式  $O_3$  分佈亦是改進模式的方法, 除此之外影響的因子尚包括雲類的模擬、雲高、雲的水(冰)含量、雲量及雲的光學性質。而模式中以大尺度的變量為函數的三種雲-高雲、中雲、低雲, 它們的雲



量、雲高及雲光學性質的模擬仍很有限。因此想更進一步瞭解模式與雲、輻射之間的交互作用，僅計算大氣層頂的輻射通量收支情形仍不夠，垂直剖面的研究分析亦很重要，不過此次模擬仍使我們對我們的模式在雲與輻射的交互作用有初步的瞭解。

## 參考文獻

- Cess, R. D., and G. L. Potter, 1987: Exploratory studies of Cloud radiative forcing with a general circulation model. *Tellus*, **39(A)**, 460-473.
- , et al., 1989: Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models, *Science*, **245**, 513-516.
- , et al., 1990: Intercomparison and Interpretation of Climate Feedback Processes in 19 Atmospheric General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, **95(D)**, 16601 - 16617.
- Coakley, J. A., Jr., and D. G. Baldwin, 1984: Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 1065-1099.
- Geleyn, J. F., 1981: Some diagnostics of the cloud/radiation interaction in ECMWF forecast model. In proceedings of Workshop on Radiation and Cloud-Radiation Interaction in Numerical Modeling, ECMWF, Reading, England, 135-162.
- Hansen, J. E., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fund, R. Ruedy, and J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In Climate Processes and Climate Sensitivity, J. E. Hansen, and T. Takahashi, Eds., Geophys. Monogr. Ser., **29**, Amer. Geophys. Union, Washington, D. C., pp. 130 - 163.
- Kiehl, J. T., 1991: Modelling and validating of clouds and radiation in the NCAR Community Climate Model. ECMWF / WCRP Workshop Clouds, radiation transfer and hydrological cycle, *Proceeding of a Workshop held at ECMWF*, 12 - 15 November 1990.
- Kiehl, J. T., R. J. Wolski, B. P. Briegleb, and V. Ramanathan, 1987: Documentation of radiation and cloud routines in the NCAR community climate model ( CCM ); Tech. Note NCAR / TN - 288 + IA, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Liou, K. N., and G. D. Wittman, 1979: Parameterization of the radiative properties of cloud. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1261-1273.
- Mason, B. J., 1971: The Physics of Clouds. 2nd Edition, Clarendon Press, 671 pp.
- Mitchell, J., 1989: The " greenhouse " effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**, 115 - 140.
- Mitchell Vespeini, J. J Morcrette, Yves Foucart, April 1991 : Simulation of Cloud Radiative Forcing with ECMWF Model. ECMWF / WCRP Workshop Clouds, radiative transfer and the hydrological cycle, *Proceeding of a Workshop held at ECMWF*, 12 - 15 November 1990.
- Morcrette, J. -J., and J. Foucart, 1985: On systematic errors in parameterized calculations of long-wave radiation transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 691 - 708.
- Morcrette, J. -J., 1990a: Impact of changes to the radiation transfer parameterization plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 847 - 873.
- Ou, S. C. and K. N. Liou, 1988: Development of Radiation and Cloud Parameterization Programs for AFGL Global Models. *AGFL - TR - 88 - 0018*.
- Potter Gerald L., Julia, M. Slingo, Jean - Jacques Morcrette, and Lisa Coretti, 1992: A Modeling Perspective on Cloud Radiative Forcing. *J. Geophys. Res.*, **97**, 20507 - 20518.
- Ramanathan, V., 1987: Atmospheric General Circulation and its Low Frequency Variance: Radiative Influences Short and Medium- Range Numerical Weather Prediction. Collection of Papers Presented at the WMO / IUGG NWP Symposium, Tokyo, 4 - 8 August 1986.
- Slingo, J. and B. Ritter, 1984: Cloud prediction the ECMWF model, ECMWF Technical Report NO. **46**, Reading, England, 49pp.

Slingo, A. and Slingo, J. M. 1988: The Response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. I: Introduction and initial experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1027 - 1062.

Soden B. J., 1992: Validation Of Cloud Forcing Simulated by the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model Using Observations From the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **97**, 18137 - 18159.

