

雲對大氣輻射場影響之數值模擬

柳中明

歐思眞

國立台灣大學
大氣科學系

美國猶他大學
氣象系

(中華民國七十七年十一月二十五日收稿；十二月二十日定稿)

摘 要

本研究採用複雜之三層雲模式，詳細分析單層雲，二層雲與三層雲對太陽短波與行星傳送的影響，及其所造成大氣加熱率與冷卻率之垂直特徵，並同時分析不同氣候區內雲影響特性。在短波傳送方面，單層雲的反射效應能加強行星反射率，同時配合雲之吸收特性減少大氣穿透率，此時除卷雲外，最大增溫區均在雲內。當二層雲存在時，多重反射作用能加強卷雲內之增溫現象，並同時減弱下層雲內增溫。三層雲存在時，中層之高層雲（As）則主宰著垂直大氣加熱率分佈特徵。在長波傳送方面，雲的溫室效應明顯造成雲底下方淨輻射通量減少，雲底增溫與雲頂冷卻。二層雲存在時，下層雲附近之冷卻率則受上層雲之溫室效應而顯著減少。三層雲存在時，As雲仍主宰垂直大氣冷卻率分佈特性。在不同氣候區內，由於雲特徵（如雲高、雲厚），以及大氣溫度及水汽含量等特性不同，因此雲對輻射加熱與冷卻率的影響，及行星反射率，大氣穿透率的改變，均不一致。

關鍵詞：雲影響、大氣輻射、數值模擬。

一、前言

太陽短波輻射與行星長波輻射對長期氣候變化影響至鉅。而對流層內，最能調衡輻射傳遞過程者，乃是“雲”。雲在全球約佔50%的天空。由於雲能吸收、反射太陽短波，且輻射長波，因此其所反射、吸收或輻射的能量大小，除直接影響雲下傳遞，更對大尺度環流有明顯影響（Liou and Zheng

，1984）。此外，全球行星反射率也直接與雲的光學特性如反射率、吸收率等有關。

譬如美國西岸海面經常出現大片副熱帶海洋層積雲（Sc），由於雲的反射率大於附近洋面，而長波輻射特性並無太大影響。因此白日在雲層附近，由於短波輻射加熱率水平分佈不均，會產生區域性小環流，加強 Sc 雲成長。因此，雲物理與輻射間之交互作用對雲成長、消散的影響，乃為去年

FIRE 實驗的主題之一 (Bretherton et al, 1983)。

又如卷雲約佔全球20%的天空,其生成主要伴隨鋒面與旺盛積雨雲, Liou (1986) 指出其對長期輻射與氣候的影響至為重要。由於卷雲主要含冰晶,對短波反射不強,但吸收長波輻射之溫室效應明顯,佔大區域的卷雲經由對輻射傳遞的影響,應對長期氣候變化有顯著作用。

雲與輻射交互作用的研究甚廣,但實際觀測資料缺乏,1987年的 FIRE 是最為有組織性的研究實驗,但資料至今仍未完全分析、發表,且其研究主要在 Sc 與 Ci 各別對輻射傳遞的影響。

Liou and Samamori (1975), Liou and Wittman (1978), Liou et al. (1984), Ou and Liou (1988), 等持續模擬與研究單層雲存在下,大氣輻射場受影響之情形,本文則將重點放在分析單層雲、二層雲與三層雲對輻射傳遞影響的不同,及大氣加熱/冷卻率垂直分佈特徵,更分析不同氣候區內雲影響特性。主要工具則為 Ou and Liou (1988) 所發展成功的三層雲輻射模式,此模式目前為 AFGL/GCM 所採用。本文則由分析模式垂直解析度對模擬結果影響之敏感性研究經驗中,修改模式,以改進其應用於中尺度或小尺度研究中之可靠性。

過去分析相似主題的研究,多以單層雲模式為主要工具,譬如 Hanson (1987) 分析 Sc 雲對輻射通量剖面的影響; Ramswamy and Dewtweiler (1986) 研究 Ci / 輻射之交互影響; Lacis and Hansen (1974) 分析不同高度雲的特徵; Morcrette and Fouquart (1984) 嘗比較許多目前 GCM 模式所使用的輻射模式,亦指出雲參數式之不同對輻射傳遞模擬影響甚大。由於雲輻射相關之觀測資料缺乏,一般均採用參數式輻射模式研究之,但為確定模式之可行性,則均以較複雜之模式相比較。Ou and Liou (1988) 已完成此步驟。本文乃經由詳細分析過程,辨明多層雲模式所能模擬之多層雲影響特徵。

二、輻射傳遞模式

2.1 晴空下之輻射傳遞模式

2.1.1 太陽短波輻射

在晴空下,分子散射 (Rayleigh Scattering) 在10公里以上大氣中幾可忽略 (Lacis and Hansen, 1974)。因此,在高度 $Z > 10$ 公里 ($= Z_1$) 內,向下與向上之太陽輻射通量, $F^\downarrow(Z)$ 與 $F^\uparrow(Z)$, 可表示為 (Liou and Ou, 1983)

$$F^\downarrow(Z) = \mu_0 S_0 [1 - A^\downarrow(Z_T - Z)] \quad (1)$$

$$F^\uparrow(Z) = F^\downarrow(Z_1) (r_a + G \bar{t}_a) [1 - \bar{A}^\uparrow(Z - Z_1)] \quad (2)$$

其中, $\mu_0 = \cos \theta_0$, θ_0 為天頂角; S_0 為太陽常數 ($= 1360 \text{ W m}^{-2}$; Z_T 為大氣層頂; $A^\downarrow(Z)$ 為向下直達太陽輻射之氣體寬帶吸收係數。另外, (2) 式中 r_a 為分子散射層 (10公里以下大氣) 對太陽輻射直達通量之反射率, 依據 Lacis and Hansen (1974), $r_a = 0.28 / (1 + 6.43 \mu_0)$ 。同時, 直達通量穿透率 $t_a = 1 - r_a$ 。此外, 分子散射層之全天空反射率 $\bar{r}_a = 2 \int_0^1 r_a \mu_0 d\mu_0 = 0.685$, 全天空通量穿透率 $\bar{t}_a = 1 - \bar{r}_a$ 。另外, (2) 式中 G 值為一無單位數值, 基本上乃依據簡單之多重反射加法 (Liou, 1980), 所得之輻射在10公里以內由於分子散射與地表反射 (具地表反射率 r_g), 在地面上所造成之向上全天空通量, 所以 $G = t_a r_g / (1 - \bar{r}_a r_g \bar{t}_a^2)$ 。因此 (2) 式中 $G \bar{t}_a$ 代表向上全天空輻射通量自地表向上穿透10公里內大氣的部份。

此外, (2) 式中 $\bar{A}^\uparrow(Z)$ 為向上全天空輻射通量之氣體寬帶吸收率。依據 Liou (1980) $\bar{A}^\uparrow(Z) = A^\uparrow[\eta u(Z)]$, 式中 A^\uparrow 為向上直達輻射通量之氣體寬帶吸收率; $u(Z)$ 為吸收輻射之氣體在垂直大氣柱中之光程; η 為散射修正係數, 依據 Liou and Ou (1983), 水汽 H_2O

與二氧化碳 CO_2 之 $\eta = 1.66$ ，臭氧 O_3 之 $\eta = 1.9$ 。基本上，大氣中吸收太陽輻射之氣體為 H_2O ， CO_2 與 O_3 ，其中 CO_2 在 $2.7 \mu\text{m}$ 之吸收帶與 H_2O 吸收帶相重疊，所以

$$A(Z) = \sum_1 A_1(u_{\text{O}_3}/\mu_0) f_1 + \sum_j A_j(u_{\text{H}_2\text{O}}/\mu_0) f_j + \varepsilon A(u_{\text{CO}_2}/\mu_0) \quad (3)$$

(3)式中， u_{O_3} ， $u_{\text{H}_2\text{O}}$ 與 u_{CO_2} 分別為 O_3 ， H_2O 與 CO_2 在垂直大氣柱中之光程 (Liou, 1980)； f_i 為太陽輻射通量在 i 波段內所佔之百分比； O_3 與 H_2O 之吸收波段不相重疊。本文中採用 Inn and Tanaka (1953) 與 Vigroux (1953) 的資料計算 O_3 的吸收率，採用 Liou and Sasamori (1975) 的參數方程式計算 H_2O 之吸收率，而 H_2O 與 CO_2 在 $2.7 \mu\text{m}$ 吸收帶之重疊修正 ε ，乃採用 Howard et al. (1956) 之資料與參數方程式。

至於，在 $Z < Z_1$ 之大氣層內，向下與向上之太陽輻射通量，可表示為

$$F^\downarrow(Z) = \mu_0 S_0 [1 - A^\downarrow(Z_T - Z)] \quad (4)$$

$$F^\uparrow(Z) = F^\downarrow(O) r_s [1 - A^\uparrow(Z)] \quad (5)$$

式中， $F^\downarrow(O)$ 為在地表面之向下全天空輻射通量。值得注意的是，在 Z_1 以下大氣內，分子散射對向上與向下通量具一樣之影響，因此在計算 Z 層之淨輻射通量與大氣加熱率時，可忽略分子散射影響。

2.1.2 紅外射線長波輻射

在晴空時，在某一高度 Z 處之向上與向下紅外射線長波輻射通量，可表示為 (Liou, 1980)

$$F^\uparrow(Z) = \sigma T_s^4 [1 - \varepsilon^\uparrow(Z, T_s)] + \int_0^Z \sigma T^4(Z') K(Z - Z') dZ' \quad (6)$$

$$F^\downarrow(Z) = \int_{Z_T}^Z \sigma T^4(Z') K(Z' - Z) dZ' \quad (7)$$

式中寬帶通量放射率 ε^\uparrow 與大氣科乃爾函數 (Kernel function) K ，乃被定義為

$$\varepsilon^\uparrow(Z, T) = \sum_{i=1}^6 \varepsilon_i^\uparrow[\tilde{u}_i(Z), T] \quad (8)$$

$$K(Z - Z') = -\frac{d}{dZ'} \varepsilon^\uparrow[Z - Z', T(Z')] = -\frac{d}{dZ'} \sum_{i=1}^6 \varepsilon_i^\uparrow[\tilde{u}_i(Z) - \tilde{u}_i(Z'), T(Z')] \quad (9)$$

其中， T 為地面溫度； Δ 為史蒂芬-波茲曼常數； $u_1 = u_2 = u_3 = u_{\text{H}_2\text{O}}$ ，為水氣光程； $u_4 = u_{\text{CO}_2}$ 為 CO 光程； $u_5 = u_6$ ，為 O_3 光程。 ε_i^\uparrow ($i = 1 \sim 5$) 為 H_2O 旋轉帶 (rotational band)， H_2O 振動-旋轉帶 (Vibrational-rotational band)， H_2O 連續帶 (continuum)， CO_2 與 O_3 吸收帶等之各別寬帶通量放射率。 ε_6^\uparrow 為考慮 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 吸收帶重疊之修正，所以 $\varepsilon_6^\uparrow = -\varepsilon_1^\uparrow(\tilde{u}_{\text{H}_2\text{O}}) \varepsilon_4^\uparrow(\tilde{u}_{\text{CO}_2})$ 。此外， \tilde{u} 為考慮非均勻大氣後，經氣壓與氣溫修正之光程。

有關 H_2O 之寬帶通量放射率乃採 Liou and Ou (1983) 之函數方程式參數法，並採用 Rodgers and Walshaw (1966) 與 Roberts et al. (1976) 所提供之吸收係數數據。有關 CO_2 之寬帶通量放射率乃採 Ou and Liou (1983) 之參數式，並取 Fels and Schwarzkopf (1981) 所提供之數據。而有關 O_3 之寬帶通量放射率乃採用 Goldman and Kyle (1968) 之數據，並用函數方程式參數化之。

