

射出長波輻射在預報系統的作業化研究

張拱祿 楊傳琮
中央氣象局衛星中心

摘要

本文採用廖國男等於1987年發表的等溫度寬帶輻射傳遞模式，選用WINS系統提供區域模式分析場的00 Z 和12 Z 資料，包括在12層標準面上溫度場、水汽場、相對濕度場和當資料無法讀到時所替補的氣候場等。應用該模式計算、比較、分析長波輻射特性，在不同的天氣下模式預報有不同的雲場，輻射冷卻率和輻射通量分布。結果顯示：模式中雲的預報，與各層的水汽混合比和相對濕度有極密切的關係，由雲圖和模式中雲分布圖比較，除了洋面上和高雲的估計不理想外，整體上是相當一致且合理的；並由模式中雲的垂直分布和雲圖結構判讀比對亦不失其普遍性。模式計算長波輻射通量和淨長波冷卻率，與前人研究結果其誤差不超過 5%。大氣層頂的輻射通量分布圖與分析雲圖，有助於界定出雲圖對流的強弱區。新的嘗試試圖找出晴空輻射的有效溫度與雲圖亮度溫度的關係式。

一、前言

射出長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation) 是地球大氣系統輻射收支中的重要分量，可由兩種途徑來求得。一是由常規觀測資料所建立數值預報模式的輻射參數化來模擬，一是處理衛星觀測的紅外雲圖數據資料。前者在本文將探討，後者用窗區頻道觀測的OLR是總的長波輻射通量 ($5-50\mu\text{m}$) 的一部分 (對氣候觀測而言)，因此需作訂正到總的長波輻射值及空間與時間的平均，才能作為氣候診斷分析的工具。由於OLR在熱帶海洋上反映了眾多的海洋大氣的交互作用資訊，又能大大彌補熱帶常規觀測資料的不足，而全球變化和氣候異常的研究重點又集中於熱帶，故OLR應用研究的文章如雨後春筍般的增多。

蔣尙城 (1994) 講義中所述衛星觀測處理的OLR反映海洋大氣的許多訊息可歸納成6項。1) 是OLR反映大氣的雲量：在熱帶洋面上，OLR反映海

表或雲頂所放出的長波輻射。前者決定海面溫度，後者決定雲頂溫度及雲量。觀測表明OLR與雲的關係密切，也能很好反映大氣中的雲量，尤其是與高雲量的關係非常密切。2) 是OLR反映熱帶地區的對流強度：OLR主要決定於雲頂溫度，而雲頂溫度主要決定於對流強度與高度。OLR值越小，雲頂溫度越低，對流發展越強；反之，OLR值越大，雲頂溫度越高，對流發展越弱。3) 是OLR反映大氣的垂直運動和輻散風：統計顯示良好相關，在熱帶，一般OLR小的地區，對流發展較高，上昇運動強，低層輻合高層輻散；OLR大的地區為下沉運動，即低層輻散高層輻合。4) 是OLR反映大氣中對流凝結所釋放的潛熱量：如前述，OLR小對流發展旺盛垂直運動大，對流雲中凝結釋放的潛熱量也大。而對流凝結釋放的潛熱對熱帶大氣熱源熱匯的分佈及變化有重要作用。5) 是OLR與熱帶洋面上及季風大陸上的雨量有密切關係：不少研究顯示，OLR與熱帶洋面上的雨量及東亞、印度大陸上的雨量有密

切關係。故由OLR推算雨量，從而得到全球熱帶地區雨量時空變化的信息。6) 是OLR包含著海表溫度及海氣相互作用信息；對於晴空洋面，OLR可以直接反映為海面溫度 (SST)，而OLR與SST的正負相關性可反映海洋與大氣的交互作用狀態。一般正相關表示大氣對海洋的作用為主，負相關表示海洋對大氣的作用為主。

輻射可分為太陽短波輻射和紅外長波輻射，兩者光譜大約在4.5 μm 左右分為兩個光譜區域，重疊的部分並不重要，這種情形稱為光譜分離。因為太陽短波輻射和紅外長波輻射能量間的平衡，維繫著大氣環流的運動，所以在研究氣候問題和較長期的預報上都仔細地計算輻射能量問題。輻射在整個地球大氣的傳遞過程是相當複雜，且不易精確計算。輻射參數化目的就是利用模式提供變數，簡單快速又精確地來計算模式中大氣輻射通量的收支淨值。輻射參數化的計算法需能提供：(1) 在地表面和大氣層頂的所有長短波輻射通量，以計算地表和大氣層頂能量的收支平衡。(2) 整個大氣在垂直和水平方向的淨輻射通量分布，以計算整個大氣的輻射加熱和輻射冷卻分布。輻射參數化的過程中，因為考慮到大氣中水汽、二氧化碳、臭氧等。這些稀有氣體與雲粒和氣溶膠的吸收與散射雙重效應，使得輻射在大氣中傳遞的過程裡顯得複雜。這將在報告中方法裡有所說明。

本研究採用Liou和Ou(1984)所發展的輻射參數化模式軟體，此應用軟體被應用於美國空軍地球物理實驗室的全局模式數值預報裡，能快速、精確、簡單求出在晴空和多種不同雲系組合的地球大氣長波輻射和太陽短波輻射。我們的努力在於應用即時預報系統提供的數值預報區域模式溫度場、水汽場、相對濕度場和氣候值(如溫度場、水汽場、二氧化碳場、密度場等)求得地球大氣長波輻射和太陽短波輻射。由前述光譜分離特性，本篇著重在對長波輻射特性探討及作業的可行性，以期對短期和中期的天氣預報和雲預報研究有所助益。

二、資料來源與特性

資料取自於即時預報系統產品區域預報模式00Z、12Z 資料，包括有地面氣壓，無地面溫度，和垂直分布剖面的溫度、水汽、相對濕度等場，由於它是111*81的網格範圍，圖6 顯示截取其中有興趣地區成52*52 網格範圍。水汽資料在30kpa以上沒有產品，故以標準氣候資料代替，考慮作業需求及周延性，若單單僅有某層產品遺漏，亦以標準氣候資料代替，並將此標準氣候資料依時間和地區分成冬夏兩季和南北兩區，因此有熱帶，中緯度夏季，中緯度冬季等三種不同氣候資料取自(McClatchey等1971)提供的五種大氣剖面報告中。將12標準層(地面,1000,925,850,700,500,400,300,250,200,150,100毫巴)的變數，利用地面氣壓和1000毫巴求得地面溫度($\sigma=1$ 時)，而其他層則用外延或內插求得在 σ 座標下的12層的變數。尚利用GMS同步衛星資料求得該區域內相對應的每個網格範圍內平均亮度溫度值。

三、研究方法及途徑

(一) 晴空大氣輻射傳遞

依長波輻射傳遞方程，對光程座標 τ ，在晴空大氣裡，某一參考層(τ')的單頻率向上，向下輻射通量分別為

$$I_{\downarrow}^{\uparrow}(\tau, \mu) = B_{\nu}(T') e^{-(\tau_1 - \tau)\mu} + \int_{\tau'}^{\tau_1} B_{\nu}(T') e^{-(\tau - \tau')\mu} d\tau' / \mu \quad \dots\dots(1)$$

$$I_{\downarrow}^{\downarrow}(\tau, \mu) = \int_0^{\tau} B_{\nu}(T') e^{-(\tau - \tau')\mu} d\tau' / \mu \quad \dots\dots(2)$$

τ 為法線光程座標， $\tau = \int_0^{\infty} K_{\nu} \rho dz'$ 。

μ 為光路在法線上， $\mu = \cos \theta$ ， θ 為光路的天頂角。

透射率 $S_{\nu}(u)$ 為 $S_{\nu}(u) = \exp(-\int_0^u k_{\nu} du) = e^{-(\tau_1 - \tau)u}$ ， $du = -\rho g dz$ 。

u 為吸收體含量。

在定義通量透射率 $S_{\nu}^{\downarrow}(u)$ 為

$$S_{\nu}^{\downarrow}(u) = 2 \int_0^1 S_{\nu}(u/\mu) \mu d\mu = 2 \int_0^1 e^{-(\tau_1 - \tau)\mu} \mu d\mu$$

因此將通量透射率代入(1)、(2)式中，並對所有波數積分得

$$F^{\uparrow}(u) = \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_s) S_{\nu}^{\downarrow}(u) d\nu + \int_0^{\infty} \int_0^u \pi B_{\nu}(T') \frac{\partial S_{\nu}^{\downarrow}(u-u')}{\partial u'} du' d\nu \quad \dots\dots(3)$$

$$F^{\downarrow}(u) = \int_0^{\infty} \int_{u_1}^u \pi B_{\nu}(T') \frac{\partial S_{\nu}^{\downarrow}(u-u')}{\partial u'} du' d\nu \quad \dots\dots(4)$$

長波冷卻率為

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{q}{C_p} \frac{d}{du} [F^\uparrow(u) - F^\downarrow(u)]$$