Wetherald, R. T., and S. Manabe, 1988: Cloud feedback in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1397-1415.

表1 各種雲輻射效應的測試值(單位:  $Wm^{-2}$ ).其中天頂角 $cos\theta = 0.8$ , 反照率等於0.2。

	晴空	高雲	中雲	低雲
total OLR	281.6	229.9	193.5	241.3
晴空 OLR	281.6	281.6	281.6	281.6
LWCF	0	51.7	88.2	40
total 淨向下短波通量	-928.3	-885.0	-316.6	-399.6
晴空淨向下短波通量	-928.3	-928.3	-928.3	-928.3
SWCF	0	-43.3	-611.7	-528.7

	高雲	高低雲	中低雲	高雲低雲
total OLR	175.1	206.1	193.5	175.1
晴空 OLR	281.6	281.6	281.6	281.6
LWCF	106.6	75.1	88.2	106.6
total 淨向下短波通量	-355.1	-430.0	-313.5	-353.3
晴空淨向下短波通量	-928.3	-928.3	-928.3	-928.3
SWCF	-573.2	-498.3	-614.8	-575.0

表2 1986年1月6個特徵地區的各種輻射月平均場空間平均值(單位:  $Wm^{-2}$ )。①為ERBE, ②為EC, ③為NTU。

雲量數字為百分比。

南太平洋綜合區 180° ~ 110° W, 10° ~ 30° S	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	284.7	293.9	306.9	4.3	8.6	3.6
clear-sky upward SW	49.7	47.4	43.3	2.0	1.7	1.5
LW cloud forcing	39.0	49.6	57.9	21.3	30.3	18.2
SW cloud forcing	-58.2	-107.9	-119.9	29.1	40.9	52.2
net cloud forcing	-19.3	-58.3	-52.0	10.7	25.7	35.8
Cloudiness		83.5	56		17.4	13

巴西 70° ~ 40° W, 5° ~ 20° S	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	284.2	286.0	309.0	7.7	8.7	4.7
clear-sky upward SW	74.3	52.2	40.3	10.0	6.1	10.5
LW cloud forcing	60.4	70.7	39.0	14.5	19.5	12.1
SW cloud forcing	-83.9	-113.3	-85.9	22.4	44.2	29.2
net cloud forcing	-17.4	-42.7	-45.8	12.9	27.9	23.3
Cloudiness		69.3	41		13.6	9

印尼季風區 90° ~ 180° E, 10° N ~ 20° S	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	286.8	298.5	308.3	6.9	9.0	5.3
clear-sky upward SW	49.6	44.0	38.1	11.8	5.1	5.3
LW cloud forcing	69.7	63.4	67.1	25.0	35.0	24.7
SW cloud forcing	-79.6	-90.9	-134.5	27.9	52.9	52.3
net cloud forcing	-9.2	-27.4	-67.4	14.3	25.8	29.2
Cloudiness		59.2	61		23.4	18

北大西洋暴風區 80° ~ 30° W, 50° ~ 20° N	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	268.0	266.6	277.7	23.8	27.5	25.8
clear-sky upward SW	35.4	30.5	17.5	9.3	15.0	5.1
LW cloud forcing	35.6	39.5	33.4	18.4	18.4	12.1
SW cloud forcing	-33.2	-34.1	-31.3	16.9	21.8	13.1
net cloud forcing	2.5	5.4	2.1	9.1	23.0	5.9
Cloudiness		57.0	43		16.7	15

秘魯西側海岸 100° ~ 75° W, 15° ~ 40° S	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	282.8	301.4	298.5	7.5	12.1	4.9
clear-sky upward SW	52.8	48.9	45.3	2.3	1.9	1.1
LW cloud forcing	17.1	5.1	24.5	5.4	7.4	8.4
SW cloud forcing	-68.2	-23.6	-44.9	20.5	24.0	22.4
net cloud forcing	-44.1	-18.5	-20.4	18.2	18.0	16.3
Cloudiness		16.8	30		13.0	9