2.2 多雲層下之輻射傳遞模擬

有關一層雲下輻射傳遞，與二層雲下輻射傳遞

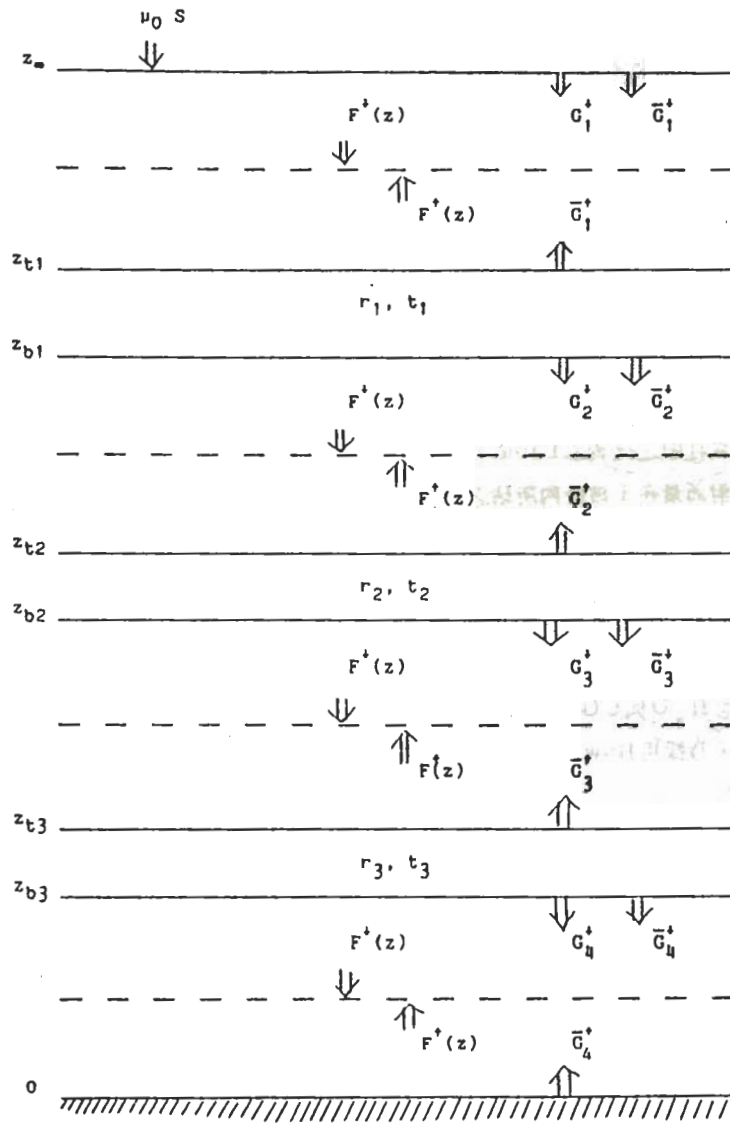


圖 1 三層雲下太陽短波輻射傳遞示意圖。

，均已在 Liou and Ou (1983) 與 Liou et al (1984) 中詳載。而有關三層雲下之輻射傳遞模擬，則為 Ou and Liou (1988) 為 AFGL 18 層模式所初步架構成，Ou and Liou (1988) 並與比較複雜之輻射模式相比較。但有關三層雲內輻射傳遞特性，與在不同緯度氣候帶之特徵，則將於本文第 3 章中分析。

2.2.1 太陽短波輻射

三層雲下之輻射傳遞，可以圖 1 說明之。圖中高(1)、中(2)，與低(3)雲之通量反射率與穿透率分別為 (r_1, t_1) ， (r_2, t_2) 與 (r_3, t_3) 。此反射率與穿透率乃由 Liou and Wittman (1979) 所發展之參數方程式估計之，其基本上為雲內水含量之函數，而水含量又為雲厚度之函數，因此雲輻射特性與雲厚度間相關極高。另外，全天空通量反射率與穿透率為 $\bar{r} = 2 \int_0^1 r(\mu_0) \mu_0$ 。

$d\mu_0$ ，與 $\bar{t} = 1 - \bar{r}$ 。

另外，假設 A_0, A_1, A_2 與 A_3 為高雲上方，高中雲間，中低雲間，與低雲下方大氣之通量吸收率。則相伴同之穿透率即為 $T_i = 1 - A_i, i = 0 \sim 3$ 。此外，輻射在上，下雲間或雲和地面間，由於多重反射會加強向上或向下全天空輻射通量，此加強部份可以一無單位之多重反射係數 S 表之：

$$\begin{bmatrix} \bar{S}_{12} \\ \bar{S}_{23} \\ \bar{S}_{34} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (1 - \bar{T}_1^{\uparrow 2} \bar{r}_1 \bar{r}_2)^{-1} \\ (1 - \bar{T}_2^{\uparrow 2} \bar{r}_2 \bar{r}_3)^{-1} \\ (1 - \bar{T}_3^{\uparrow 2} \bar{r}_3 \bar{r}_4)^{-1} \end{bmatrix} \quad (10)$$

式中，下標 4 代表地面，地面反射率為 r ，上標 \uparrow 為向上輻射，一代表全天空量。

現在，參考圖 1 再定義無單位之向下直達輻射產生項 G^{\downarrow} ，向上全天空輻射產生項 \bar{G}^{\uparrow} ，以及向下全天空輻射產生項 \bar{G}^{\downarrow} 。基本上：

$$\begin{aligned} G_1^{\downarrow} &= 1 \\ G_2^{\downarrow} &= T_0^{\downarrow} t_1 \\ G_3^{\downarrow} &= G_2^{\downarrow} T_1^{\downarrow} t_2 \\ G_4^{\downarrow} &= G_3^{\downarrow} T_2^{\downarrow} t_3 \end{aligned} \quad (11)$$

而，

$$\begin{aligned} \bar{G}_1^{\uparrow} &= G_1^{\downarrow} T_0^{\uparrow} r_1 + \bar{G}_2^{\uparrow} \bar{T}_1^{\uparrow} \bar{t}_1 \\ \bar{G}_2^{\uparrow} &= G_2^{\downarrow} T_1^{\uparrow} r_2 \bar{S}_{12} + \bar{G}_3^{\uparrow} \bar{T}_2^{\uparrow} \bar{t}_2 \\ \bar{G}_3^{\uparrow} &= (G_3^{\downarrow} T_2^{\uparrow} r_3 + \bar{G}_4^{\uparrow} \bar{T}_3^{\uparrow} \bar{t}_3 \bar{T}_2^{\uparrow} \bar{r}_3) \\ &\quad \bar{S}_{23} + \bar{G}_4^{\uparrow} \bar{T}_3^{\uparrow} \bar{t}_3 \\ \bar{G}_4^{\uparrow} &= (G_4^{\downarrow} T_3^{\uparrow} + \bar{G}_4^{\uparrow} \bar{T}_3^{\uparrow} \bar{t}_3 \bar{T}_3^{\uparrow}) r_4 \bar{S}_{34} \end{aligned} \quad (12)$$

另外，

$$\bar{G}_1^{\downarrow} = 0$$

$$\begin{aligned} \bar{G}_2^{\downarrow} &= \bar{G}_2^{\uparrow} \bar{T}_1^{\downarrow} \bar{r}_1 \\ \bar{G}_3^{\downarrow} &= \bar{G}_3^{\uparrow} \bar{T}_2^{\downarrow} \bar{r}_2 + \bar{G}_2^{\downarrow} \bar{T}_1^{\downarrow} \bar{t}_2 \\ \bar{G}_4^{\downarrow} &= \bar{G}_4^{\uparrow} \bar{T}_3^{\downarrow} \bar{r}_3 + \bar{G}_3^{\downarrow} \bar{T}_2^{\downarrow} \bar{t}_3 \end{aligned} \quad (13)$$

採代入法，即可解得以上之 G 函數。

因此，在高層雲上，向下與向上之輻射通量，可表示為

$$F^{\downarrow}(Z) = \mu_0 S_0 G_1^{\downarrow} [1 - A^{\downarrow}(Z_T - Z)] \quad (14)$$

$$F^{\uparrow}(Z) = \mu_0 S_0 \bar{G}_1^{\uparrow} [1 - \bar{A}^{\uparrow}(Z - Z_{11})] \quad (15)$$

在高、中雲間，

$$F^{\downarrow}(Z) = \mu_0 S_0 \{ G_2^{\downarrow} [1 - A^{\downarrow}(Z_{b1} - Z)] + \bar{G}_2^{\downarrow} [1 - \bar{A}^{\downarrow}(Z_{b1} - Z)] \} \quad (16)$$

$$F^{\uparrow}(Z) = \mu_0 S_0 \bar{G}_2^{\uparrow} [1 - \bar{A}^{\uparrow}(Z - Z_{12})] \quad (17)$$

在中、低雲間，

$$F^{\downarrow}(Z) = \mu_0 S_0 \{ G_3^{\downarrow} [1 - A^{\downarrow}(Z_{b2} - Z)] + \bar{G}_3^{\downarrow} [1 - \bar{A}^{\downarrow}(Z_{b2} - Z)] \} \quad (18)$$

$$F^{\uparrow}(Z) = \mu_0 S_0 \bar{G}_3^{\uparrow} [1 - \bar{A}^{\uparrow}(Z - Z_{13})] \quad (19)$$

在低雲以下，

$$F^{\downarrow}(Z) = \mu_0 S_0 \{ G_4^{\downarrow} [1 - A^{\downarrow}(Z_{b3} - Z)] + \bar{G}_4^{\downarrow} [1 - \bar{A}^{\downarrow}(Z_{b3} - Z)] \}$$

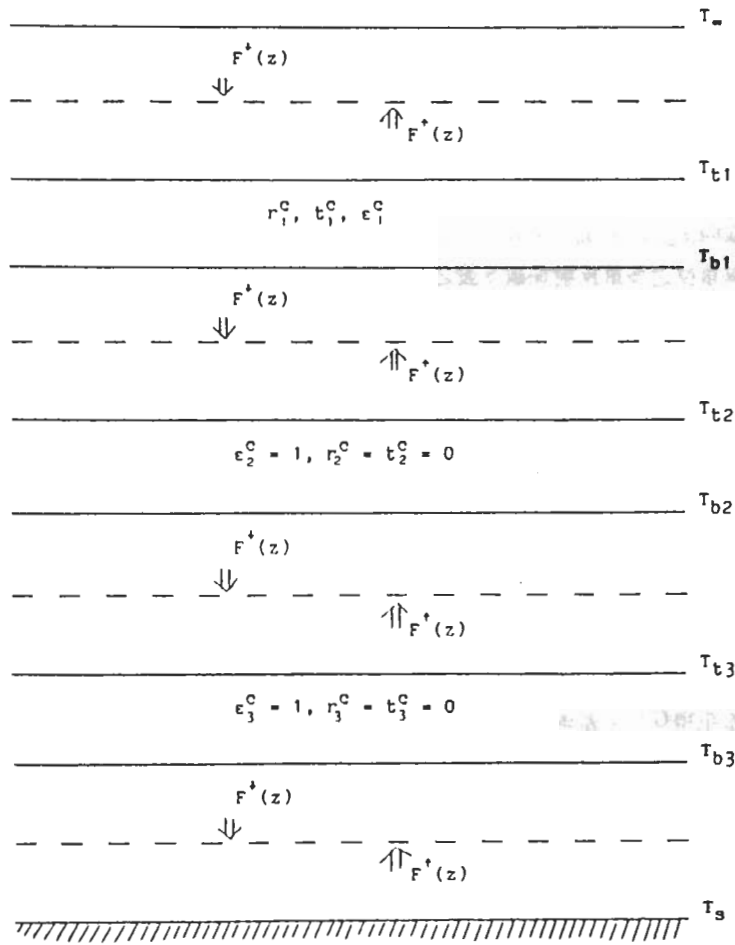


圖 2 三層雲下紅外射線長波輻射示意圖。

$$Z_{bs} - Z) \} \quad (20)$$

$$F^{\uparrow}(Z) = \mu_0 S_0 \bar{G}_4^{\uparrow} [1 - \bar{A}^{\uparrow}(Z)] \quad (21)$$

至於在雲中，輻射通量則以線性內差求之。

Ou and Liou (1988)，曾與複雜之重覆/增加模式 (Doubling/adding scheme) 相比較，指出目前之簡單參數模式所計算得之大氣加熱率，在晴天與各類雲組合下，誤差約在 $1^{\circ}K/day$ 之下。但是在低雲時，雲頂增溫差距可達 $2^{\circ}K/day$ 。一般而言，其所模擬出之傳遞特性，可信度高。

2.2.2 紅外線長波輻射

三層雲下之輻射傳遞，可以圖 2 說明之。其中，高(1)、中(2)、與低(3)雲之寬帶通量放射率，穿透率與反射率為 ϵ_i^c ， t_i^c 與 r_i^c ，可利用 Liou and Wittman (1979) 以雲內含水量為變數之參數方程式估計之。

在高層雲上方，向上與向下之輻射通量可表示為

$$F^{\downarrow}(Z) = \int_{Z_T}^Z \sigma T^4(Z') K(Z' - Z) dZ' \quad (22)$$

$$F^{\uparrow}(Z) = [r_1^c F^{\downarrow}(Z_{11}) + t_1^c F^{\uparrow}($$

表一：假設之高、中、低雲特徵。

雲頂	(公里)		
	雲頂	雲厚	雲低
1 晴天			
2 高雲	12.7	5.2	7.5
3 中雲	7.5	4.4	3.1
4 低雲	3.1	2.64	0.46
5 高雲	12.7	5.2	7.5
中雲	7.5	4.4	3.1
6 半高雲	12.7	2.97	9.73
中雲	7.5	2.45	5.05
7 高雲	12.7	5.2	7.5
低雲	3.1	2.64	0.64
8 半高雲	12.7	2.97	9.73
低雲	3.1	1.42	1.68
9 中雲	7.5	4.4	3.1
低雲	3.1	2.64	0.46
10 半中雲	7.5	2.45	5.05
低雲	3.1	1.42	1.68
11 高雲	12.7	5.2	7.5
中雲	7.5	4.4	3.1
低雲	3.1	2.64	0.46
12 半高雲	12.7	2.97	9.73
半中雲	7.5	2.45	5.05
半低雲	3.1	1.42	1.68