由(3).(4)可知，只要給定氣溫垂直分布和通量透射率，就可進行雙重積分求得向上，向下的總通量密度，可是通量透射率除了吸收體含量外，還取決於吸收係數。在紅外區吸收係數隨波數變動很大，若要計算精確的向上，向下總通量密度，必需對數千條吸收線積分，用此種單線模式計算法太費時，不利於作業上使用。因此引入平均通量透射率 $S_{\bar{\nu}}$ ，考慮在一頻寬 $\Delta\nu$ ，定義 $S_{\bar{\nu}} = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} e^{-\tau} d\nu$ ，它可用理論或實驗方法求得，則平均通量透射率 $S_{\bar{\nu}}^f$ 也可決定，實際應用中 $S_{\bar{\nu}}^f = S_{\bar{\nu}}(1.66u)$ ，1.66為漫射因子。此頻段計算法將大氣分成28個頻段計算，可省卻許多時間，但仍嫌麻煩。Liou等學者研究提出等溫寬帶通量透射率 f^f 觀念，定義 $f^f(u, T) = \frac{1}{\sigma T^4} \sum_{i=1}^n B_{\bar{\nu}_i}(T) S_{\bar{\nu}_i}^f(u) \Delta\nu_i$ 是溫度和吸收體含量的函數，相對的等溫寬帶通量放射率 ϵ^f ， $\epsilon^f = 1 - f^f(u, T)$ ，兩者皆可由平均通量透射率決定，因此輻射傳遞問題複雜性，藉由輻射參數化模式以等溫寬帶通量放射率來模擬，到此已是最簡化最經濟的一種。可是在實際應用上，大氣為非均勻大氣，必需先決定均勻大氣平均通量透射率，再對由氣壓、氣溫所影響的路徑作吸收體含量訂正，以求得等溫寬帶透射率或放射率。(關於等溫寬帶通量放射率的求法，請參閱曾忠一著的大氣輻射裡一寬帶通量放射率的參數化，有詳細說明。)

輻射傳遞方程向上，向下總通量密度簡化為

$$F_i^\uparrow(u) = \sigma T_s^4 + \int_0^{u_i} \epsilon^f(u-u', T') \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

$$F_i^\downarrow(u) = \sigma T_\infty^4 \epsilon^f(u_1 - u, T_\infty) + \int_{u_1}^u \epsilon^f(u' - u, T') \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

廖氏輻射參數化中，下標 i 從 1 到 5 分別為 5 個吸收帶，等溫帶區分為 203°k, 233°k, 263°k, 293°k 四個帶。由於計算地球輻射長波冷卻率，整個全光譜頻道簡化為五個吸收帶包含 H_2O 純轉動帶， H_2O 6.3 μm 振轉帶， H_2O 連續吸收帶， CO_2 15 μm 吸收帶， O_3 9.6 μm 吸收帶等，只要能決定五個等溫寬帶通量放射率，就可求得各個吸收帶對長波冷卻率的貢獻。而輻射長波冷卻率總量是五個吸收帶貢獻的合成減去水汽純轉動帶和二氧化碳吸收帶重複吸收貢獻。如下式所示

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \sum_{i=1}^5 \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_i - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{1,4}$$

上式右邊第一項是各吸收帶冷卻率，第二項是水汽純轉動帶和二氧化碳吸收帶重疊部分。

(二) 單層雲大氣的輻射傳遞

假如天空中，有雲必需計算雲的反射透射與放射，為方便以一層雲的長波輻射參數化考慮，再推及多層雲的輻射。由圖 1 可知 Liou & Ou (1981) 以雲為界，將大氣分為上，下兩層。雲下的大氣裡

向上輻射通量密度為

$$F^\uparrow(u) = \sigma T_s^4 f^f(u, t) + \int_0^u \epsilon^f(u-u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

向下輻射通量密度，由於雲影響，則包含

- (1) 雲下地表和大氣輻射的反射
- (2) 雲上大氣輻射的透射
- (3) 雲底的放射
- (4) 雲底和參考層間向下的大氣輻射

$$F^\downarrow(u) = r_c \{ \sigma T_s^4 f^f(2u_b - u, T_s) + \int_0^{u_b} \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(2u_b - u - u', T(u'))}{\partial u'} du' \}$$

$$+ \tau_c \int_{u_b}^u \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(u' - u + u_b - u, T(u'))}{\partial u'} du'$$

$$+ \epsilon_{bc} \sigma T_b^4 f^f(u_b - u, T_b)$$

$$+ \int_{u_b}^u \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(u' - u, T(u'))}{\partial u'} du'$$

雲上的大氣裡

向下輻射通量密度為

$$F^\downarrow(u) = \sigma T_\infty^4 \epsilon^f(u_1 - u, T_\infty) + \int_{u_1}^u \epsilon^f(u' - u, T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

向上輻射通量密度，則包括

- (1) 雲上向下大氣輻射的反射
- (2) 雲下地表和大氣輻射的透射
- (3) 雲頂的放射
- (4) 雲頂和參考層間向上的大氣放射

$$F^\uparrow(u) = r_c \int_{u_1}^u \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(u' + u - 2u_b, T(u'))}{\partial u'} du'$$

$$+ \tau_c \{ \sigma T_s^4 f^f(u_b + u - u_t, T_s) + \int_0^{u_b} \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(u - u + u_b - u', T(u'))}{\partial u} du' \}$$

$$+ \epsilon_{tc} \sigma T_t^4 f^f(u - u_t, T_t)$$

$$+ \int_{u_1}^u \sigma T^4(u') \frac{\partial f^f(u - u', T(u'))}{\partial u'} du'$$

若已算出向下和向上通量，則冷卻率可求出

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_c = q/C_p \frac{F^\uparrow(u_b) - F^\downarrow(u_b) - F^\uparrow(u_0) + F^\downarrow(u_0)}{u - u_b}$$

這冷卻率值因雲的輻射特性已被參數化，只能代表整個雲層的冷卻率，至於雲中冷卻率的垂直分布就無法得知。但假設這雲若是低中雲屬於黑體性質，則淨輻射通量對於該層是零值，若是高雲屬於灰體，則淨輻射通量呈一自然指數分布遞增。假設網格點天空中部分被雲所遮住，有雲的輻射冷卻率為 $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_c$ ，無雲的輻射冷卻率為 $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{nc}$ ，則冷卻率是無雲時和有雲時冷卻率的加權平均， $\frac{\partial T}{\partial t} = nc \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_c + (1 - nc) \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{nc}$ ，其中 nc 代表雲量。

(三) 輻射參數化模式中雲的遮蔽率

廖氏採用其他研究者(Geely1981, Slingo & Ritter1984) 的參數化程式，利用相對溼度大於該層相對溼度的閾值，即代表該層有雲產生，並計算網格點上雲遮蔽率，假設雲遮蔽率為 η ， $\eta = \left(\frac{H-H_c}{1-H_c}\right)^2, H > H_c; = 0, H \leq H_c$ ， H 和 H_c 是該層相對溼度及其臨界值，採用Geley所定義
 $H_c = 1 - \alpha\sigma(1 - \sigma)[1 + \beta(\sigma - 0.5)]$, $\alpha = 0.2, \beta = \sqrt{3}, \sigma = p/p_*$ ， P_* 是地面氣壓。

(四) 輻射參數化模式中雲“甲板”

輻射計算輸入參數需要雲頂和雲底高度，雲遮蔽率和雲柱含水量等。在Liou(1984)的輻射參數化裡，模擬多層雲時考慮設計雲“甲板”技術來簡化模式中的各層雲數，由於模式中各層有形成雲的機會，因此可預測模式的各層雲遮蔽率，並將其連續兩層或多層視為同種雲“甲板”。模式裡最多允許有三層(低，中，高)的雲“甲板”。每種雲“甲板”裡，雲遮蔽率被視為佔據整個水平網格空間的部分或全部，垂直方面該種雲被視為填充整個雲“甲板”空間。雲頂則定義在雲“甲板”裡模式中的頂層，雲底則定義在雲“甲板”裡模式中的底層，這可由圖2得知。因此計算輻射，又引進“總雲遮蔽率”觀念，假設在水平網格區域裡雲遮蔽率是三種雲“甲板”雲遮蔽率的最大值則定義為網格點的雲區部分，藉由這假設可節省計算時間，因為計算雲柱內輻射的垂直積分數目已簡化許多，而雲柱內含水量採用Mason(1971)所觀測到的典型值。

在即時預報系統中採用區域模式資料，輻射參數化模式裡12層中，雲“甲板”的組成分別在模式中的3-9層，最頂兩層和最底三層是假設晴空。圖3示高、中、低雲“甲板”分別為模式中的(3,4)層，(5,6)層與(7,8,9)層，根據此種邏輯推理，總共有7種雲組合狀態，單一雲“甲板”分別是低、中、高，雙層雲“甲板”是(低,中)(中,高)和(低,高)，三層雲“甲板”是(低,中,高)等7類。當雲遮率小於0.1時，這網格點可視為晴天，當雲遮蔽率大於0.9時，網格點全部有雲。對晴空或佈滿雲的網格點僅有一種輻射計算，

至於部分雲區的網格點則需計算有雲和無雲的分量總和。

(五) 多層雲大氣的長波輻射

圖4示考慮三層雲“甲板”系統，高雲“甲板”應被視為灰體。假設在高雲“甲板”內，寬帶放射率，透射率和反射率分別為 ϵ^c, t^c, r^c ，其他低、中雲“甲板”則被視為黑體， $\epsilon^c = 1, t^c = r^c = 0$ 。配合上述單層雲的輻射概念，可得到多層雲“甲板”組合下的輻射通量。

在高雲“甲板”上方

向下輻射通量為

$$F^\downarrow(u) = \int_{u_1}^u \epsilon^f(u' - u, T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