南半球暴風區 100° W ~ 180° E, 50° S ~ 70° S	Spatial Mean Value			Spatial Standard Deviation		
	①	②	③	①	②	③
clear-sky OLR	237.3	240.3	255.2	16.7	5.1	8.5
clear-sky upward SW	85.6	86.7	75.6	88.6	63.8	72.8
LW cloud forcing	28.8	24.5	45.5	10.2	4.6	7.2
SW cloud forcing	-128.6	-50.7	-129.8	54.9	15.3	47.2
net cloud forcing	-100.4	-26.1	-84.4	46.0	12.3	43.3
Cloudiness		60.2	59		8.1	6

表3 大氣層頂各種輻射通量的全球平均值(單位:  $Wm^{-2}$ )。

	Field	CCH2	ERBE	NTU
1986年1月	OLR	238.2	231.9	222.0
	晴空 OLR	270.3	262.5	259.4
	LWCF	32.6	30.6	37.3
	SWCF	-49.8	-51.7	-53.6
1985年7月	NET CF	-17.2	-21.1	-16.2
	OLR	247.1	237.5	228.9
	晴空 OLR	277.7	267.6	270.3
	LWCF	30.6	30.1	41.4
	SWCF	-40.5	-46.7	-58.2
NET CF	-9.9	-16.6	-16.7	

圖1 1986年1月OLR月平均。(a)為ERBE觀測值,(b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $20 W m^{-2}$ 。淺陰影區值小於 $190 W m^{-2}$ ,深陰影區值大於 $270 W m^{-2}$ 。

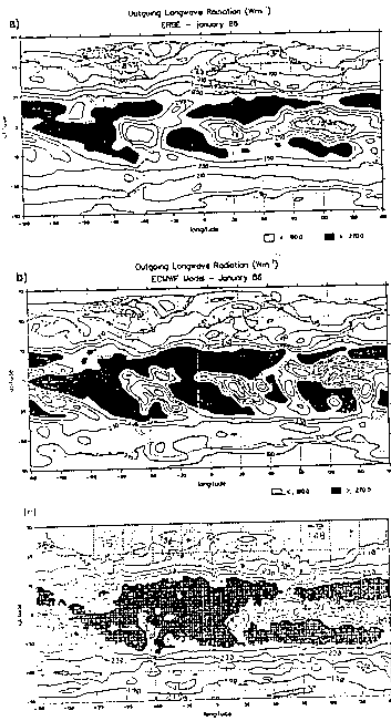


圖2 1986年1月長波雲輻射效應月平均。(a)為ERBE觀測值,(b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $10 W m^{-2}$ 。淺陰影區值小於 $10 W m^{-2}$ ,深陰影區值大於 $70 W m^{-2}$ 。圖12a中黑色方塊為遺漏的晴空觀測。

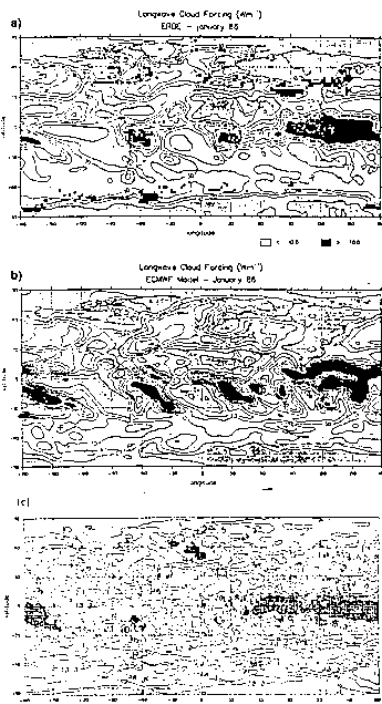


圖3 1986年1月短波雲輻射效應月平均。(a)為ERBE觀測值。(b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $30 W m^{-2}$ 。淺陰影區值小於 $-100 W m^{-2}$ ,深陰影區值大於 $-10 W m^{-2}$ 。圖13a中黑色方塊為遺漏的晴空觀測。