，垂直分 18 層，對流層內 $\sigma = 1, 0.95, 0.9, 0.85, 0.8, 0.7, 0.6, 0.5, 0.4, 0.3, 0.2$ 與 0.1 ；在平流層內， $\sigma = 0.032, 0.01, 0.0032, 0.001, 0.00032$ 與 0.0001 。另外，模式 [B] 內，垂直分 26 層，平流層內與模式 [A] 同，但對流層內則 $\sigma = 1, 0.975, 0.95, 0.9, 0.85, 0.8, 0.75, 0.7, 0.65, 0.6, 0.55, 0.5, 0.45, 0.4, 0.35, 0.3, 0.25, 0.2, 0.15$ 與 0.1 。

另外，本節參考 Ou and Liou (1988) 的分析，選擇表一中 12 類不同雲的組合，以模擬在

各類雲組合下，垂直大氣加熱率的分佈情形。依據 London (1957) 的分類，高雲乃指卷雲族 (Ci, Cs, Cc)，中雲為高雲族 (As, Ac)，而低雲為積雲族 (Cu, Sc)。Ou and Liou (1988) 的分析主要在明瞭參數化輻射模式與複雜之重複/增加模式 (doubling/addition scheme) 之差距。由於實際之雲對輻射影響之觀察數據缺乏，因此與複雜之輻射模式相比，一般乃為決定參數模式可信度之依據。本節主要在探討模式垂直解析度對輻射模擬之影響，因此尚增加半高中雲，半高低雲，半中低雲與半高中低雲的分析。同時選擇熱帶大氣 (圖 3) 為背景大氣，天頂角之餘弦 $\mu = 0.8$ ，地表反射率 $r_s = 0.2$ 。

3.1.1 太陽短波輻射傳遞

表二詳列模式 [A] 與 [B] 模擬 12 類雲組合，所得之大氣層頂行星反射率 (Re)，大氣層穿透率 (Tr)，與大氣層吸收率 (Ab)， $Re + Tr + Ab = 1$ 。明顯地，垂直解析度對模式所模擬之整體大氣反射，穿透與吸收特徵，影響極微。由於 Re, Tr 與 Ab 之計算中，只與太陽輻射淨通量有關，因此結果顯示模式之穩定度極高，同時淨通量之計算可信度亦極高。

此外，分析表二，可注意到高雲對 Re, Tr, Ab 影響極微；而中雲會增加反射率與吸收率，因此減少穿透率；低雲亦同，但吸收率之增加較中雲為顯著，而反射率之增加較弱。此些差別，主要反應出雲本身之反射，吸收與穿透特性之差別。而當高、中、低雲組合在一起時，基本上都受中、低雲所主宰。最明顯的是，當中、低雲組合時，大氣穿透率減少到為 0.01 。至於雲層厚度對 Re, Tr, Ab 之影響，僅在高低雲與半高低雲間，產生明顯差距，即雲層薄時行星反射率與大氣吸收率均減少，而大氣穿透率增加。此原因應為二層雲間距離因雲層減半而增加，所以太陽短波多重反射效應減弱所致。

圖 4a~1 詳細繪出各類雲組合下，模式 [A] 與 [B] 所得之垂直大氣加熱率分佈情形。首先分析晴天下，可注意到解析度降低將減少垂直分佈的

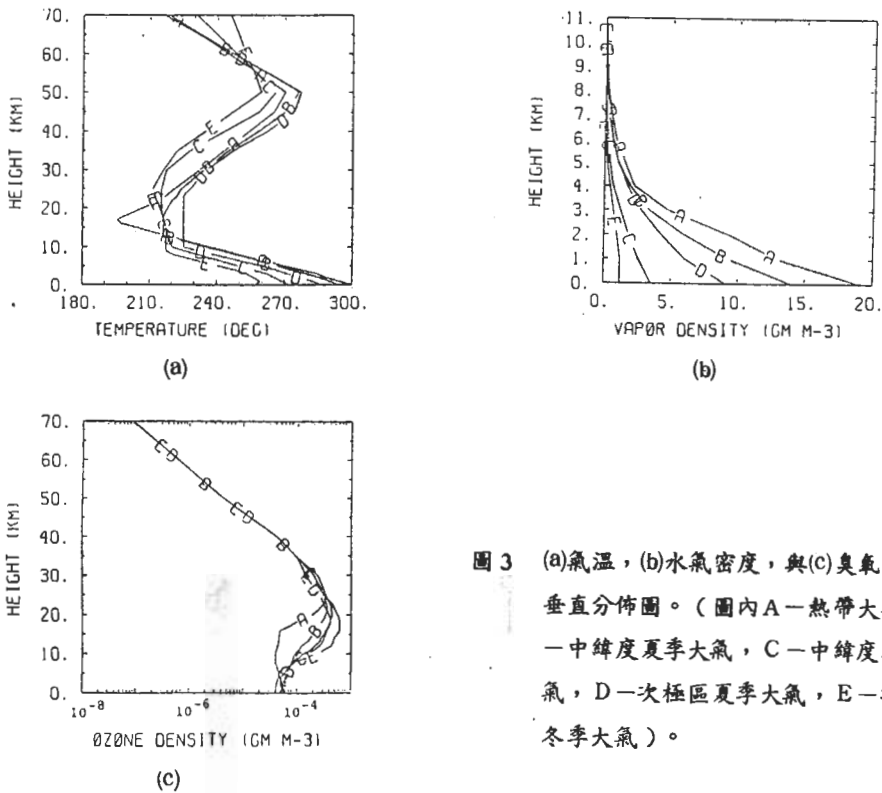


圖3 (a)氣溫, (b)水氣密度, 與(c)臭氧密度之垂直分佈圖。(圖內A—熱帶大氣, B—中緯度夏季大氣, C—中緯度冬季大氣, D—次極區夏季大氣, E—次極區冬季大氣)。

詳細瞭解, 而得到平均值。此外即是在近地面處, 由於 ΔZ 增大因此加熱率明顯減少, 此結果與 Liu and Ou (1987) 所得類似, 即近地面之解析度對加熱率之計算相當重要, 因此得視輻射模式之應用在解析何類物理問題時, 作適當調整。此外分

析各類雲組合下特徵, 可大致得到雲層厚度減半時, 模式 [A] 與 [B] 間差距顯著, 否則大致彼此間差距在 $\pm 0.2^\circ \text{C/day}$ 間。此現象明顯說明垂直解析度對雲輻射影響之研究相當重要。在雲層厚時, 模式 [A] 與 [B] 差距不大, 此顯示模式本

表二: 12類雲組合(參考表一)下, 模式 [A] 與模式 [B] 所模擬得之大氣層頂行星反射率 (R_e), 大氣層穿透率 (T_r) 與大氣層吸收率 (A_b)。

$$R_e + T_r + A_b = 1 \text{。此時為熱帶大氣, } \mu_0 = 0.8, r_s = 0.2 \text{。}$$

雲類 模式	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12												
	晴 天	高 雲	中 雲	低 雲	高 中 雲	半 高 中 雲	高 低 雲	半 高 低 雲	中 低 雲	半 中 低 雲	高 中 低 雲	半 高 中 低 雲	
【A】 1 8 層	R_e	0.17	0.17	0.71	0.62	0.68	0.69	0.60	0.56	0.71	0.71	0.68	0.69
	T_r	0.63	0.63	0.04	0.06	0.04	0.04	0.06	0.12	0.01	0.01	0.01	0.01
	A_b	0.20	0.20	0.25	0.32	0.28	0.27	0.34	0.32	0.28	0.28	0.31	0.30
【B】 2 6 層	R_e	0.17	0.17	0.71	0.62	0.68	0.69	0.60	0.56	0.72	0.71	0.68	0.69
	T_r	0.62	0.62	0.04	0.06	0.04	0.04	0.06	0.12	0.00	0.02	0.01	0.01
	A_b	0.21	0.21	0.25	0.32	0.28	0.27	0.34	0.32	0.28	0.27	0.31	0.30

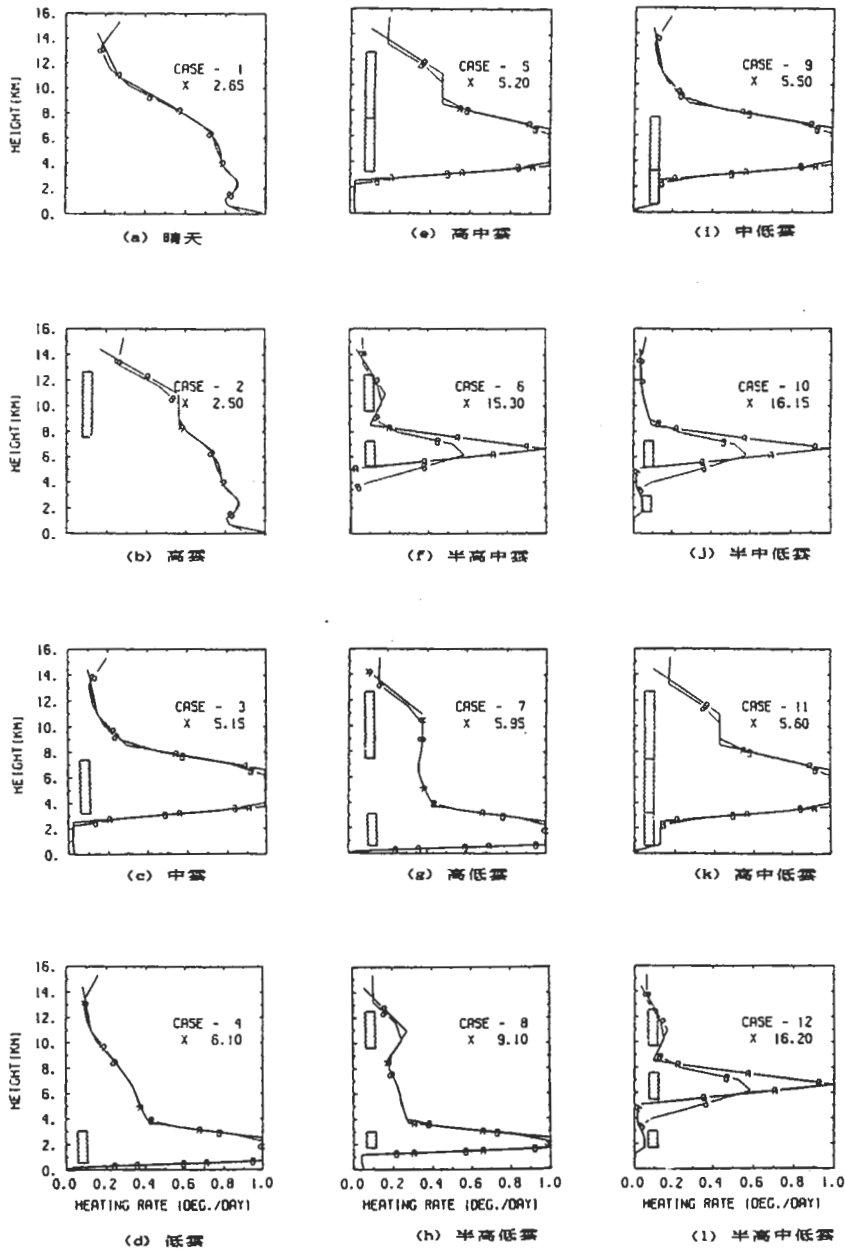


圖 4 參考表一假設之12類雲所造成之太陽輻射大氣加熱率垂直分佈。此時為熱帶大氣， $\mu_0=0.8$ ，地表反射率 $r_0=0.2$ 。圖內A—模式 [A]，18層，B—模式 [B]，26層。（圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。）

身之模擬計算過程相當穩定與可靠。但當雲層厚度減半時，譬如中雲減半，模式 [A] 估計在雲頂下將增溫約 $15^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，但模式 [B] 為 $10^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。此現象，主要是因為當解析度降低時，半中雲在模式 [A] 中大致為一層大氣的代表，而在模式 [B] 中為二層大氣的代表，因此太陽輻射淨通量之 1 次微分所得加熱率在模式 [A] 下會產生不合理之高值。基於以上發現，本文以下分析將採用模式 [B] 之結果。