向上輻射通量為

$$F^\uparrow(u) = \sigma T_{a1}^4 t^f(u - u_{a1}, T_{a1}) + \int_{u_{a1}}^u \epsilon^f(u' - u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du' + [r^c F^\downarrow(u_{b1}) + t^c F^\uparrow(u_{b1}) - (1 - \epsilon^c) \sigma T_{a1}^4][1 - \epsilon^f(u - u_{a1}, T_{a1})]$$

在高雲“甲板”下方和在雲“甲板”上方

向下輻射通量為

$$F^\downarrow(u) = \sigma T_{b1}^4 t^f(u_{b1} - u, T_{b1}) + \int_{u_{b1}}^u \epsilon^f(u' - u, T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du' + [r^c F^\uparrow(u_{b1}) + t^c F^\downarrow(u_{b1}) - (1 - \epsilon^c) \sigma T_{b1}^4][1 - \epsilon^f(u_{b1} - u, T_{b1})]$$

向上輻射通量為

$$F^\uparrow(u) = \sigma T_{a2}^4 t^f(u - u_{a2}, T_{a2}) + \int_{u_{a2}}^u \epsilon^f(u' - u, T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

在中雲“甲板”下方和在低雲“甲板”上方

向下輻射通量為

$$F^\downarrow(u) = \sigma T_{b2}^4 t^f(u_{b2} - u, T_{b2}) + \int_{u_{b2}}^u \epsilon^f(u' - u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

向上輻射通量為

$$F^\uparrow(u) = \sigma T_{a3}^4 t^f(u - u_{a3}, T_{a3}) + \int_{u_{a3}}^u \epsilon^f(u' - u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

在低雲“甲板”下方和地表上

向下輻射通量為

$$F^\downarrow(u) = \sigma T_{b3}^4 t^f(u_{b3} - u, T_{b3}) + \int_{u_{b3}}^u \epsilon^f(u' - u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

向上輻射通量為

$$F^\uparrow(u) = \sigma T_s^4 t^f(u, T_s) + \int \epsilon^f(u - u', T(u')) \frac{d\sigma T^4(u')}{du'} du'$$

因此7種不同雲組合狀態下，依圖5推之，LC(1), LC(3), LC(5)分別是一個，二個，三個雲“甲板”的雲頂。LC(2)是某雲“甲板”的雲底，LCTOP和LCBOT分別是雲“甲板”的雲頂和雲底。只要雲“甲板”不存在時，LC(1), LC(3), LC(5)就為零，而他們的輻射通量則可由上述公式組合搭配可得。

參閱曾著大氣輻射提及Stephens(1978)曾對8種雲型分別計算10個向上和向下放射率。發現放射率對雲柱含水量 w_c 的關係非常整齊，這表示雲微物理結構不同對放射率的估計似乎沒有影響，因此此結論使我們簡化對不同雲屬的考慮。

前述高雲是灰體對輻射計算是不可忽略。因此Liou & Wittman(1979)曾對高雲“甲板”如卷雲類作其長波反射率，透射率和放射率進行參數化研究，所用參數化方程為 $R(w) = \sum_{i=1}^5 C_i W_i$ ， $R(w)$ 代表雲的寬帶通量放射率，透射率或反射率對部分雲的狀況。因此在Liou & Ou(1984)輻射參數化模式裡，也包括這高雲對輻射的貢獻。

四、結果與分析

(一) 晴空大氣分析

利用前述紅外輻射傳遞參數化，我們完成了大量的00Z，12Z的數據和比較，並與(Liou&Ou,1981; Ou&Liou,1983)所做詳細寬帶頻道模式和單線模式等作證實，可發現其差異性。尤其計算由 H_2O 和 O_3 放射所致的長波冷卻率，在熱帶大氣裡和(Rowew&Liou,1978)所發展寬帶頻道模式與(Chou&Arking,1980)報告的單線模式比較，這些計算的差異在0.5K/day之內。另外由 CO_2 放射所致的長波冷卻率，在標準大氣和副極地大氣裡和(Fels&Chwarjkopf,1981)計算的單線模式結果比較，最大冷卻(50Km附近)的差異也不超過5% (~0.4K)。對熱帶大氣總計長波冷卻率垂直剖面，也與(Roewe&Liou,1978)計算寬帶模式結果和(Cox,1969)所報告觀測資料相當的一致。

圖7示分別計算由(McClatchey等1971)提供的五種不同大氣下，長短波冷卻/增溫率。晴空下輻射冷卻率剖面，和GFDL/NMC輻射參數模式結果比較。圖3顯示目前模式計算是以12層垂直結構為基礎，其中有二層($\sigma < 0.2$)在平流層裡，有四層($\sigma > 0.875$)在邊界層範圍內。圖8長波輻射冷卻剖面，大致上，所計算出結果與Liou和GFDL/NMC模式結果相吻合，兩者最大區別，在低層大氣裡有0.5K/day的差異。這可解釋，因為熱帶低層大氣裡，兩者模式對於水汽連續吸收頻道的處理不同所

致。圖9和圖10分別顯示在晴空大氣下網格點和三種標準氣候輻射冷卻率的一致性，如圖11所示。

(二) 雲的預報

利用12層輻射傳遞模式和每天00Z，12Z的初始資料，包括溫度、水氣混合比、臭氧混合比及二氧化碳等，找到雲的形成，和每層雲區覆蓋在網格範圍內的雲量，多層雲區利用前述方法落在三個雲“甲板”的技術，再採用“最大重疊”的假設為總共的覆蓋雲量。選擇兩個93100912Z，和93100500Z的個案。圖12示93100912Z紅外線雲圖和模式中雲比較可發現：(1)在菲律賓東北方海域的卷雲系在模式中無法表現出，但(8N,125E)附近雲系則表現得不錯。(2)在中南半島對流雲系模式中無法表現出。(3)海洋面上相對濕度顯得較溼，低層雲系顯得較多。在(0N~20N,130E~140E)的區域裡發現是區域模式中水汽和相對濕度的調整比實際狀態慢了一天所造成。圖13示93100500Z可見光雲圖和模式中的雲，可發現：(1)整體在洋面區如颱風在菲律賓西方海域和在(22N,132E)附近，模式中由於水汽資料和相對濕度資料太過於平滑，位置和結構無法表達出來。(2)模式中成雲與否，是與各層的相對濕度臨界值相比較，網格點的雲代表一定面積的雲，而晴空是指部分雲量小於0.1，若將晴空的雲量臨界值放大到0.2，則晴空與雲分布更接近雲圖，如圖14示。(3)在陸地和沿海，雲區分布和雲類大致很配合。(4)在30N以北，對於雲類組合顯得變化較多，但高雲類出現機會較30N以南為多，南方水氣充足而高雲少則耐人尋味。

綜合上述對雲圖和模式中的雲和WINS系統雲高產品比較，發現模式處理高雲產生的反應較少。因為WINS系統數值預報區域模式沒有提供25Kpa，20Kpa，15Kpa，10Kpa的水汽資料，僅用30Kpa水汽資料來估計雲的發生，這將影響對高雲數量的低估，更因高雲的灰體特性，而影響到輻射通量和紅外輻射冷卻率的估計。

(三) 比較多雲時輻射增溫率/冷卻率

目前模式的輻射通量和增溫率是在12層垂直架構上計算如圖3所示。圖4顯示三種雲“甲

板”的垂直範圍，大氣垂直剖面的資料以WINS系統產品作為輸入，當無法讀到時以備用標準氣候值來彌補，他們分別有熱帶大氣剖面，中緯度夏季，中緯度冬季的大氣剖面等。計算裡包括有單層、雙層、三層雲“甲板”，等七種雲結構。在紅外線範圍，高雲的輻射特性是由液態水 $0.006g/(m^{*}3)$ 所描述計算。圖14顯示長波輻射冷卻率，和AFGL/18層DOUBLING/ADDING模式所計算的結果相佐証比較。對灰體的高雲而言，模式產生合理的雲頂冷卻，雲底加熱。這也證明在高雲內的輻射通量可用自然指數內插的假設是合理可行的。對於黑體的低中雲系，圖15中可看出其最大冷卻率可分別達到 $-10K/day$ 和 $-8K/day$ 。在低中雲甲板內，淨輻射通量是接近於零值的常數，所以沒有冷卻或加熱率。零值的輻射通量顯示在該層的向上和向下輻射通量是相等的。在雙層雲“甲板”例子中長波輻射冷卻率值會降低是因為受到較高層雲系雲底的放射增溫所致。雲底加熱對中雲和低雲分別可達到 $3.5K/day$ 和 $1.7K/day$ 。圖16示取一緯度帶平均，為表現緯度向平均輻射通量值，將模式中網格點的緯度，若符合設16個標準緯度的 0.5 度範圍內，(0、2.5、5、7.5、10、12.5、15、17.5、20、22.5、25、27.5、30、32.5、35、37.5)則取其輻射通量值來做累計和平均以表達該緯度帶內的輻射通量值。同理亦應用長波輻射冷卻率上。

(四)長波輻射通量收支

綜合分析在大氣層頂和地面向上長波輻射通量值，和模式中雲的關係性。圖19a和圖19b分別顯示在9403161200Z時地面輻射通量值，並與雲圖19c比較，發現晴空區OLR值較多雲區為高。如晴空出現在(20N,130E)附近，(35N,95E)一帶菲律賓西方海域，而多雲區則在中南半島南方海域熱帶對流雲團，以及(10N,140E)附近中低對流雲層所促成。大氣層頂輻射通量大致與地面的分佈相同，而數據則顯得較大，與地面情況相似在晴空區比多雲區有較大的OLR值。由圖上可看出大氣層頂輻射通量值小與雲的對流強度似有關聯，如三層雲甲板區和低雲區有小的OLR值，有的則不是。值得進一