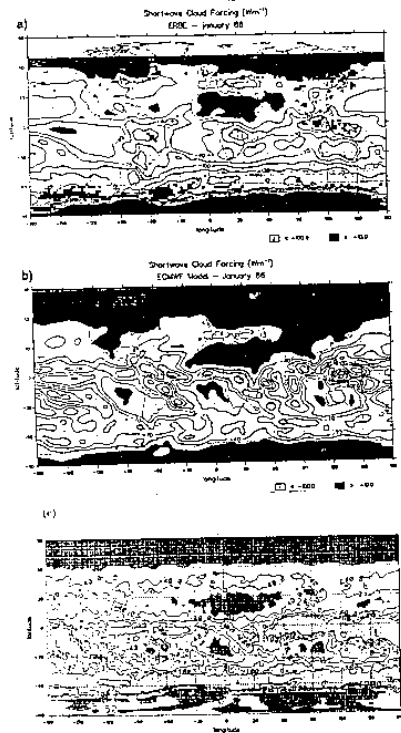
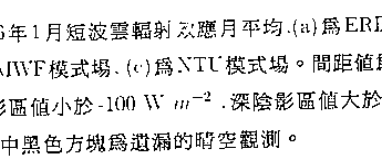


圖4 1986年1月晴空向上短波輻射月平均。(a)為ERBE觀測值,(b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $30 W m^{-2}$ 。淺陰影區值小於 $30 W m^{-2}$ ,深陰影區值大於 $60 W m^{-2}$ 。

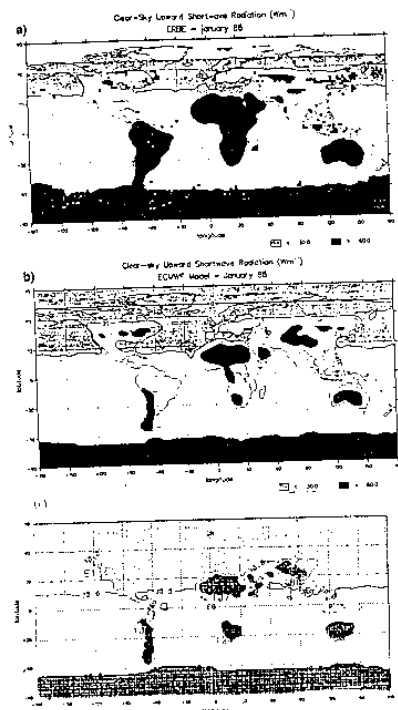


圖5 1986年1月OLR的時間標準偏差。(a)為ERBE觀測值。(b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $10 W m^{-2}$ 。淺陰影區值小於 $10 W m^{-2}$ ,深陰影區值大於 $20 W m^{-2}$ 。

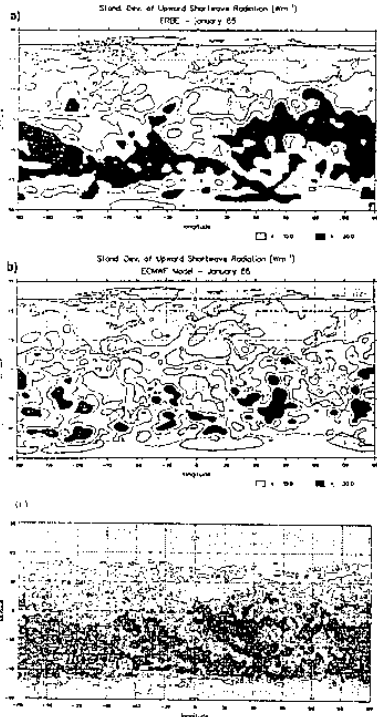


圖6 1986年1月向上短波輻射的時間標準偏差。(a)為ERBE觀測值 (b)為ECMWF模式場。(c)為NTU模式場。間距值為 $10 \text{ W m}^{-2}$ 。圖a、b中，淺陰影區值小於 $10 \text{ W m}^{-2}$ ，深陰影區值大於 $30 \text{ W m}^{-2}$ ；圖c則淺陰影區值小於 $20 \text{ W m}^{-2}$ ，深陰影區值大於 $50 \text{ W m}^{-2}$ 。