詳細分析圖 4，大致所得與 Ou and Liou (1988) 相似，即在雲內會有增溫現象，而在雲下由於輻射穿透率減少，因此幾無加熱現象。不過在高雲下，由於雲內主要為冰晶所組合，太陽輻射穿透率高，因此雲下穿透率不受明顯影響。至於中、低雲間，則由於低雲之吸收率高，因此各別存在時，低雲內加熱率較高 ($6^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，中雲為 $5.1^{\circ}\text{C}/\text{day}$)。但當二者結合在一起時，由於太陽輻射由上往下傳遞，因此能量均在高層先行為中雲所吸收 (加熱率為 $5.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$)，而致低雲之影響微弱。至於高雲與中、低雲混合組合時，高雲內之加熱率 ($2\sim 2.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$) 較其單獨存在時 ($1.4^{\circ}\text{C}/\text{day}$) 為高，此因為中低雲之反射將太陽輻射多次反射至高層，而致高層能量吸收增加，因此加熱率增加。至於高雲下之中、低雲，其加熱特徵並不因高雲存在而明顯改變，此因為高雲之反射率很小，因此高、中或高、低雲間之多重反射，僅對高雲有加熱作用，對中、低雲影響極微。至於當各層雲層厚度減半時，(參考表二) 明顯地其對太陽輻射能量之吸收率並非亦同時減半，因此相當大的能量吸收聚集在減少的雲層內，很明顯地加熱率即會強烈增加。此所以半中雲內之加熱率為 $10^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，而半低雲內為 $9^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，至於半高雲則改變不顯著。至於半高、中、低雲系間之組合，其特性與前述高、中、低雲間組合後特性相似。

3.1.2 長波輻射傳遞

圖 5 詳繪 12 類雲組合下，垂直大氣冷卻率分佈情形。在晴天下，模式 [A] 與 [B] 所得接近，

誤差最大約為 $0.45^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，大約在 2 Km 高度附近。分析圖 3 知道 55% 以上的水氣都在 2 Km 以下明顯地模式解析度對吸收與放射水氣吸收波段的模擬，具重要影響。而當雲層出現時，雲底由於溫室效應產生增溫作用，雲頂則由於雲下長波輻射無法穿透至上層，因此產生冷卻作用。基本上，雲底增溫約在 $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 以內，但雲頂冷卻不同雲類可達不同高值。譬如高雲約達 $-2.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，中雲是 $-7.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，低雲是 $-9.2^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。此外，雲底下方同時亦因溫室效應，而致冷卻率降低，其減少幅度與雲底高度成反比。

比較模式 [A] 與 [B] 對雲層存在時，長波輻射傳遞所造成大氣冷卻的模擬。大致而言，當高雲存在時，誤差最大，尤其是出現在高層雲底下方。而當高、中雲同時出現時，中雲冷卻率的估計，差別最明顯。基本上，雲下溫室效應明顯，即向下輻射長波與向上輻射長波通量相當，且相互接近抵消，因此模式解析度的差異，在此處最明顯。高雲所在高度高，長波輻射通量因大氣溫度低而較弱，因此對模式解析度的敏感性最高。而當高、中雲同時存在時，二者之間的相互作用，更增加敏感性。仔細分析，模式 [A] 與 [B] 之誤差最大約在 $2\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，平均約在 $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 以內。也即除高、中雲同時存在外，其餘模擬均相互接近。本文以下乃決定採用模式 [B] 為分析雲對長波輻射之影響的工具。

當二或三層雲同時出現時，上層雲頂的冷卻率因雲層增厚，而均明顯加強。反之下層雲之冷卻率則均由於溫室效應而有下降現象。譬如高低雲同時存在時，高雲頂達 $-3.1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，較其單獨存在時為高；低雲頂達 $-3.9^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，則較其單獨存在時為明顯減少。此現象強烈支持吾人所發展之三層雲輻射模式，因為雲層間輻射傳遞之相互作用，對大氣冷卻之估計極為敏感。此外，當雲層厚度減半時，由於雲之光學特性與厚度成正比，因此上層雲之冷卻率略降，下層雲之冷卻率則增加。

3.2 雲對太陽短波輻射傳遞之影響對天頂角與地表反射率之敏感性

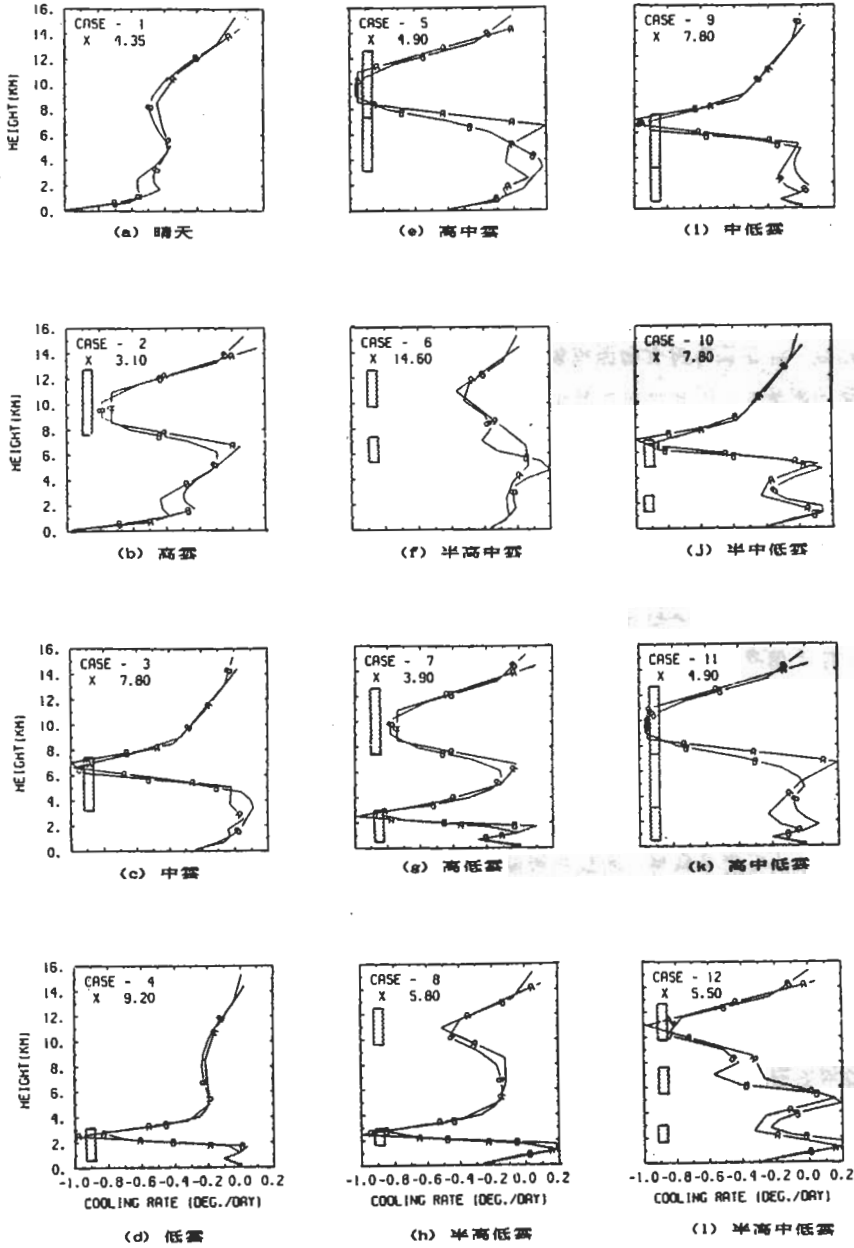


圖 5 參考表一假設之 12 類雲所造成之長波輻射大氣冷卻率垂直分佈，此時為熱帶大氣，26 層模式。圖內 A—模式 [A]，18 層；B—模式 [B]，26 層。（圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。）

表三：在不同天頂角與地表反射率下，12類雲組合（參考表一），所造成大氣層頂行星反射率 Re ，大氣穿透率 Tr ，與大氣穿透率（ Ab ）之變化。背景大氣為熱帶大氣。

雲類 特徵		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		晴天	高雲	中雲	低雲	高中雲	半高中雲	高低雲	半高低雲	中低雲	半中低雲	高中低雲	半高中低雲
熱帶大氣 $\mu_0 = 0.8,$ $r_s = 0.8$	Re	0.56	0.53	0.71	0.63	0.69	0.69	0.61	0.59	0.72	0.71	0.68	0.69
	Tr	0.16	0.17	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.00	0.01	0.01	0.01
	Ab	0.28	0.30	0.27	0.34	0.29	0.29	0.36	0.36	0.28	0.28	0.31	0.30
$\mu_0 = 0.8,$ $r_s = 0.5$	Re	0.36	0.35	0.71	0.63	0.68	0.69	0.60	0.57	0.72	0.71	0.68	0.69
	Tr	0.40	0.40	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.09	0.00	0.01	0.01	0.01
	Ab	0.24	0.25	0.26	0.33	0.28	0.28	0.35	0.34	0.28	0.28	0.31	0.30
$\mu_0 = 0.8,$ $r_s = 0.2$	Re	0.17	0.17	0.71	0.62	0.68	0.69	0.60	0.56	0.72	0.71	0.68	0.69
	Tr	0.61	0.62	0.04	0.06	0.04	0.04	0.06	0.12	0.00	0.02	0.01	0.01
	Ab	0.21	0.21	0.25	0.32	0.28	0.27	0.34	0.32	0.28	0.27	0.31	0.30
$\mu_0 = 0.5,$ $r_s = 0.2$	Re	0.18	0.24	0.74	0.66	0.72	0.72	0.65	0.62	0.74	0.74	0.72	0.73
	Tr	0.59	0.54	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.01	0.01	0.01	0.00
	Ab	0.23	0.22	0.23	0.30	0.25	0.25	0.31	0.30	0.25	0.25	0.27	0.27
$\mu_0 = 0.2,$ $r_s = 0.2$	Re	0.22	0.32	0.75	0.65	0.74	0.74	0.68	0.65	0.75	0.75	0.74	0.74
	Tr	0.51	0.43	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
	Ab	0.27	0.25	0.23	0.31	0.24	0.24	0.30	0.30	0.24	0.24	0.25	0.25

本節主要將分析在不同頂角與地表反射率下，雲對太陽輻射之影響的不同。所選取之雲組合仍為表一所列之12類雲組合，背景大氣為熱帶大氣。而選取之天頂角與地表反射率組合為（ $\mu_0 = 0.8$ ， $r_s = 0.8$ ），（ $\mu_0 = 0.8$ ， $r_s = 0.5$ ），（ $\mu_0 = 0.8$ ， $r_s = 0.2$ ），（ $\mu_0 = 0.5$ ， $r_s = 0.2$ ），與（ $\mu_0 = 0.2$ ， $r_s = 0.2$ ）。前三者為分析地表反射率對雲影響之敏感性，後三者為分析天頂角對雲影響之敏感性。

當地表反射率增加時，（參考表三）大氣層頂行星反射率 Re 明顯地亦同時增加。譬如晴天時，若 $r_s = 0.2$ ， $Re = 0.17$ ；若 $r_s = 0.5$ ， $Re = 0.36$ ；而 $r_s = 0.8$ ， $Re = 0.56$ 。由於反射率增加大氣穿透率即明顯減少，但多重反射效應加強，所以大氣吸收率即隨 r_s 增加而增加。圖6a即指出大氣加熱率因吸收率增加而增加，此時近地面之加熱率，當 $r_s = 0.2$ 時為 $2.6^\circ C/day$ ， $r_s = 0.5$ 時為 $4.2^\circ C/day$ ，當 $r_s = 0.8$ 時

為 $6.0^\circ C/day$ 。當高、中、低雲各別存在時，基本上地表反射率對輻射場之敏感性與晴天時同，尤其是在高雲時，（圖6b）雲內加熱率隨 r_s 增加，而由 $1.4^\circ C/day$ 增加至 $1.9^\circ C/day$ 再增加至 $2.4^\circ C/day$ 。中或低雲時影響稍弱（圖6c，d）。當高雲與中或低雲組合時（圖6e，f，g，h）。高雲內加熱率增加至約 $2.1^\circ C/day$ ，不過此並非因為地表反射率增加所致，而是因為高、中或高、低雲間之多重反射，造成高雲內輻射能量吸收加強所致。地表反射率增加所造成多重反射效應加強的效應，主要造成中或低雲的加熱率加強，其特性與中、或低雲單獨存在時並無不同。而當中、低雲組合在一起時（圖6i，j，k，l），地表反射率增加所造成 Re ， Tr ， Ab 或大氣加熱率的效率，幾可謂微乎其微。此因為太陽輻射由上而下，當中、低雲組合在一起時輻射主要為中雲所反射或吸收，穿透量本即很少（至多 $Tr = 0.04$ ），因此地表反射率增加所造成之多重反射