步探討OLR與對流關係。同理在另一個案9403221200Z，圖19e、f、g、h系列顯示時的大氣層頂和地面的OLR值，與雲圖和模式中雲系的綜合比較。圖20a和圖20b所示9403161200Z和9403221200Z的緯度向平均輻射通量分佈圖。可發現在這冬半季裡地面和大氣層頂的輻射通量值隨緯度增加而減少，此種下降趨勢與圖18c示廖氏研究報告相同，較大差異在低緯度區上昇趨勢，我們沒表現出來，至於夏半季的輻射通量數值仍需繼續探討。

(五)晴空輻射“有效溫度”與雲圖“亮度溫度”

利用Stefan-Boltzman Law將大氣層頂向外長波輻射轉換成一有效溫度，將此有效溫度和GMS雲圖計算求得平均亮度溫度比較如圖21所示，對於晴空區可得一接近線性關係，但有時會出現一些散亂的點使此接近線性關係不是很完整。不知是否和區域模式所用探空資料採用氣候值有關，須要再進一步探討。至於有雲區則普遍不理想，目前無法做進一步結論。此晴空區線性關係式為五天資料所求得，如右式 $y = 0.057323x + 246.46$ ，其斜率為0.057323，截距為246.467，和Arnold、Gruber和Arthur F.Krueger等人(1984)研究報告比較，發現我們所做斜率較小，因為他們利用NOAA衛星窗區頻道資料計算長波輻射通量與亮度溫度，所採用窗區頻道不同，而我們則是由模式計算長波輻射通量和使用GMS衛星紅外線頻道的亮度溫度資料。藉此統計分析，試找出在晴空或七種不同雲組合下有效溫度和亮度溫度關係，目前搜集的個案資料並不多，有待進一步探討。

五、結論

本報告，我們闡述廖氏的輻射參數化模式理念。參數化程式來處理晴空和產生三層雲甲板大氣的輻射計算。對於長波而言，高雲被認為是灰體，而低中雲則是黑體。利用同樣的原則，可分別計算出晴空和多雲時的輻射通量。在灰體雲內的淨輻射通量由雲底放射和內插而來，在黑體的雲內其值是接近於零值。

模式中計算出雲量和雲分布區和雲的組合型態讓我們分析與雲圖的比較，高雲分布和洋面上雲區分布估計顯得較差，高雲模擬出較少與所應用的資料欠缺30kpa以上的水汽資料有關，以及模式中高層雲所佔的 σ 層數解析少有關係。參閱馮欽賜研究報告(1992)發現在較多層垂直模式裡可得到較好的低層大氣輻射通量分析值，同理可推，在高層雲若有較高解析，高雲出現機會應可較多。在洋面上的雲分布與實際雲區出入較多，是因區域模式提供已有偏差所致。

廖氏曾應用五種標準大氣模式來計算晴空長波輻射冷卻率與GFDL/NMC模式計算比較，其一致性在0.5K/day的範圍內。唯一差別在潮溼熱帶大氣裡的地表面上，有2.0K/day的差異，這可能是因為處理水汽連續頻道吸收的方式不同所致。模式也處理了單層，雙層，參層雲甲板大氣的比較，最大的差異在灰體和半透明的高雲出現。

我們利用每天00Z，12Z的初始溫度，濕度場來模擬雲和長波輻射通量分布，選用9403161200Z和9403221200Z來解釋。緯度帶平均輻射通量分布和長波輻射冷卻率分布圖與先前研究者報告比較。

致謝

本研究承蒙美國猶他大學氣象系廖國男教授、歐思真教授，不厭其煩地指導輻射傳遞理念，以及輻射參數化的編寫；及同仁楊傳琮協助程式整理與繪圖和郭思良小姐幫忙打字；使本研究得以如期完成，特此獻上最誠摯之謝忱。

參考文獻

蔣尚城，1994：O L R應用講座，中國氣象學會衛星氣象學委員會，北京大學地球物理系。
曾忠一，1988：大氣輻射，大氣科學叢書，聯經出版社，台灣台北市，360頁。
曾忠一，1988：大氣輻射續編，中央研究院物理研究所，台灣台北市，289頁。
馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較。大氣科學，第二十期，387-403。
Chou, M.D. and A. Arking, 1980: Computation

of infrared cooling rates in the watervapor bands. J. Atmos. Sci., 37, 855-869.

Cox, S.K. 1969: Observational evidence of anomalous infrared cooling in a clear tropical atmosphere. J. Atmos. Sci., 26, 1347-1349.

Ellingson, R.G., and R.R. Ferraro, Jr., 1983: An examination of a technique for estimate the longwave radiation budget from satellite radiance observations. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1416-1423.

Gruber, A. and Arthur F. Kruger, 1984: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 958-962.

Gruber, A., I. Ruff, and C. Earnest, 1983: Determination of the planetary radiation budget from TIROS-N satellites. NOAA Tech. Rept. NESDIS 3 U.S. Dept. OF Commerce, NOAA/NESDIS, Washington, D.C., 12 pp.

Inn, E.C. and Y. Tanaka, 1953: Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. J. Opt. Soc. Amer., 43, 870-873.

Kinne, S., 1987: Parameterization of radiative transfer in the earth's atmosphere with specific applications to clouds. Ph.D. dissertation, University of Utah, 108 pp.

Liou, K.N., 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York, 392 pp.

Liou, K.N. and S.C. Ou, 1981: Parameterization of infrared radiative transfer in cloudy atmospheres. J. Atmos. Sci., 38, 2707-2716.

Liou, K.N. and S.C. Ou, 1983: Theory of equilibrium temperature in radiative-turbulent atmospheres. *J. Atmos Sci.*, 40, 214-229.

Liou, K.N., 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 Geophics Laboratory, HanscoAFB, MA, 53 pp.

Liou, K.N. and G.D. Wittman, 1979: Parameterization of radiative properties of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1261-1273.

Mason, B.J., 1971: *The Physics of Clouds*. 2nd Edition, Clarendon Press, 671 pp.

McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz and J.S. Garing, 1971: *Optical properties in the atmosphere*.

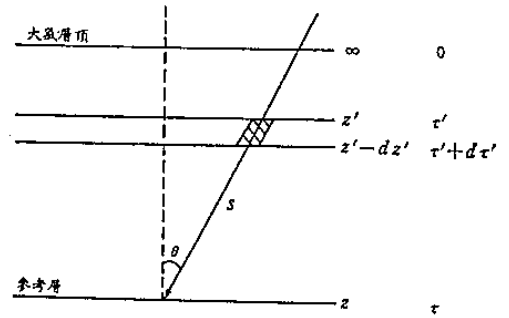
Environmental Research Paper, No.354, AFCRL-71-0279, AD726116, 81 pp.

Ou, S.C. and K.N. Liou, 1983: Parameterization of carbon dioxide 15 μm absorption and emission. *J. Geophys. Res.*, 88, 5203-5207.

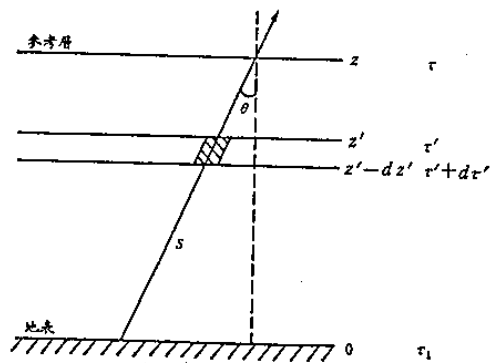
Roewe, D. and K.N. Liou, 1978: Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate in the troposphere and lower stratosphere. *J. Appl. Meteor.*, 17, 92-106.

Rothman, L.S., R.R. Gamache, A. Barbe, A. Goldman, J.R. Gillis, L.R. Brown, R.A.

Toth, J.M. Flaud and C. Camy Peyret, 1983: AFGL atmospheric line parameters compilation: 1982 edition. *Appl. Opt.*, 22, 2247-2256.