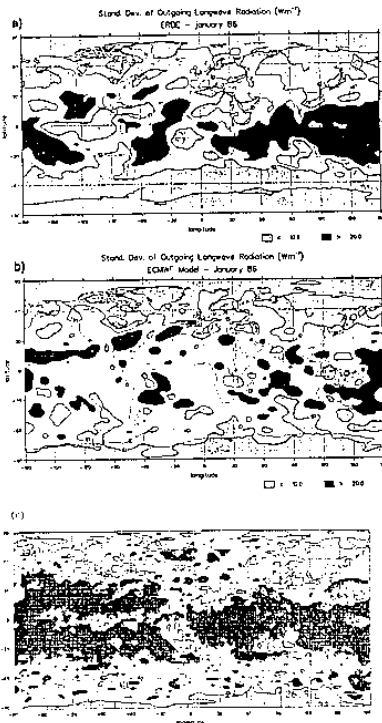


圖7 表2中六個區域的地理位置：(1)南太平洋輻合區，(2)巴西，(3)印尼季風區，(4)北大西洋暴風區，(5)秘魯西側海岸，(6)南半球暴風區。

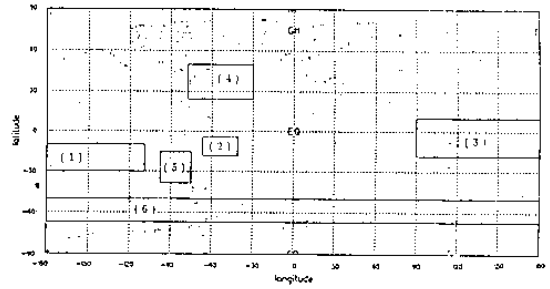


圖8 1985年7月OLR月平均(a)為ERBE觀測值，(b)為NTU模式場。(單位： $\text{W m}^{-2}$ )。

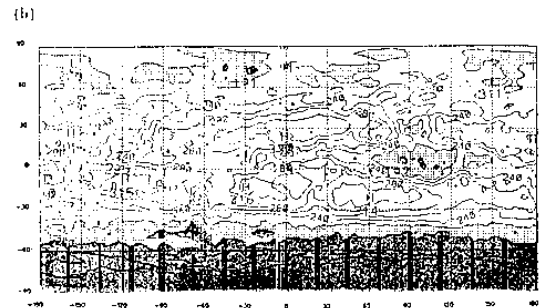
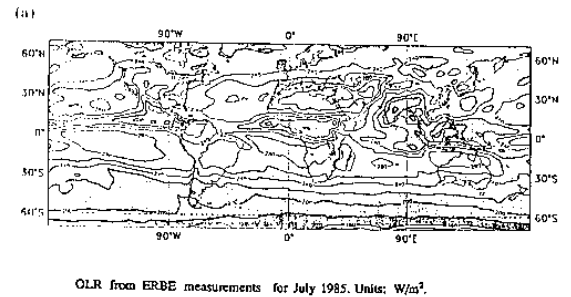