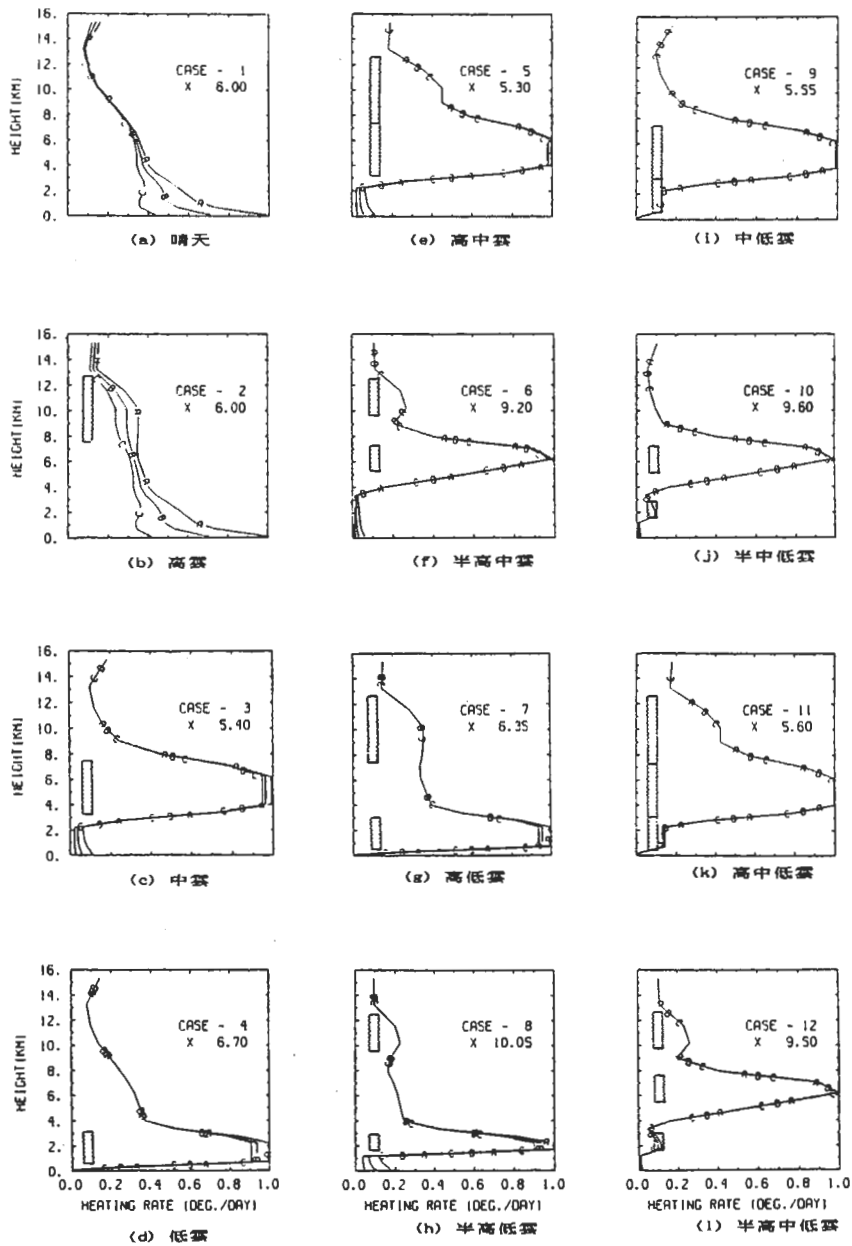


圖 6 參考表一假設之 12 類雲所造成之太陽輻射大氣加熱率垂直分佈，此時為熱帶大氣，26 層模式。 $\mu_0 = 0.8$ 。圖內 A- $r_0 = 0.8$ ；B- $r_0 = 0.5$ ；C- $r_0 = 0.2$ 。
 (圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。)

表四：熱帶區中緯度區與次極區平均雲底與雲厚。
(單位：公里) (London, 1957)

	雲 類	熱 帶 區 (5° S , 5° N)		中 緯 度 區 (45° S , 45° N)		次 極 區 (75° S , 75° N)	
		雲底	雲厚	雲底	雲厚	雲底	雲厚
1	高 雲 (Ci , Cs , Cc)	9.5	1.7	8.7	1.7	6.5	1.7
2	中 雲 (As , Ac)	3.8	1.1	3.4	0.4	2.3	0.6
3	兩層雲 (Ns)	1.1	2.7	1.3	0.82	0.8	1.4
4	層 雲 (St)	1.1	0.1	1.3	0.1	0.8	0.1
5	低 雲 (Cu , Sc)	1.2	1.0	1.6	0.82	1.1	0.6
6	雨積雲 [Cb)	1.2	4.3	1.6	3.0	1.1	1.9

效應對低雲或中雲內吸收率影響不大。至於雲層厚度減少後，與地表反射率間之敏感性，大致與前述相似。

當天頂角增加時（即 μ_0 減少），進入大氣層內之太陽輻射能量也逐漸減少，所以大氣加熱率明顯減少（圖 7a ~ 1）。分析表三，可注意到此時由於太陽輻射所經過之大氣層厚度（正比於 $1/\mu_0$ ）增大，因此反射效應加強，所以行星反射率隨天頂角增加而增加，雖然地表反射率並未改變。晴天時， $\mu_0 = 0.8$ ， $Re = 0.17$ ； $\mu_0 = 0.5$ ， $Re = 0.18$ ； $\mu_0 = 0.2$ ， $Re = 0.22$ 。Re 增加，亦造成多重反射加強效應，所以大氣吸收率 Ab 由 0.21，增至 0.23，再增至 0.27；而大氣穿透率自然隨天頂角增加而減少。不過由於進入大氣層內之輻射量減少，所以雖然 Ab 隨 μ_0 減少而增加，但加熱率卻不斷減少。晴天時近地面加熱率由 $2.65^\circ C/day$ 降至 $1.6^\circ C/day$ 再降至 $0.5^\circ C/day$ （圖 7a）。當高、中、低雲單獨存在時， μ_0 減少，Re 亦明顯增加，其中尤以高雲造成 Re 增加率最大。且高雲亦造成吸收率隨 μ_0 減少而增加，但中、低雲則反之。不過，大氣加熱率在雲內，均是明顯地隨天頂角增加而減少（圖 7b, c, d）。當高、中、低雲分別組合在一起時，明顯地 Re 仍隨 μ_0 減少而增加，Ab 則明顯減少，

此時大氣穿透率基本上已相當微小，不過也具隨 μ_0 減少而減少的特性。至於雲層厚度減少時的特徵，基本上其特性與 3.1.1 節中所述相似，對天頂角改變之敏感性亦與雲層厚度增倍時相似。至於垂直大氣加熱率分佈特徵，並不因天頂角增加而作大幅度改變，但數值則明顯減少（圖 7a ~ 1）。

3.3 在不同氣候區雲影響之特徵

前 2 節中討論，均選擇理想中之高、中、低雲組合分析，而實際大氣中雲類應包括表四中所列高雲 (Ci , Cs , Cc)、中雲 (As , Ac)、兩層雲 (Ns)、層雲 (St)、低雲 (Cu , Sc)，與雨積雲 (Cb) 等數類。依據 London (1957) 分析，這些雲在各緯度區的特性，譬如雲底高度、雲層厚度均不一致（表四），而各緯度區大氣狀況也不一致（圖 3，Mc Clatchey et al. 1971），因此雲影響在不同緯度氣候區的特性如何，乃為非常值得分析的對象。本節中將各類雲組合成 16 類，並研究各類雲在不同緯度區對太陽輻射的影響（取 $\mu_0 = 0.8$ ， $r_g = 0.2$ ）。

3.3.1 太陽短波輻射傳遞

表五詳列在各氣候區，不同雲組合下，行星反射率，大氣吸收率與大氣穿透率。圖 8 則為大氣加熱率之垂直分佈。

在晴天時，行星反射率隨緯度升高與季節變冷

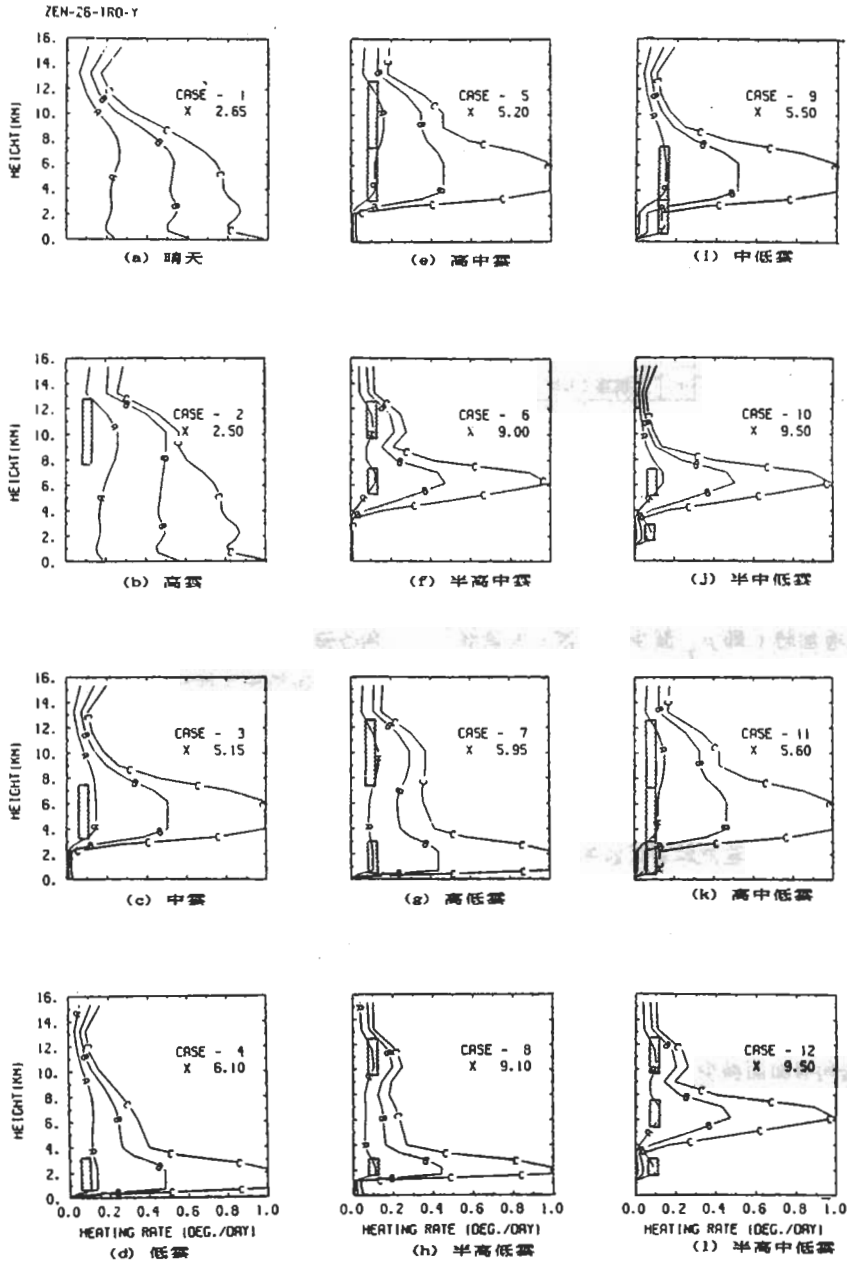


圖 7 參考表一假設之 12 類雲所造成之太陽輻射大氣加熱率垂直分佈，此時為熱帶大氣，26 層模式。 $r_0 = 0.2$ 。圖內 A— $\mu_0 = 0.2$ ；B— $\mu_0 = 0.5$ ；C— $\mu_0 = 0.8$ 。（圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。）

表五：在不同氣候區內，16種不同雲組合下（參考表四），大氣層頂行星反射率 Re ，大氣穿透率 Tr ，與大氣吸收率 Ab ， $Re + Tr + Ab = 1$ 。 $\mu_0 = 0.8$ ， $r_0 = 0.2$ 。