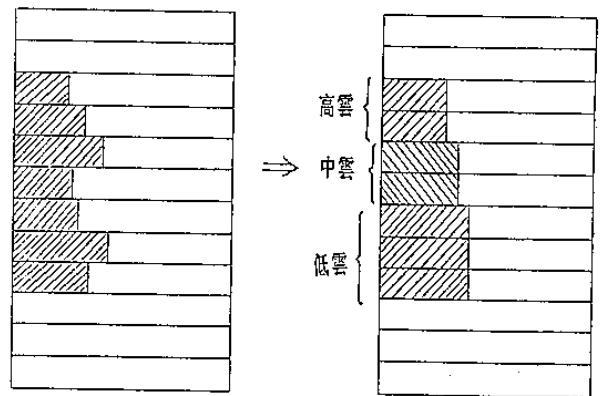


圖a 向下輻射傳遞



圖b 向上輻射傳遞

圖1 單層雲的輻射傳遞概念



(a) 在模式中每層雲的分量

(b) 各層雲落在三層雲“甲板”的分量。

圖2 雲“甲板”與總雲遮蔽率示意圖

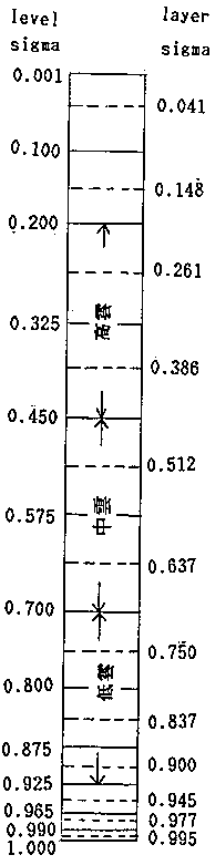


圖3 模式12層垂直結構與雲“甲板”配置示意圖

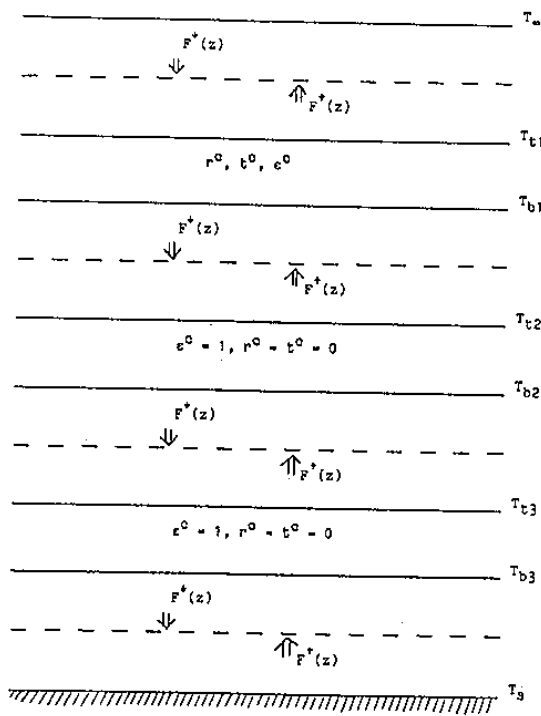
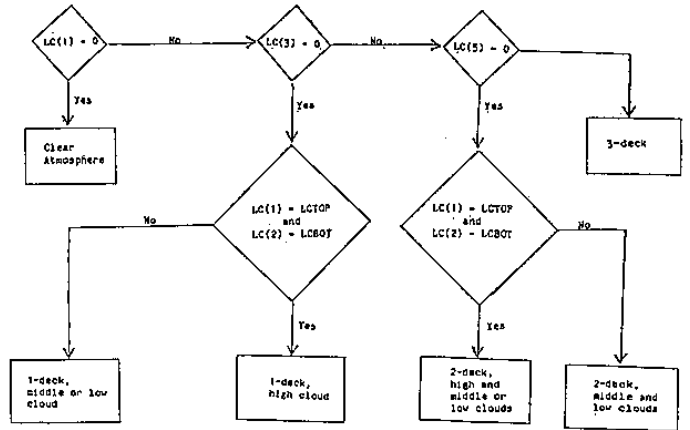


圖4 三層雲“甲板”輻射傳遞示意圖



此流程圖說明分辨晴空、單層、雙層、三層雲“甲板”的大概。LC(1), LC(3), LC(5)是模式中的第一層、第三層、第五層的雲頂。若沒有其它的雲頂等。而LCTOP和LCBOT是最高“甲板”的雲頂和雲底。

圖5 分辨晴空、單層、雙層、三層雲“甲板”的流程圖

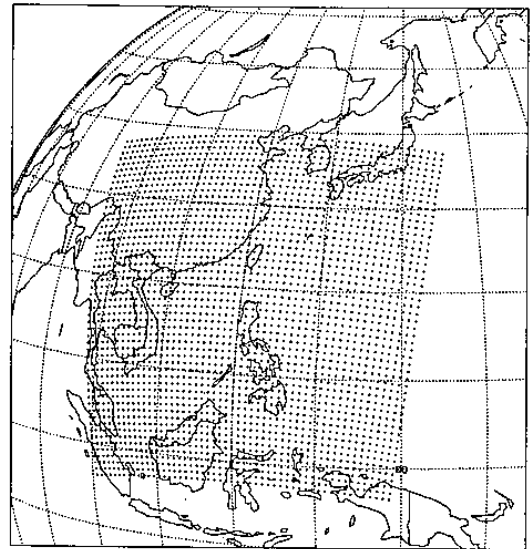
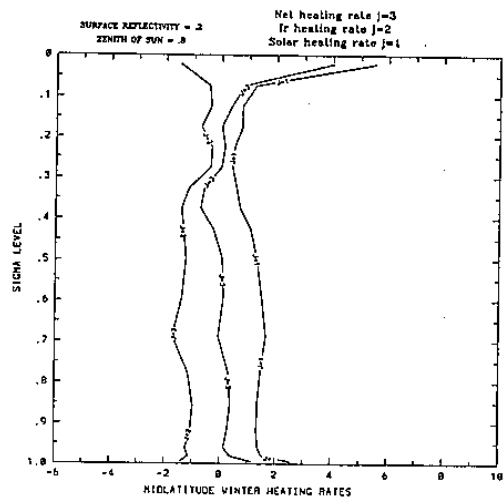
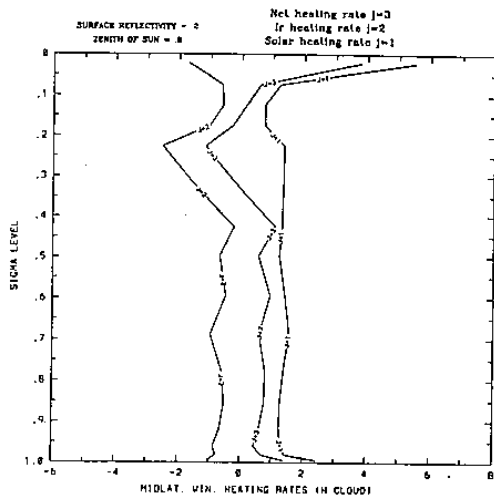