圖9 同圖2，但為1985年7月，NTU模式之模擬。

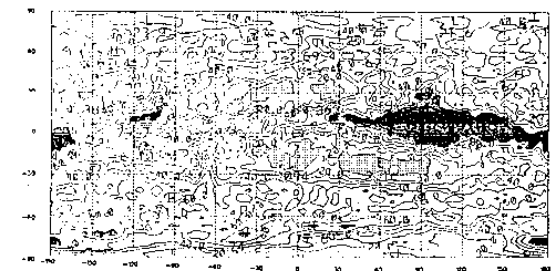


圖10 同圖3，但為1985年7月，NTU模式之模擬。

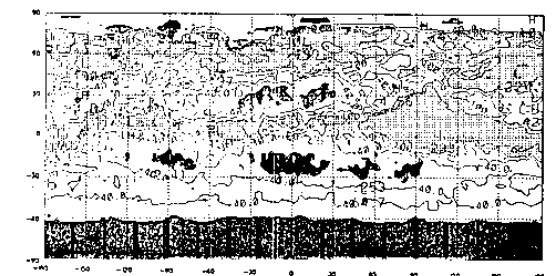


圖11 同圖4,但為1985年7月,NTU模式之模擬。

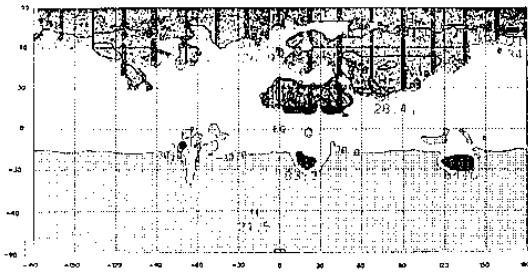


圖12 同圖5,但為1985年7月,NTU模式之模擬。

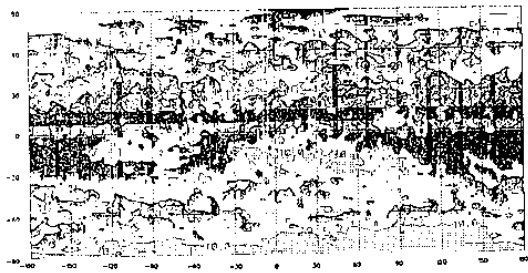


圖13 同圖6,但為1985年7月,NTU模式之模擬。

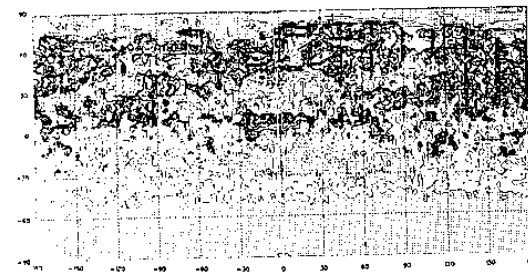


圖14 1985年7月、1986年7月兩個月平均的長波雲輻射效應場(單位:  $Wm^{-2}$ ), (a) ERBE, (b) CCM, (c) NTU。

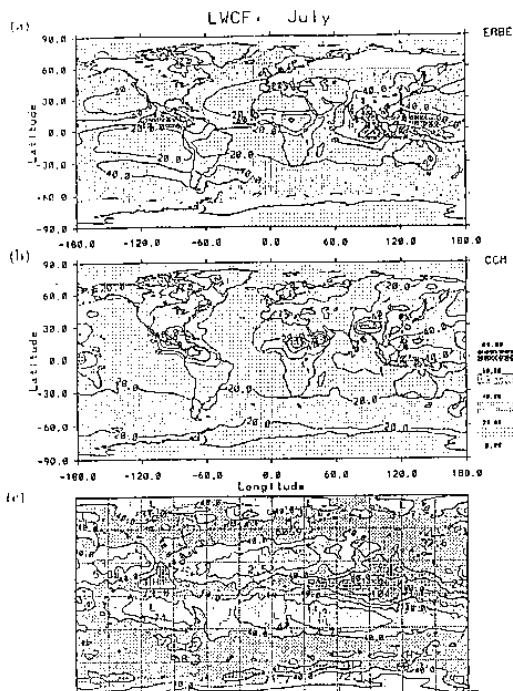