氣候區		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
		晴天	Ci	As	Ns	St	Cu	Cb	Ci As	Ci Ns	Ci St	Ci Cu	Ci Cb	Ci As St	Ci As Cu	As St	As Cu
熱帶區	Re	0.17	0.16	0.67	0.63	0.34	0.50	0.66	0.66	0.62	0.35	0.52	0.63	0.66	0.67	0.68	0.68
	Tr	0.62	0.64	0.06	0.06	0.36	0.17	0.06	0.06	0.06	0.35	0.16	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02
	Ab	0.21	0.20	0.27	0.31	0.30	0.33	0.28	0.28	0.32	0.30	0.32	0.29	0.30	0.31	0.29	0.30
中緯度 夏季	Re	0.18	0.17	0.56	0.60	0.36	0.50	0.64	0.56	0.60	0.36	0.53	0.64	0.57	0.59	0.58	0.59
	Tr	0.63	0.64	0.18	0.06	0.36	0.21	0.06	0.18	0.06	0.36	0.16	0.06	0.12	0.07	0.11	0.08
	Ab	0.19	0.19	0.26	0.34	0.28	0.30	0.30	0.26	0.34	0.28	0.31	0.30	0.31	0.34	0.31	0.33
中緯度 冬季	Re	0.19	0.18	0.57	0.63	0.37	0.51	0.66	0.56	0.62	0.37	0.55	0.63	0.58	0.59	0.59	0.61
	Tr	0.65	0.66	0.19	0.06	0.38	0.22	0.06	0.19	0.06	0.37	0.16	0.06	0.12	0.08	0.12	0.08
	Ab	0.16	0.16	0.24	0.31	0.25	0.27	0.28	0.25	0.32	0.26	0.29	0.29	0.30	0.33	0.29	0.31
次極區 夏季	Re	0.18	0.18	0.59	0.62	0.36	0.46	0.63	0.59	0.62	0.37	0.54	0.63	0.59	0.60	0.60	0.60
	Tr	0.64	0.65	0.13	0.06	0.36	0.26	0.06	0.13	0.06	0.36	0.16	0.06	0.09	0.07	0.09	0.08
	Ab	0.18	0.17	0.28	0.32	0.28	0.28	0.31	0.28	0.32	0.27	0.30	0.31	0.32	0.33	0.31	0.32
次極區 冬季	Re	0.19	0.18	0.60	0.64	0.37	0.47	0.65	0.59	0.63	0.38	0.55	0.64	0.60	0.61	0.61	0.62
	Tr	0.67	0.68	0.14	0.06	0.38	0.27	0.06	0.14	0.06	0.37	0.17	0.06	0.09	0.07	0.09	0.07
	Ab	0.14	0.14	0.26	0.30	0.25	0.26	0.29	0.27	0.31	0.25	0.28	0.30	0.31	0.32	0.30	0.31

而升高，大氣穿透率亦同，但大氣吸收率則反之。其結果造成明顯地，大氣加熱率隨緯度降低與季節變暖而升高（圖 8a）。在近地面則以中緯度夏季時加熱率最大。此些現象，主要應與水氣含量隨緯度降低與季節變暖而增大有關。大致而言，加熱率之差距，約在 $1.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 以內。

當 Ci 存在時，行星反射率與大氣吸收率均有微弱減小，而大氣穿透率增加。但由圖 8b 中可注意到，垂直大氣加熱率並未受到顯著影響，僅在 Ci 雲層內產生加熱效應。最大在熱帶地區，約造成 $1.0^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 增溫效應，而在次極區亦造成 $0.6^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 增溫。

當 As 存在時，行星反射率急速增加，但大氣吸收率亦同時增加，因此大氣穿透率減低到約 $0.19 \sim 0.06$ 。此時 Re 在熱帶最大，約為 0.67 ；次極區次之，約為 $0.59 \sim 0.6$ ；中緯度最小約 $0.56 \sim 0.57$ 。穿透率則以熱帶區最小（ 0.06 ），次極區次之（ $0.13 \sim 0.14$ ）；中緯度最大（ $0.18 \sim 0.19$ ）。因此大氣吸收率反而在各氣候區差距不大（ $0.24 \sim 0.28$ ）。其反映在大氣加熱率上，

即是 As 雲內吸收大量熱量，因此造成明顯增溫。熱帶區內達 $8.0^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，次極區達 $9.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，中緯度則達 $9.0^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。（圖 8c）。由於各地區雲層高度不一致，（參考表四），是以圖中增溫區高度不一致。

當 Ns 存在時，大氣吸收率與行星反射率均一致增加，前者約在 $0.6 \sim 0.64$ 間，後者約在 $0.3 \sim 0.34$ 間。大氣穿透率則降至 0.06 。分析圖 8d，可注意大氣加熱率亦在雲內達高值，但隨緯度而變。譬如熱帶區為 $6.2^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，中緯度夏季為 $29.9^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，冬季為 $15.4^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，次極區夏季為 $10.2^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，冬季則 $10.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。為何會有如此明顯差距呢？雖然 Re，Tr 與 Ab 在各緯度間，並無明顯差別。此原因有二，而 80% 因素為第一個原因，即若分析表四，可注意到 Ns，在熱帶區厚度為 2.7 km ，而在中緯度僅為 0.82 km ，在次極區則為 1.4 km 。因此設若不同緯度區 Ns 雲吸收到一致的太陽輻射能量，但在熱帶區需分佈到較厚的雲內，因此加熱率自然會較 Ns 雲較薄的中緯度地區為低。本節中分析

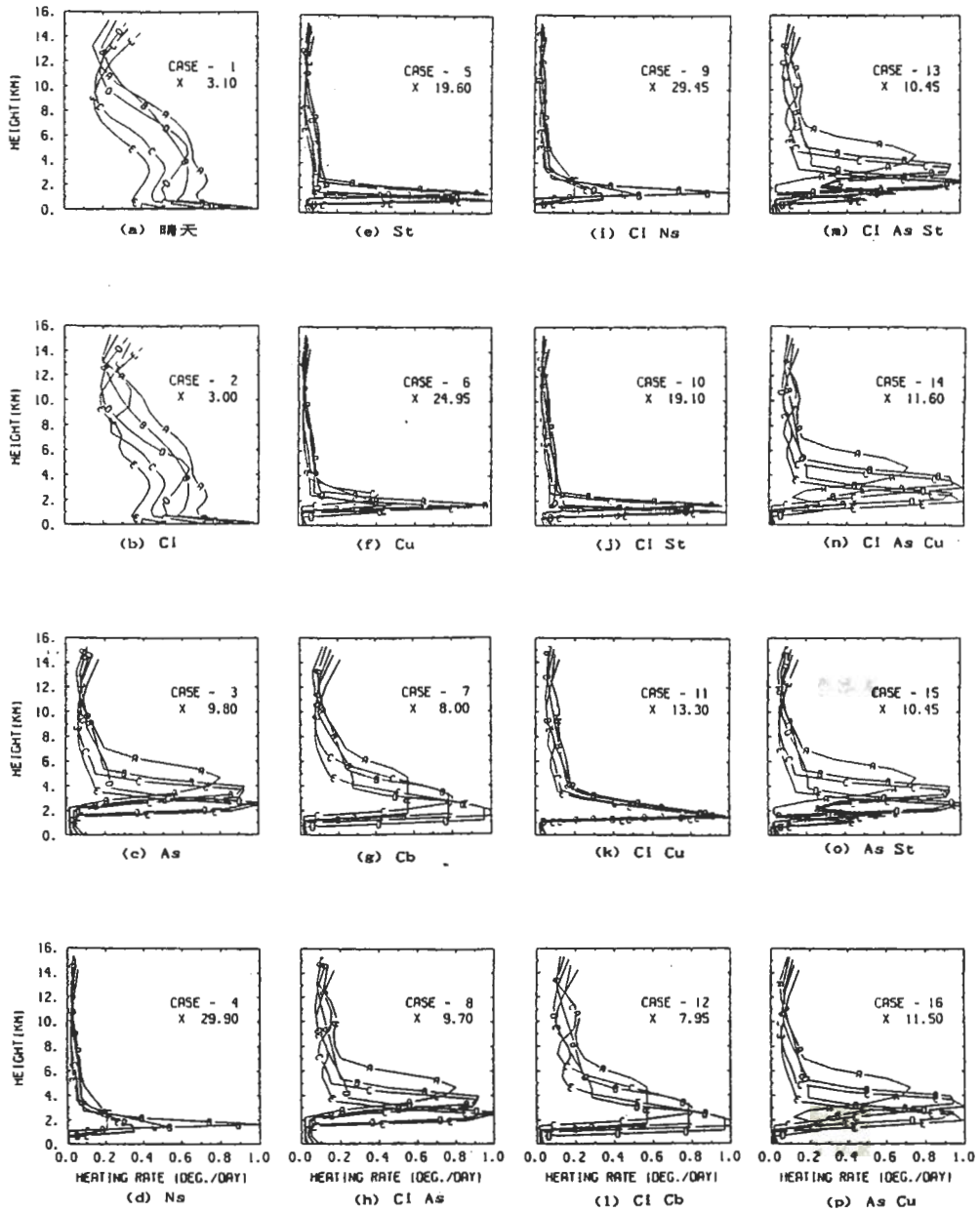


圖 8 參考表四與表五假設之 16 類雲所造成之太陽輻射大氣加熱率垂直分佈，此時 $\mu_0 = 0.8$ ， $r_0 = 0.2$ 。圖內 A—熱帶大氣；B—中緯度夏季大氣；C—中緯度冬季大氣；D—次極區夏季大氣；E—次極區冬季大氣。（圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。）

其他各類雲影響特性時，許多差異均與上述原因有關。此外，另外20%的原因，則為本模式採用 σ 座標，因此若地表氣壓 P_s 不同，則相對應之 Z 座標一定不同。此可以中緯度夏季與冬季 N_s 雲內加熱率不同說明之，在夏季， P_s 為1013 mb，在冬季為1018 mb，(McClatchey et al., 1971)，因此 N_s 雲在夏季時，在模式中為二層大氣所代表，但在冬季時僅一層大氣所代表。第3.1.1節中早已說明垂直解析度對雲影響分析的重要性，因此才會有加熱率在不同緯度區間的差距，後述者基本上為所有模式所不可避免的問題，吾人也不可能無限制地擴張解析度，而其所造成的誤差至多在 $1^\circ\text{C}/\text{day}$ 附近(約10%以內)，因此仍是可以接受的。

當 St 雲存在時，行星反射率較晴天增加1倍(0.34~0.37)，而大氣穿透率約減少一半(0.36~0.38)。大氣吸收率約為(0.25~0.30)，並顯然具緯度低、氣溫高時， Ab 值高的特性。雲內加熱率在各緯度區內均很高($19.6^\circ\text{C}/\text{day}$)。此時由於穿透率在0.36附近，因此雲下加熱率仍可達 $1.5^\circ\text{C}/\text{day}$ (圖8e)。

當 Cu 雲存在時，行星反射率較晴天時為高(0.46~0.51)，穿透率則降至0.17~0.27，大氣吸收率升至0.26~0.3間。明顯地，緯度愈高，季節愈冷，吸收率愈低，而穿透率愈高。表四中 Cu 雲，在中緯度最薄(0.82 Km)，次極區次之(0.6 Km)，熱帶區為1 Km。而雲內加熱率熱帶地區達 $24.95^\circ\text{C}/\text{day}$ ，中緯度夏季達 $12^\circ\text{C}/\text{day}$ ，冬季達 $10.1^\circ\text{C}/\text{day}$ ，次極區夏季達 $10.9^\circ\text{C}/\text{day}$ ，冬季達 $20^\circ\text{C}/\text{day}$ 。其中彼此之差距與大氣吸收率、雲層厚度，以及模式垂直解析度，均有關聯。此時由於大氣穿透率較小，因此雲下加熱率約在 $0.5\sim 1^\circ\text{C}/\text{day}$ 間。

當 Cb 雲存在時行星反射率增加至0.63~0.66，大氣吸收率約在0.28~0.31，而穿透率降至0.06，基本上 Re ， Tr ， Ab 在各緯度區彼此非常接近。不過，表四中 Cb 雲在熱帶區厚4.3 Km，中緯度3 Km，次極區0.9 Km。因此，雲

內加熱率，熱帶約為 $4.6^\circ\text{C}/\text{day}$ ，中緯度 $6.3\sim 6.4^\circ\text{C}/\text{day}$ ，次極區 $7.7\sim 8^\circ\text{C}/\text{day}$ ，差距明顯。圖8f中更顯示由於雲底，雲頂高度不同，垂直大氣加熱率分佈亦不一致。

以下將討論二或三層雲的情形。當 Ci 雲與 As ， N_s ， St ， Cu 或 Cb 雲組合在一起時，明顯地，表五中 Re ， Tr ， Ab 僅是略微地偏離 As ， N_s ， St ， Cu 或 Cb 單獨存在時的數值。顯示高雲對整體太陽輻射傳遞影響薄弱，此可能與其內部主要含冰晶，因此太陽輻射穿透率高有關。再比較圖8h與圖8c，圖8i與圖8d，圖8j與圖8e，圖8k與圖8f，圖8l與圖8g，可注意到6 Km以下，除圖8k Ci 與 Cu 組合時，垂直大氣加熱率彼此非常相似，不過 Ci 雲內加熱率均較其單獨存在為高，而 $As\sim Cb$ 等雲內加熱率，除 Cu 外，均較其單獨存在時微弱減小。此顯示 Ci 與 $As\sim Cb$ 雲間之多重反射，加強 Ci 內太陽輻射的吸收，因此促成加熱率升高，而多重反射對 As 等雲影響微弱。至於 Ci 與 Cu 間之多重反射，則不僅造成 Ci 內加熱率升高，亦造成 Cu 內加熱率升高(除在熱帶區)，此應與 Cu 本身之輻射吸收率有關。