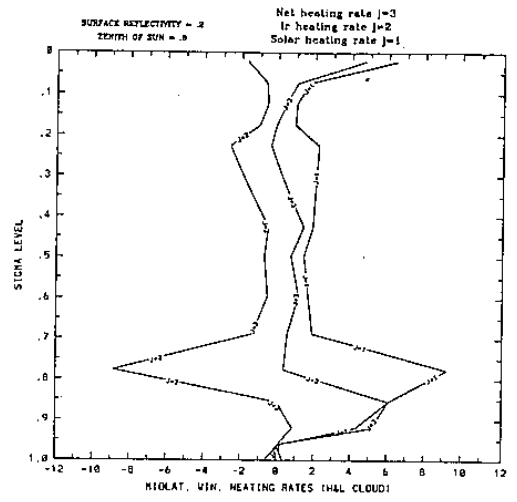
圖6 有興趣地區的網格範圍 52*52



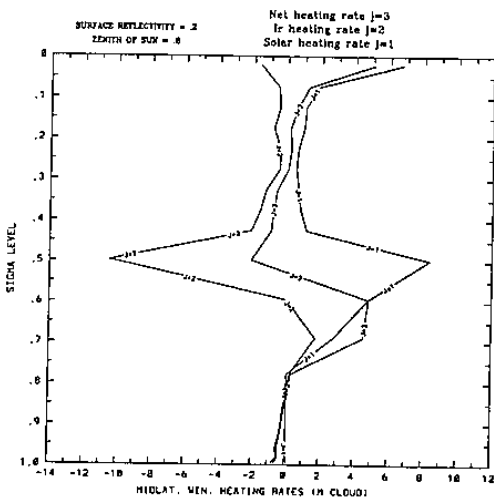
7-1-a



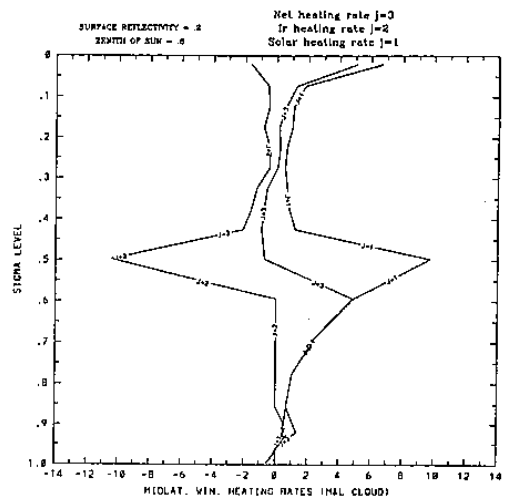
7-1-b



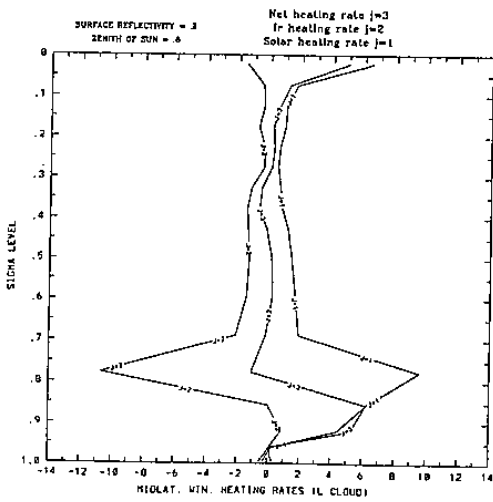
7-1-e



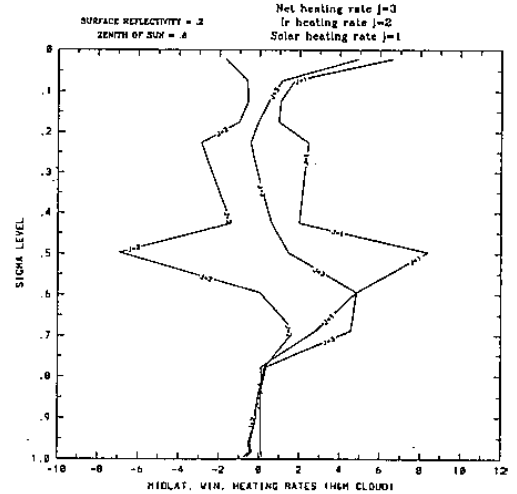
7-1-c



7-1-f

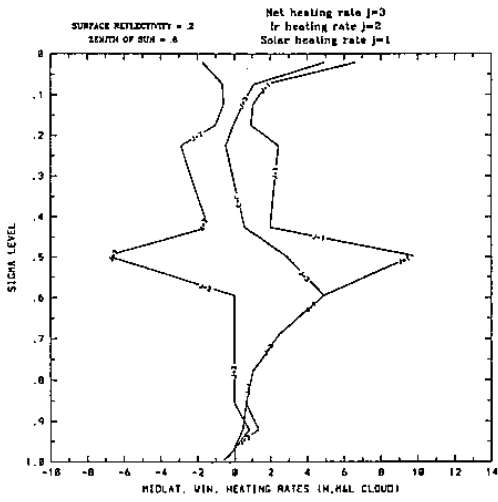


7-1-d

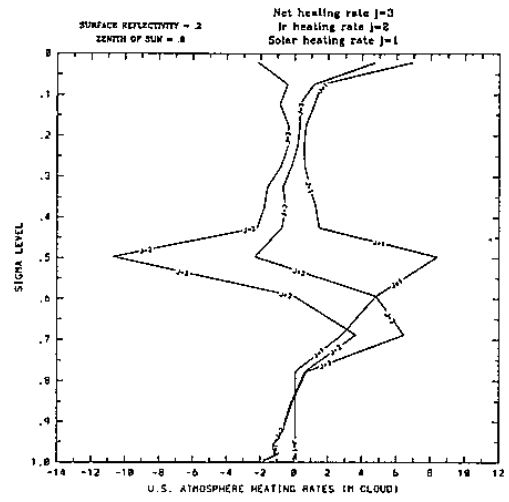


7-1-g

圖7-1-a, 7-1-b, 7-1-c, 7-1-d說明中緯度冬季氣候
晴空, 高雲, 中雲, 低雲輻射增溫/冷卻率

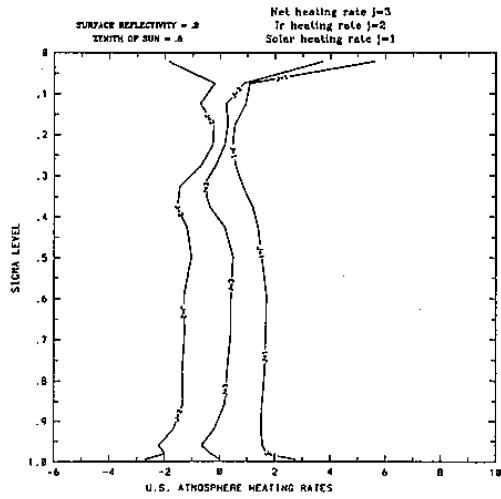


7-1-h

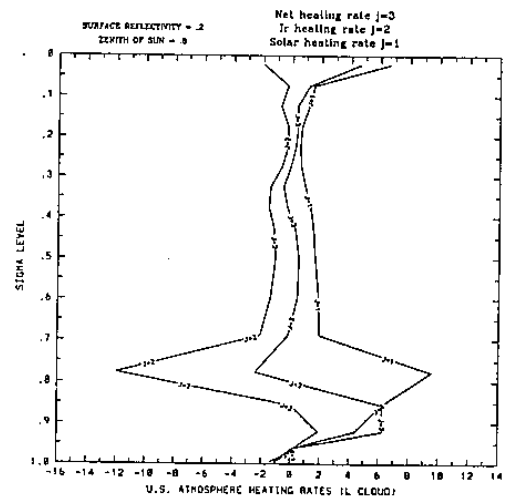


7-2-c

圖7-1-e, 7-1-f, 7-1-g, 7-1-h說明中緯度冬季氣候
高低雲, 中低雲, 高中雲, 高中低雲輻射增溫/冷卻率

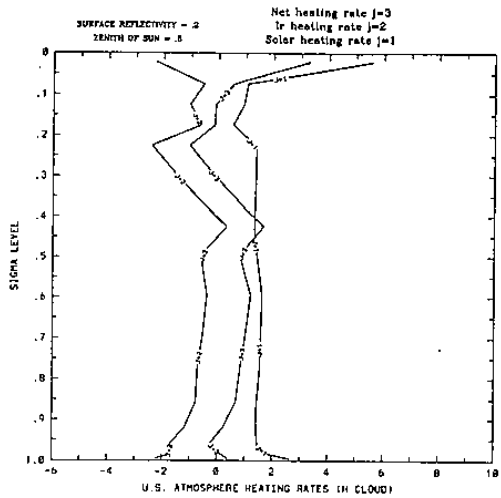


7-2-a

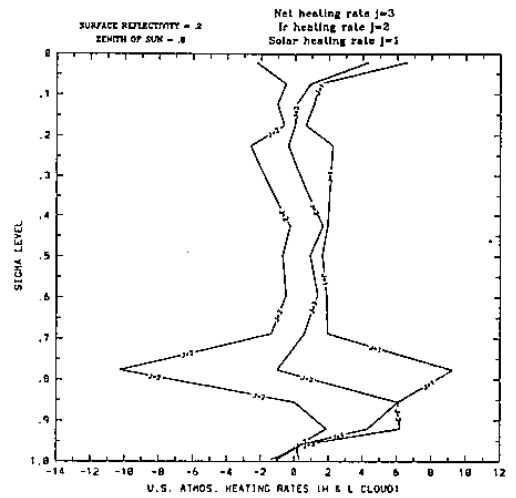


7-2-d

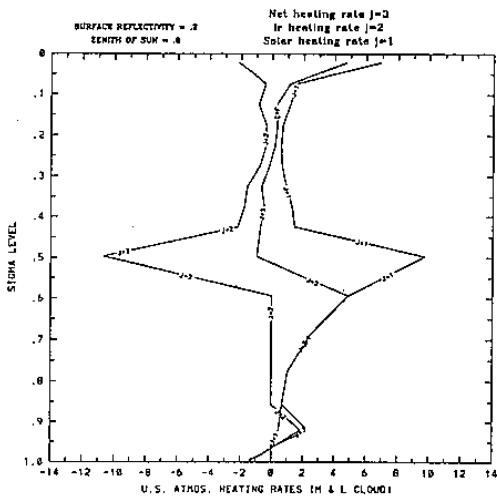
圖7-2-a, 7-2-b, 7-2-c, 7-2-d說明美國標準氣候
晴空, 高雲, 中雲, 低雲輻射增溫/冷卻率