圖15 同圖14,但為短波雲輻射效應場。

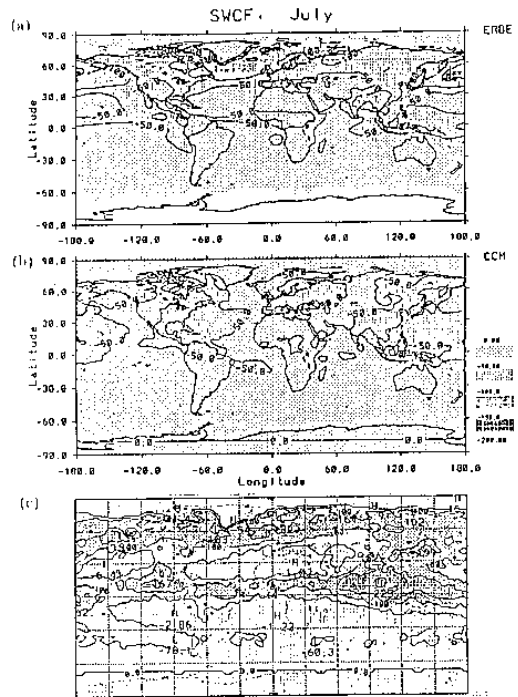


圖16 同圖14,但為淨雲輻射效應場。

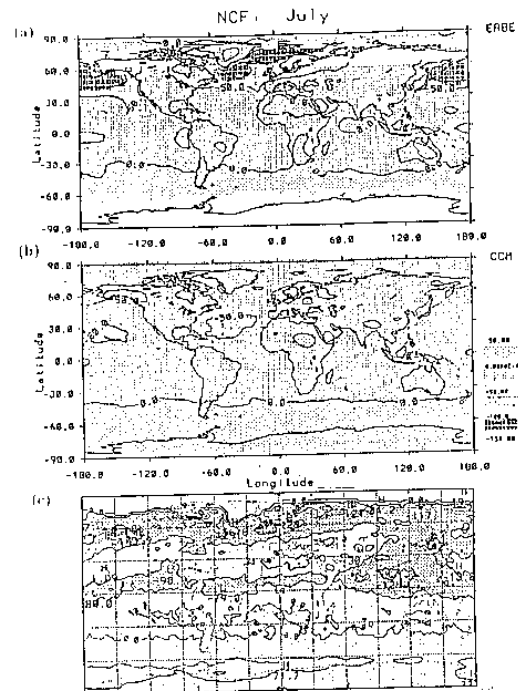
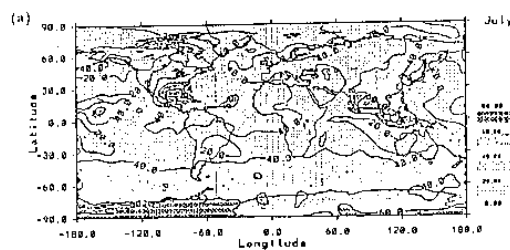


圖17 同圖14,但為總雲量, (a) CCM, (b) NTU。



(1)

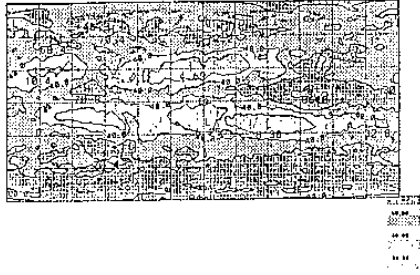


圖 18 OLR 的緯向平均值, (a) ERBE 與 CCM 的 1 月月平均, 點線為 ERBE 值, 實線為 CCM 第一個 1 月月平均值, 虛線為第二個 1 月月平均值。(b) ERBE 與 CCM 的 7 月月平均, 點線為 ERBE 值, 實線為 CCM 第一個 7 月月平均值, 虛線為第二個 7 月月平均值。(a) 及 (b) 圖中之粗實線為 NTU 之模擬值。