當 As 雲與 St 或 Cu 雲同時存在時，表五顯示行星反射率與大氣吸收率均較 As 雲單獨存在時高，大氣穿透率卻明顯減少。表五顯示此時之 Re 值在熱帶最高，次極區次之，中緯度最小，此特徵與 As 雲單獨存在時相似。顯示上層雲對由上向下傳送之太陽輻射較具影響。分析圖8o與8p，則可注意到 As 雲內加熱率較 As 雲單獨存在時為高，此顯示 As 雲與 St 或 Cu 雲間之多重反射，使 As 雲吸收大量輻射能量。比較圖8o，8p與8c，可注意到， As 雲高度附近之大氣加熱率分佈大致與其單獨存在時相似。至於低雲之 St 或 Cu 雲，若比較圖8o與圖8e，圖8p與圖8f，則可注意到雲內加熱率顯著地較其單獨存在時為低。此外，低雲內加熱率以中緯度最高，次為次極區，再次為熱帶區；此特徵相對的就是 As 雲內加熱率以熱帶區最高，次為次極區，再次為中緯度。此現象與

表五中顯示大氣吸收率介於(0.29~0.33)，在各區內差異不大有關。

當Ci雲與As, St雲或As, Cu雲組合成三層雲時,表五顯示行星反射率略較二層雲時為低,大氣吸收率則略增加。此當然與Ci之太陽輻射穿透率高有關,也與輻射在Ci, As間多重反射再被Ci吸收,而致行星反射率減少有關。圖8m與圖8n,和圖8o與圖8p相較,可注意到大氣穿透率在6Km以下並不因二層或三層雲而有太大差距,倒是Ci雲內加熱率明顯地較Ci單獨存在時高,但不一定較Ci雲與As~Cb雲組合成二層雲時為高。

3.3.2 長波輻射傳遞

圖9為在各氣候區,16類不同雲組合下,長波輻射所造成之大氣冷卻率垂直剖面。

在晴天時,冷卻率隨緯度升高與季節變冷而降低。冷卻率最高在地面上,且以熱帶區達 $-4.35^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 為最大值。此現象應與水汽含量隨緯度升高與季節變冷而減少,同時大氣溫度降低等有關。溫度降低使得黑體輻射通量減少,水汽減少使得淨長波輻射通量在垂直上,經由水汽吸收與輻射長波所造成之變化曲率亦同時減少。

當單層雲出現時,雲所造成之溫室效應非常明顯。也即雲頂冷卻,雲底與下方增溫。譬如Ci(圖9b),亦造成明顯地地面上冷卻減少。在As, Ns, St, Cu, 與Cb等雲下方,冷卻率更減少至趨近於0,顯示雲下溫室增溫作用的顯著。在各雲底附近,冷卻率亦變成增溫率。

由於各氣候區雲的高度與厚度不同,因此其所造成的效應亦不一致。譬如As在熱帶區影響顯著【雲頂冷卻率達 $-8.6^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 】;而Ns在中緯度夏季大氣影響顯著(雲頂冷卻率 $-16.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$);St則在各區均造成約 $-17.45^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 的雲頂冷卻率;Cu在次極區造成約 $-17.6^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 雲頂冷卻率,次為熱帶區,再次為中緯度;Cb則大致造成 $-7.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 雲頂冷卻率。值得注意的是,即若在同一緯度區,雲特性一致,但雲層冷卻高度卻不一致。

為何雲在各地區影響不一致呢?一為即若在晴天時由於溫度剖面與水汽剖面不同,輻射通量大小卻不一致,因此受雲影響不一致。二為雲層厚度不一致,以及近地面氣壓Ps不一致。因此雲在各地區為模式所代表之層次不一致,此可以Ns在中緯度夏季大氣與冬季大氣之不同,以及Cb雲在各緯度區之不同等說明之。不過有一點卻是相當一致的,即是雲層愈薄譬如St,其雲頂冷卻率就愈顯著。反之,雲層厚者如Cb,其所造成之溫室效應就稍微弱。當然Ci雲所伴同之微弱溫室效應,並非與雲層厚度薄有關,而是其所在高度高,輻射通量因大氣溫度低而弱,且Ci雲之主要含冰晶,並非完全為黑體吸收輻射所致。

當Ci雲與As, Ns, Cu, 與Cb等雲組合成二層雲時,大氣冷卻率的垂直剖面明顯地受低層雲主宰,但雲頂冷卻率則同時降低(較低層雲單獨存在時)。此原因在第3.1.2節中已有說明,即高層雲加強整體大氣之溫室效應,是以高層雲以下,淨輻射通量減少,冷卻率降低。值得注意的是,垂直大氣冷卻率剖面的變化顯著,較晴天、或單層雲存在時,均應是更與模式之解析度相關性高。

當As雲與St或Cu組合成二層雲時,As雲底以下溫室效應,使得低雲之冷卻率顯著減少(與單獨存在時相比較),而As雲頂冷卻率則並未明顯偏離單獨存在時之特徵(約 $-8.6^{\circ}\text{C}/\text{day}$)。

當Ci, As, St或Ci, As, Cu等三層雲存在時,高層雲底以下溫室效應,雖然造成冷卻率的增加(比較圖9m與圖9o;圖9n與圖9p),As雲頂冷卻率約降低至 $-5.2^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。值得注意的是,此時雲頂冷卻率最高仍在As雲頂,而非在Ci或低層雲頂。此顯示As雲底以下溫室效應能顯著改變低雲附近淨輻射通量,但Ci雲卻無相似能力改變As雲之特徵。此明顯地與Ci雲含大量冰晶,非為完全黑體,因此不如As雲為完全黑體所造成之溫室效應顯著。(Liou and Ou, 1983)

3.4 討論

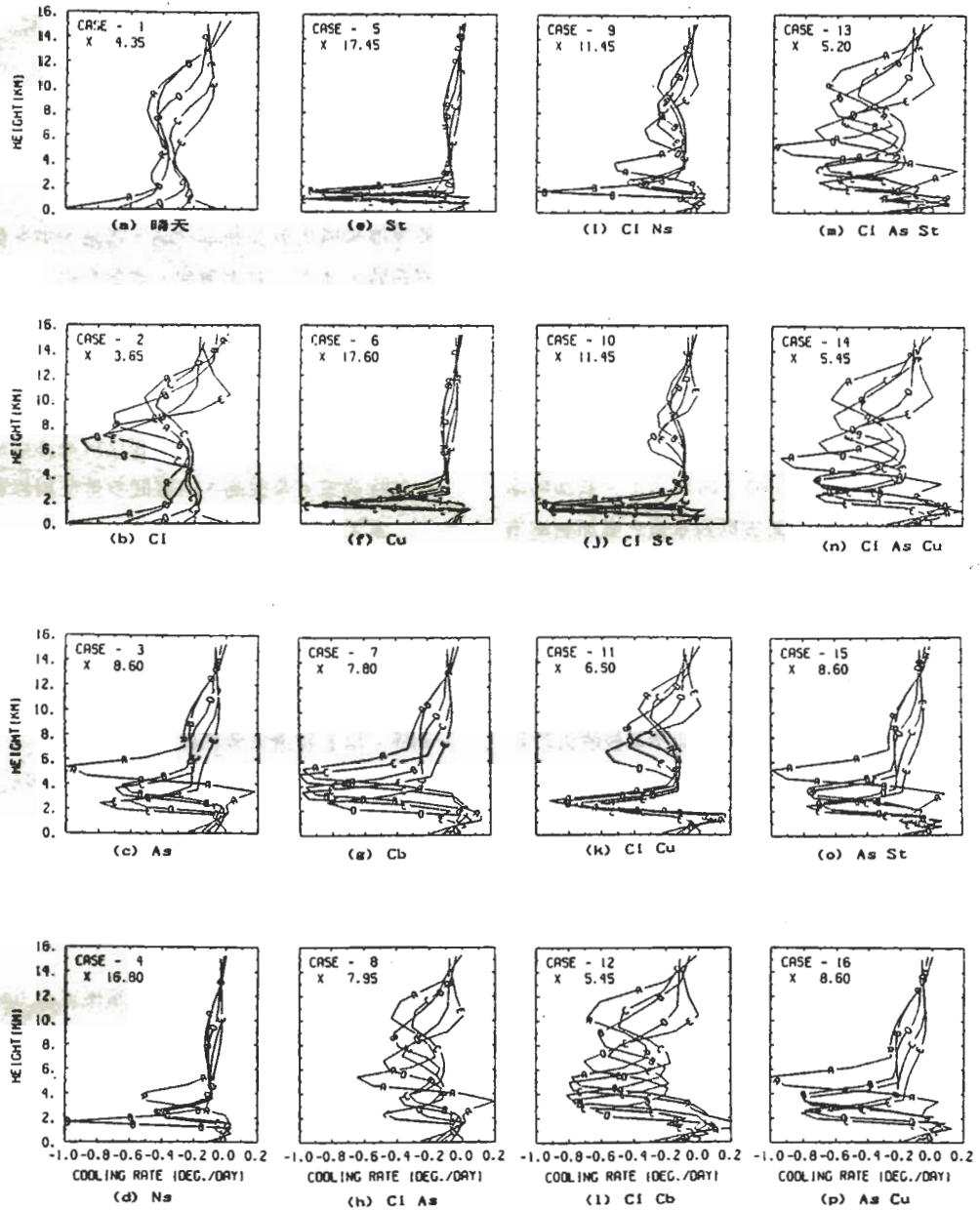


圖 9 參考表四與表五假設之16類雲所造成之長波輻射大氣冷卻率垂直分佈，圖內 A 一熱帶大氣；B 一中緯度夏季大氣；C 一中緯度冬季大氣；D 一次極區夏季大氣；E 一次極區冬季大氣。（圖內數值均已正常化，只須乘以圖中常數，即得原值。）

輻射模式之垂直解析度，對一層、二層或三層雲存在下之大氣輻射傳遞影響模擬，基本上不同造成整體大氣反射，吸收與穿透特徵的明顯差異，但對垂直氣加熱率的計算卻具重要影響，尤其是對薄雲內突然增高之加熱率，很易造成高估的現象。本文內採用26層模式，所得雲內加熱率一般而言造成誤差不大，第3.3節分析顯示高估至多約在 $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，約為10%以內誤差。

第3.1.1節分析顯示，一層雲存在時雲內明顯地會有增溫現象，大氣加熱率特別大，此顯示雲之太陽輻射吸收明顯。不過，同時其反射率亦顯著，因此造成大氣穿透率減少，雲下大氣加熱率顯著降低。不過，高雲主要為冰晶組合，其對行星反射率影響較小，吸收率亦不高，因此雲下大氣加熱率分佈與晴天時相似。中低雲則對垂直大氣加熱率有明顯影響。

至於當二、三層雲存在時，主要為中層雲所主宰，因為太陽輻射由上向下傳送，且高雲輻射穿透率大。此時由於高、中雲間之輻射多重反射，反造成高雲吸收多餘能量，因此雲內加熱率較晴天時為高。而中、低雲則並不因多重反射作用，而致有任何顯著改變。倒是中雲之下低雲，由於輻射能量為中雲所阻擋，因此雲內加熱率不高，僅有因中雲雲層厚度減半時，才會因輻射吸收率增加而致加熱率升高。同時，當各層雲層厚度減半時，大氣吸收率並不因此減半，因此大量能量為較薄雲所吸收，雲內加熱率顯著升高。

第3.1.2節分析顯示，由於高、中雲間長波輻射傳遞對模式解析度至為敏感，因此模式[A]與[B]間差距可達 $2\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。但在其餘所考慮之各類雲組合下，差距最大在 $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 以內。本文決定以解析度高之模式[B]為分析長波受雲影響之主要工具。基本上，長波輻射受雲之溫室效應影響，會造成雲底增溫與雲下冷卻率降低。同時，由於長波輻射穿透至雲頂以上之輻射通量減少，所以雲頂之冷卻率顯著增加。當二或三層雲出現時，由於雲層增厚，高層雲頂之冷卻率更形加降，低層雲底及下方則明顯地冷卻率減少，且有增溫

現象。

本文所模擬積雲(Cu)對長波輻射冷卻率影響之情形，與所造成雲頂冷卻($-10^{\circ}\text{C}/\text{day}$)，雲底增溫($1^{\circ}\text{C}/\text{day}$)，與cox and griffith(1979)分析所得接近。

第3.2節分析發現，在晴天時，地表反射率增加會加強行星反射率，但亦因多重反射造成大氣吸收率增加與大氣加熱率升高。當高、中、低雲單獨存在時，地表反射率增加，亦會有相似影響。當二層雲存在時，若上層雲為高雲，則地表反射率之影響仍在。若上層雲為中雲時，則由於中雲反射率高，地表反射率的改變對整體太陽輻射的傳遞無顯著影響。若三層雲存在，則地表反射率亦無顯著影響，此時高雲主要受高、中雲間多重反射影響。