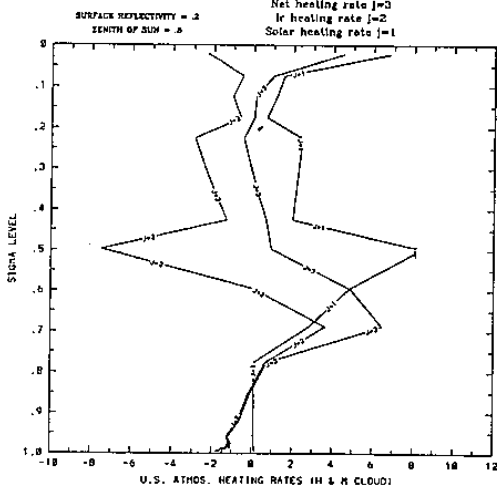
7-2-b



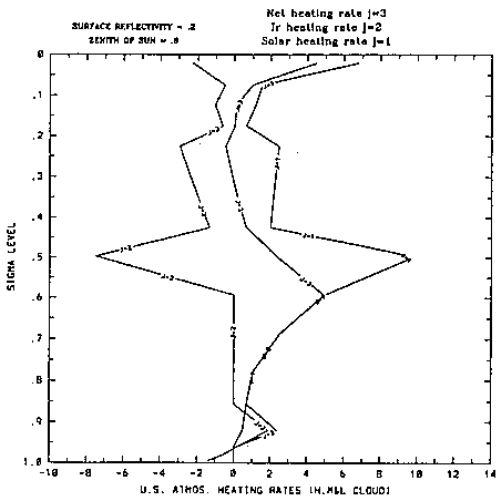
7-2-e



7-2-f



7-2-g



7-2-h

圖7-2-e, 7-2-f, 7-2-g, 7-2-h說明美國標準氣候
高低雲, 中低雲, 高中雲, 高中低雲輻射增溫/冷卻率

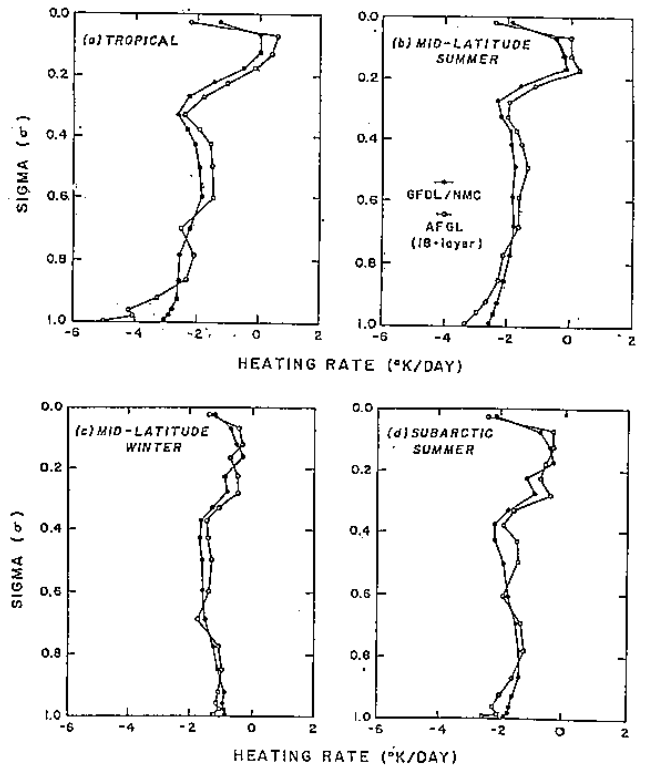


圖8 Liou和GFDL/NMC的長波輻射冷卻剖面

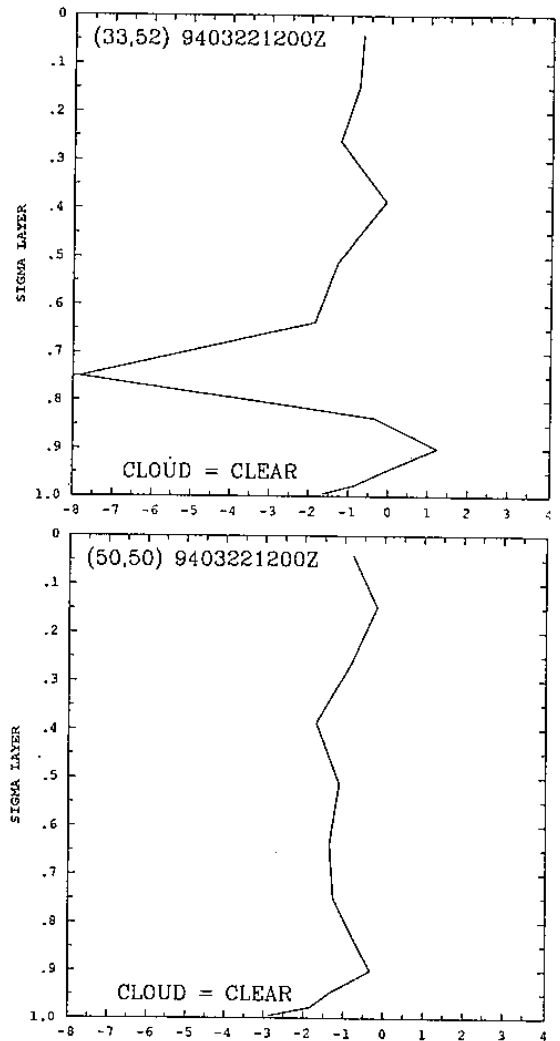


圖9 網格點的晴空長波輻射冷卻

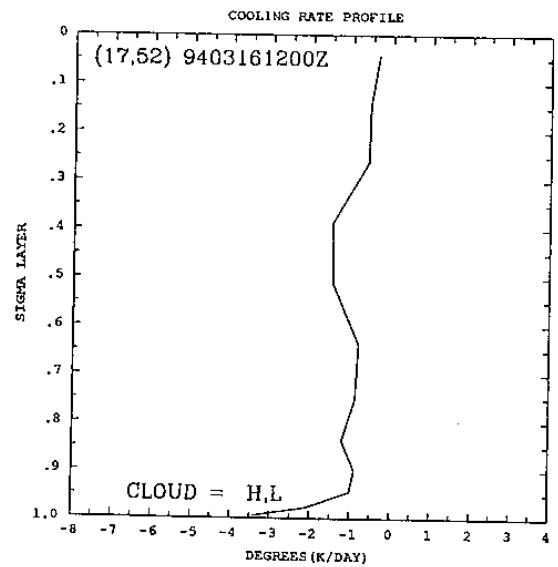
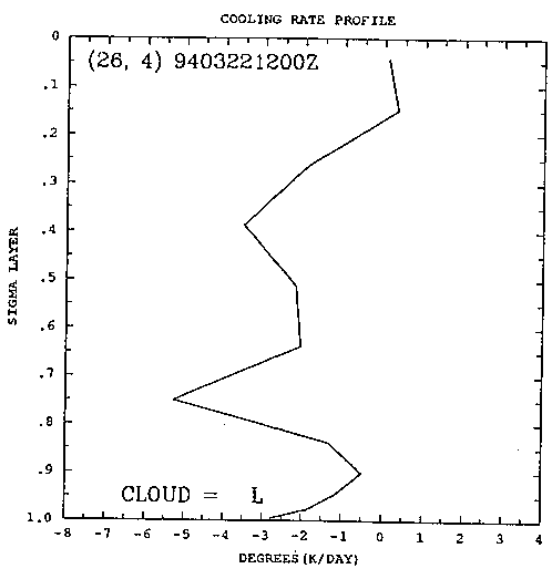
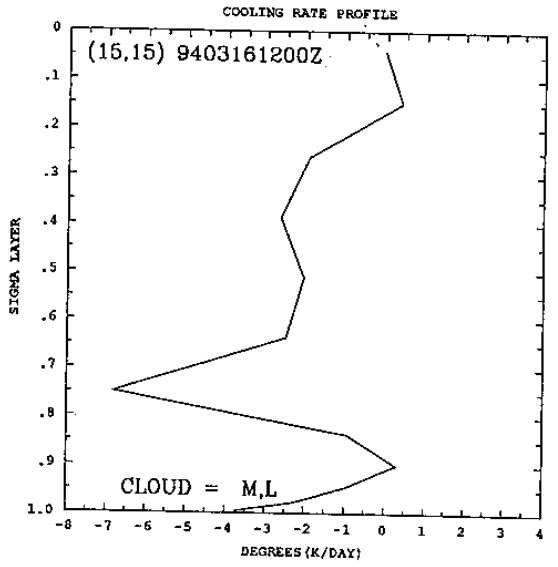
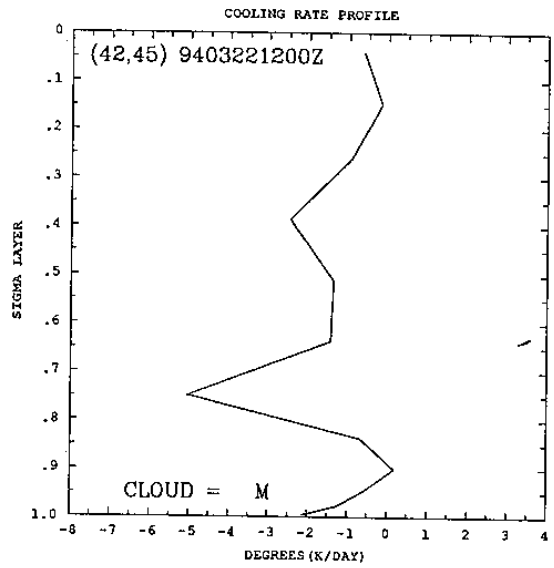
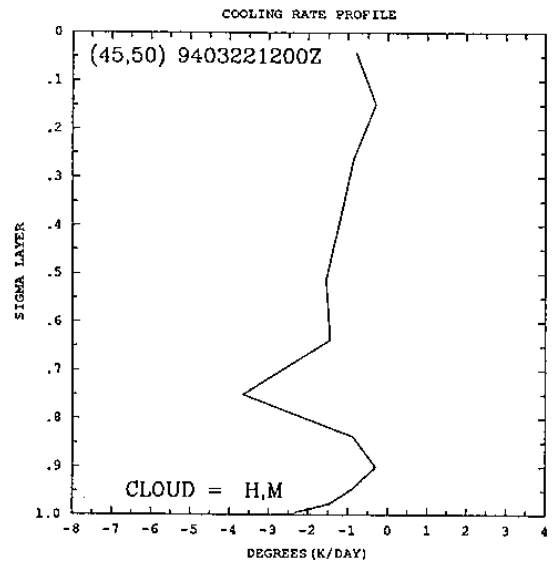
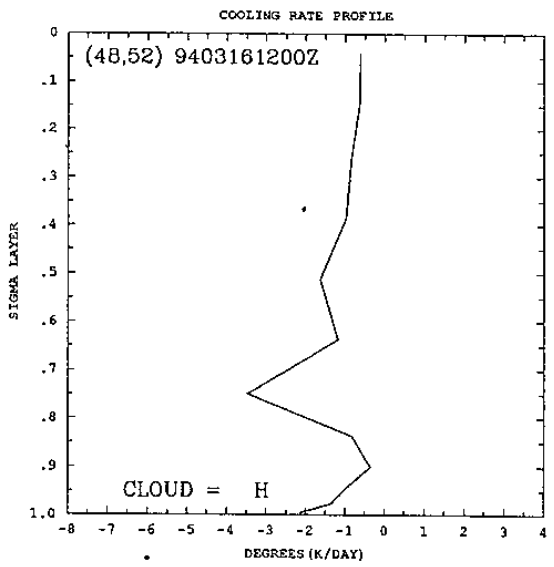