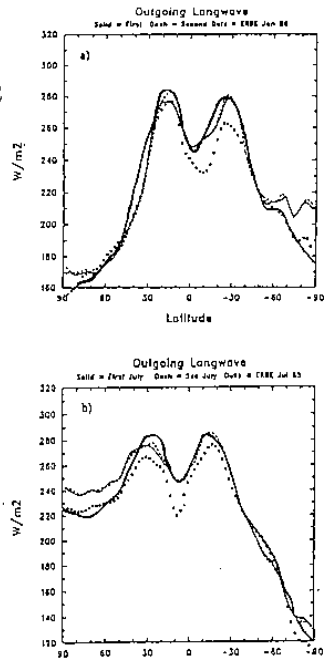


圖 19 同圖 18, 但為晴空 OLR 的緯向平均。

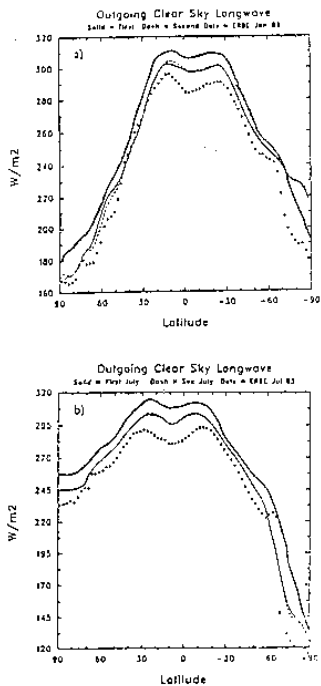


圖 20 同圖 18, 但為長波雲輻射效應的緯向平均。

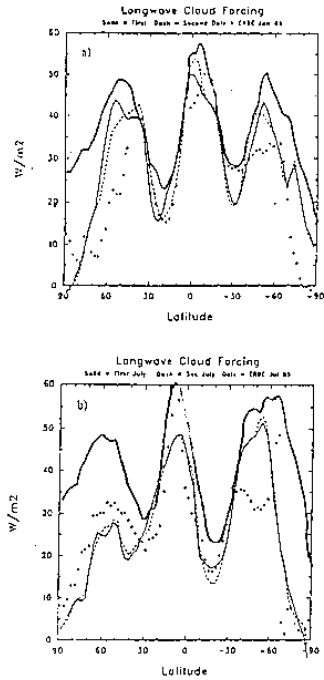


圖 21 同圖 18, 但為短波雲輻射效應的緯向平均。

圖 22 同圖 18, 但為雲量的緯向平均。

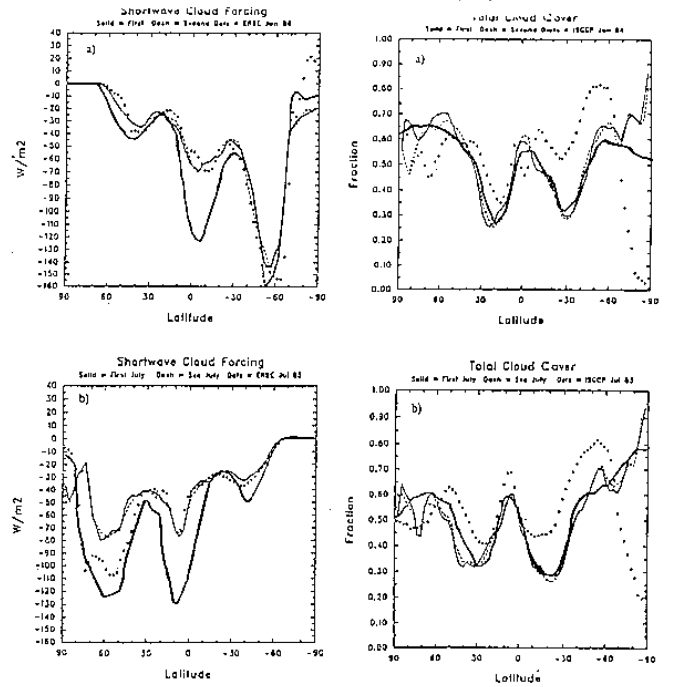


圖 23 使用 EC 的地表反照率時所得 1985 年 7 月的晴空向上短波通量 (單位:  $W m^{-2}$ )。

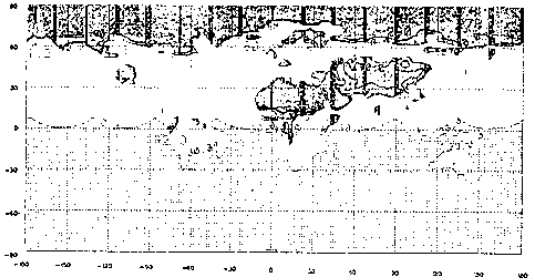


圖 24 同圖 23, 但為使用氣象局的地表反照率。

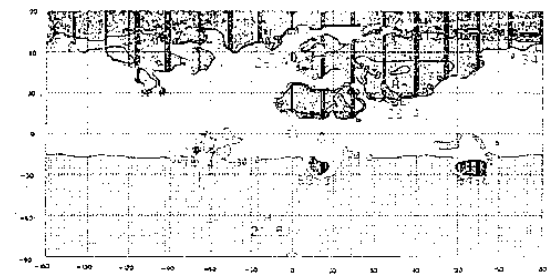


圖 25 使用  $O_3$  時 1986 年 1 月 15 天的平均的 OLR 場 (單位:  $W m^{-2}$ )。

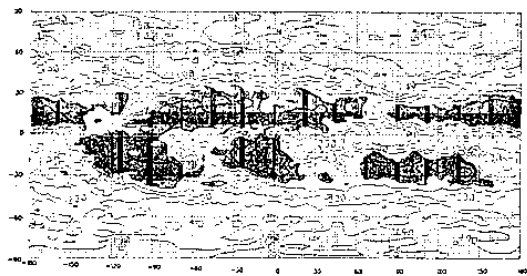


圖 26 同圖 25, 但是  $O_3$  設為零。