當天頂角增加時，則由於太陽輻射所經路徑增大(正比於 $1/\mu_0$)，因此大氣層頂之行星反射率增加，同時由於多重反射亦造成大氣吸收率增加。但是由於進入大氣內之太陽能量減少(正比於 μ_0)，因此大氣加熱率明顯地不斷減少。當雲存在時，以上特徵大致相似。

第3.3.1節詳細分析Ci, As, Ns, St, Cu, Cb等雲組合在熱帶區、中緯度夏季，中緯度冬季，次極區夏季與次極區冬季等氣候區內，對太陽輻射傳遞影響之特徵。大致而言，由於此處考慮實際雲與大氣資料，因此較為複雜。不過其中彼此交互影響，而致造成實際所獲得表圖6a~p等結果的主要因素可整理如下：

1. 各氣候區內垂直溫度與水汽分佈不一。至於臭氧主要影響平流層內輻射傳遞。所以在晴天時，大氣加熱率暖季較冷季為高，低緯度亦較高緯度為高。

2. 各類雲在不同氣候區內，雲底高度不同，雲層厚度也不一致。此與各氣候區內對流層頂高度不同有關。影響所及，就是在以高度為座標的垂直大氣加熱率剖面上，明顯地同一類雲，卻在不同高度吸收大量能量，造成高加熱率。其次，則由於厚度不同，亦造成雲內加熱率不一，雖然其整體大氣吸收率在各氣候區很接近，此以Ns雲為最明顯。

3. 模式垂直解析度亦對計算結果有所影響，譬如同在一緯度區，但夏季與冬季之大氣結構不同，而致 σ 座標造成同一類雲在不同季節內，在模式中為不同大氣層所代表，而致大氣加熱率所得亦有差距。不過誤差約在 $1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 以內，亦約造成10%誤差。

4. Ci 雲由於為冰晶所組成，太陽輻射穿透率大，因此單獨存在時，對下層加熱率剖面幾無影響。而當Ci 雲下有其他雲存在時，又能經多重反射過程，吸收多餘輻射，而致大氣加熱率顯較其單獨存在時為高。至於Ci 雲下，亦僅Cu 雲亦能經多重反射過程而增加吸收輻射，其他類雲多不受影響。

5. 中雲(As, Au) 與低層雲(St, Cu) 組合時，明顯地中雲內加熱率升高，且由於行星反射率加強，低雲內加熱率均明顯下降。若當三層雲存在時，基本上為As 雲以下加熱率剖面不受顯著影響。

第3.3.2節詳細分析Ci, As, St, Cb等雲組合在熱帶區、中緯度夏季、中緯度冬季、次極區夏季、與次極區冬季氣候區內，對長波輻射傳遞影響之特徵。大致而言，由於此處考慮實際雲與大氣資料，因此較為複雜。其中主要特徵可整理如下：

1. 各地區垂直溫度與水汽分佈不一。大氣冷卻率暖季較冷季為高，低緯度亦較高緯度為高。

2. 雲對長波輻射傳遞，有明顯之溫室效應。即造成雲底以下淨輻射通量減少，冷卻率降低（趨近於0）。同時也由於向上傳送之長波輻射通量減少，因此雲頂具明顯之冷卻現象。譬如St 雲頂即具約 $-17.45^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 之冷卻率。至於雲底附近則有增溫現象。

3. 由於各氣候區淨輻射通量大小不一致，各類雲層之所在高度與雲層厚度亦不一致，同時地表氣壓不一致，因此同一類雲卻在不同氣候區具不相似之影響。譬如Cb 其雲頂冷卻高度即在同一緯度區因季節不同也有相當大之差別。

4. 二層雲或三層雲同時存在時，高層雲之溫室

效應會使得雲底以下冷卻率降低（較低層雲單獨存在時），此點支持吾人所發展之多層雲模式。譬如As 與St 二層雲同時存在，St 附近之冷卻率皆明顯較其單獨存在時為減小。而若Ci 雲在高層，基本上亦能促成相當之雲底增溫作用，但由於Ci 雲內主要含冰晶，非為完全黑體，因此垂直大氣冷卻率剖面仍受中、低層雲所主宰。

四、結論

本研究為Ou and Liou (1988) 的後續研究，在Ou and Liou (1988) 中，主要重點為發展三層雲模式，並將之與複雜之重複/增加模式(doubling/adding scheme)相比較。由於實際觀測雲與輻射之相關的資料缺乏，因此一般皆以與複雜之輻射模式在相同條件下的比較，為決定參數式模式的可靠性。

本研究之重點在分析模式垂直解析度對輻射傳遞模擬的影響，以及詳細分析單層雲，二層雲與三層雲對太陽短波與行星長波輻射傳送的影響，尤其是對垂直大氣加熱/冷卻率剖面的影響。由於觀測資料缺乏，所作各類模擬與解釋，均著眼於瞭解雲在輻射傳遞過程中所佔之角色，以及分辨單層雲與多層雲對輻射影響之差別。至於輻射所造成之大氣加熱/冷卻率，在有雲時平均最大值約為 $\pm 10^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，相當 $1 \times 10^{-4}^{\circ}\text{C}/\text{sec}$ ，乃屬於中尺度以上數值模式所應注意者。

詳細的分析與討論已於第三章中說明，尤其第3.4節更完整地詳列分析重點。值得再加強調者為：

1. 模式垂直解析度對輻射傳遞模擬相當敏感，但如何尋求得最恰當之垂直結構，實需因應研究題目之不同而作調整。

2. 雲存在對太陽短波輻射明顯加強行星反射率，減少大氣穿透率，但同時加強大氣吸收率，因此雲附近有增溫作用，雖然能量穿透至地面之部份顯著減少。而雲對長波輻射明顯有溫室效應，因此雲底下淨輻射通量減少，冷卻率減少，雲底亦有增溫

現象，但同時雲頂則有顯著冷卻現象。

3. 多層雲存在，對太陽短波輻射傳遞影響，主要由中層雲所主宰，因為輻射由上向下，低雲內加熱率微弱。至於高層之 Ci 雲則因多重反射，增加吸收能量的機會，因此雲內加熱率反增加。

4. 多層雲存在，對行星長波輻射傳送影響，亦主要由中層雲所主宰。此時中層雲底以下，因溫室效應，所以淨輻射量減少，冷卻率降低，低雲內亦同。當 Ci 雲存在時，其所伴同之溫室效應，亦造成中層雲之冷卻率下降，但垂直冷卻率剖面仍為中層雲所主宰。

5. 在各氣候區，由於雲高度、雲厚度、地表氣壓、大氣溫度、水汽含量等特徵不同，明顯地，雲對輻射影響特性不同。表現在大氣加熱率/冷卻率剖面上的，就是雲內增溫強度不同、高度不同，或是雲頂冷卻與雲底增溫特徵不一等。這些現象除強調雲對氣候影響之重要，及其區域性特徵外，更說明模式垂直解析度的重要性。

本文作者原欲分析台灣地區輻射場受雲影響之情形，但由於無法決定垂直大氣中雲層分佈特徵，因此無法使用輻射模式模擬實際大氣，以比較實際觀測之近地面太陽輻射通量與模擬之結果。因此也無法分析台灣地區受雲影響下輻射場特徵。但此問題，目前已在採用去年 5、6 月觀測資料詳盡之 TAMEX 資料作詳細分析，希望在一年內能提出詳細之研究心得。由於此類研究國外可參考資訊太少，因此具挑戰性高。相信 TAMEX 資料完整，應可得出相當結果。

誌謝

本文為國科會自然處研究計劃 NSC77-0202-M002-06 所支持。本文有關計算，均在台大大氣科學系 Micro VAX-II 所進行。作者必須感謝猶他大學廖國男教授的支持，以及本系程淑芬小姐、李昌衡先生、朱淑華小姐等人的協助。

參考文獻

- Bretherton, F.P., V.E., Suomi, R.D. Cess, J.A. Coakly, S.K. Cox, and D.A. Randell, 1983: FIRE (First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment) Research Plan. National Climate Research Program. Washington, DC, 76pp.
- Cox, S.K., and K.T. Griffith, 1979: Estimates of Radiative Divergence during phase III of the Garp Atlantic Tropical Experiment: Part I. Meteorology. *J. Atmos. Sci.*, 36, 576-585.
- Fels, S.B. and M.D. Schwarzkopf, 1981: An efficient, accurate algorithm for calculating CO₂ 15 μm band cooling rates. *J. Geophys. Res.*, 86, 1205-1232.
- Goldman, A. and T.G. Kyle, 1968: A comparison between statistical model and line-by-line calculation with application to the 9.6 μm and 2.7 μm water vapor band. *Appl. Opt.*, 7, 1167-1177.
- Hanson, H.P., and V.E. Derr, 1987: Parameterization of Radiative flux profiles within layer clouds. *J. Climate and Applied Meteorol.*, 26, 1511-1529.
- Howard, J.N., D.L. Burch and D. Williams, 1956: Near infrared transmission through synthetic atmospheres. *J. Opt. Soc. Amer.*, 46, 186-190.
- Inn, E.C. and Y. Tanaka, 1953: Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. *J. Opt. Soc. Amer.*, 43, 870-873.
- Morcrette, J.-J., and Y. Fouquart, 1986: The overlapping of cloud layers in short-wave radiation parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, 43, 321-328.
- Lacis, A.A. and J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Liou, K.N., 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York, 392pp.
- , 1986: Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.
- , and S.C. Ou, 1981: Parameterization of infrared radiative transfer in cloudy atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2707-2716.
- , and S.C. Ou, 1983: Theory of equilibrium temperature in radiative-turbulent atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 40, 214-229.
- , S.C. Ou, S. Kinne and G. Koenig, 1984: Radiation

- parameterization programs for use in general circulation models. Report AFGL-TR-84-0217, ADA148015, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, 53pp.
- , and T. Sasamori, 1975: On the transfer of solar radiation in aerosol atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2166-2177.
- , and G.D. Wittman, 1979: Parameterization of the radiative properties of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1261-1273.
- Liu, C.M., and S.C. Ou, 1987: The effect of aerosol on the infrared radiative cooling. *Pap. Meteor. Res.*, 10, 1-32.
- Ou, S.C. and K.N. Liou, 1983: Parameterization of carbon dioxide 15 μm absorption and emission. *J. Geophys. Res.*, 88, 5203-5207.
- , and K.N. Liou, 1988: Development of radiation and cloud parameterization programs for AFGL global models. AFGL-TR-88-0018.
- Ramswamy, V., and A. Detwiler, 1986: Interdependence of radiation and microphysics in cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2289-2301.
- Roberts, R.E., J.A. Selby and L.M. Biblerman, 1976: Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window. *Appl. Opt.*, 15, 2085-2090.
- Rodgers, C.D. and C.D. Walshaw, 1966: The computation of infrared cooling in planetary atmospheres. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 92, 67-92.
- Stephens, G.C., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 826-867.
- Vigroux, E., 1953: Contributions a l'etude experimentale de absorption de l'ozone. *Ann. Phys.*, 8, 709-762.

THE NUMERICAL STUDY OF CLOUD EFFECT ON ATMOSPHERIC RADIATION

Chung-Ming Liu

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei, Taiwan, R.O.C.

Steve, S. C. Ou

Department of Meteorology
University of Utah
S.L.C. UT84112, U.S.A.

(manuscript received November 25, 1988; in final form December 25, 1988)

ABSTRACT

This research adopts a complicate three-layered cloud radiative transfer model to detailedly analyze the effect of the single-layered cloud, two-layered cloud and three-layered cloud on the solar short-wave and terrestrial long wave radiative transfer, and on the resulted atmospheric heating and cooling profiles. Meanwhile, the study is also extended to different climatic zones. On the short-wave transfer, the cloud albedo effect intensifies the planetary albedo, whereas the cloud absorption causes a significant heating in cloud and the reduction of the atmospheric transmission. The multiple reflection process in a two-layered cloud system can enhance the heating in the upper cloud and weaken the lower cloud heating. The altostratus (As) cloud plays a major role in a three-layered cloud system in generating a vertical heating profile. On the long-wave transfer, the cloud greenhouse effect reduces the net flux below cloud and results in cloud top cooling and cloud bottom warming. In a two-layered cloud system, the net fluxes near the lower cloud are reduced through the greenhouse effect of the upper cloud. Again, as cloud dominates the cooling profile a three-layered cloud system. At different climate zones, significant differences in cloud effect on radiative transfer are noted, causing by the differences in the cloud characteristics, temperature and water vapor profiles.

Key words: cloud effect, Atmospheric Radiation, numerical modeling