圖10 網格點不同雲組合下的長波輻射冷卻率

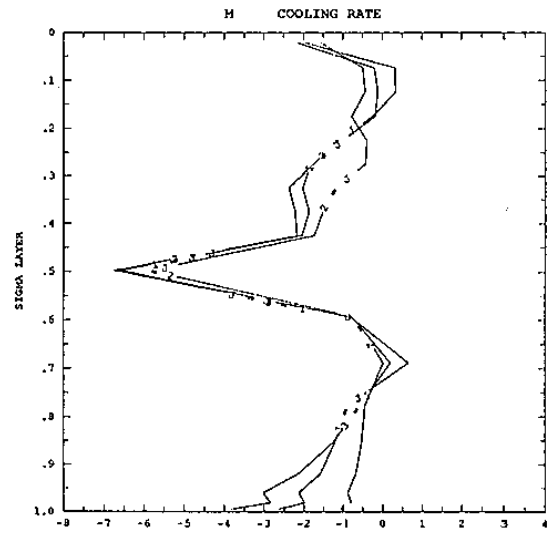
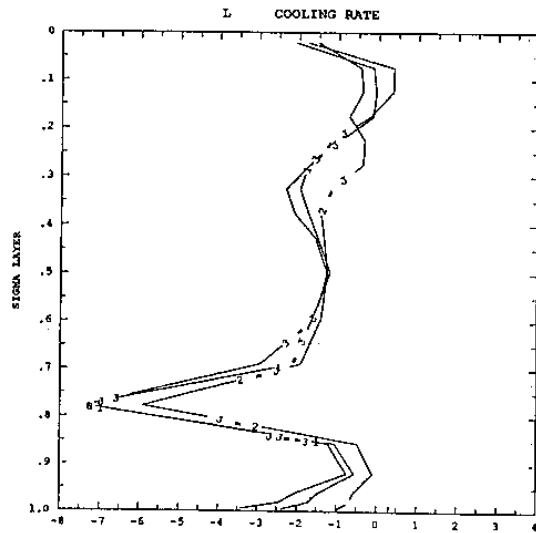
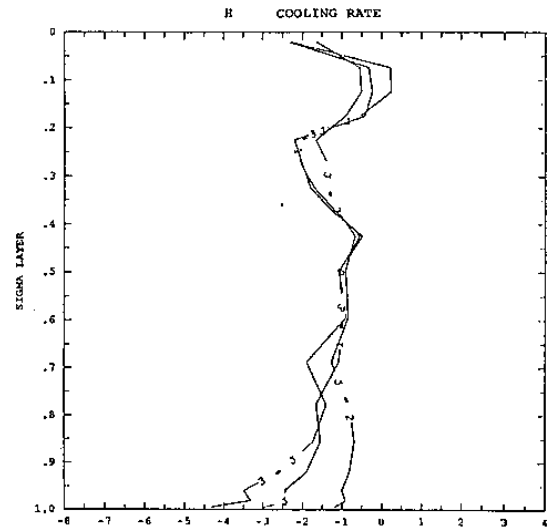
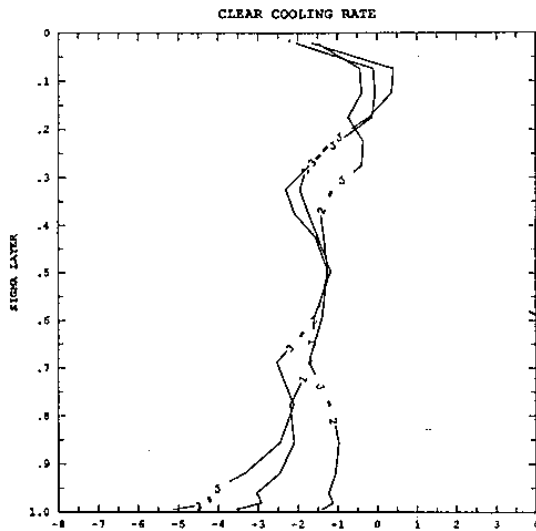


圖11 熱帶大氣，中緯度夏季，冬季長波輻射冷卻

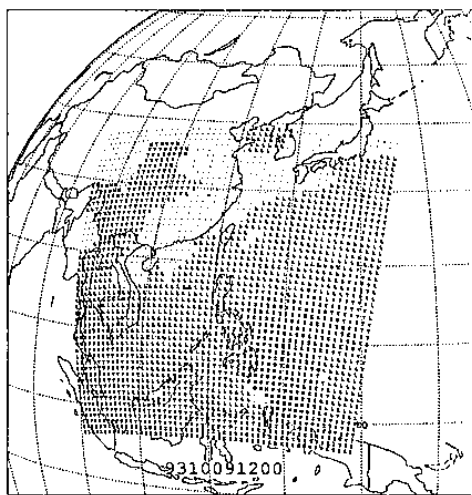


圖12 93100912Z IR 雲圖和模式中雲比較

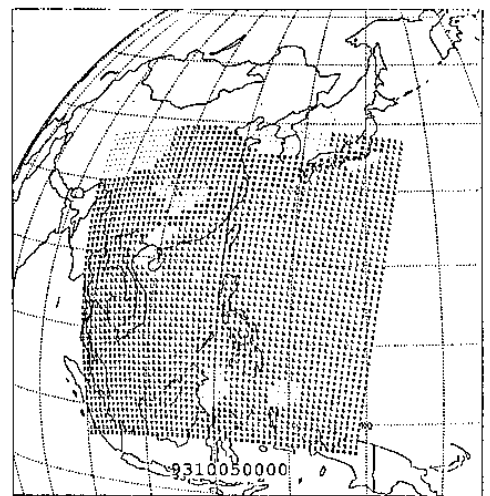


圖13 93100500Z VIS 雲圖和模式中雲比較

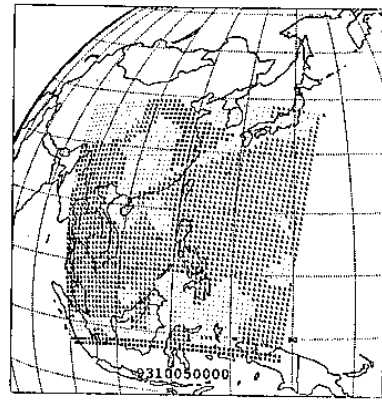
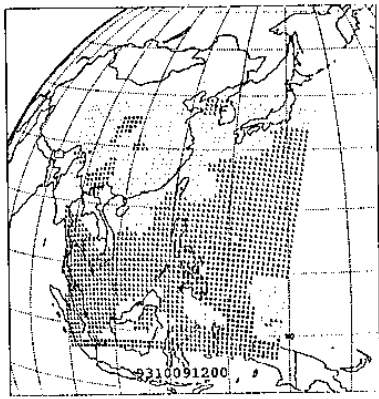


圖14 當晴空臨界值更改為0.2時，產生的模式中雲圖

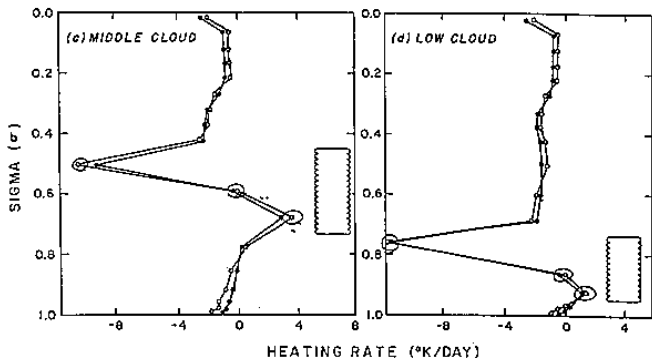


圖15 低中雲系的最大冷卻率

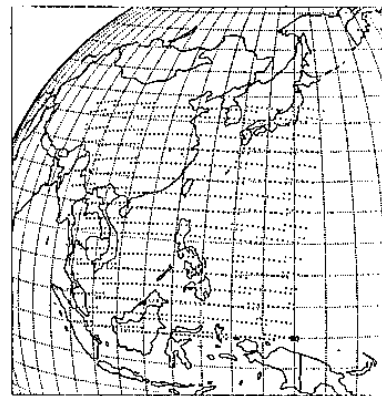


圖16 緯度帶平均的示意圖

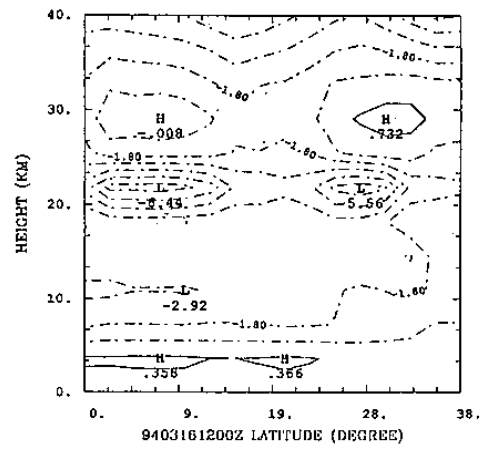
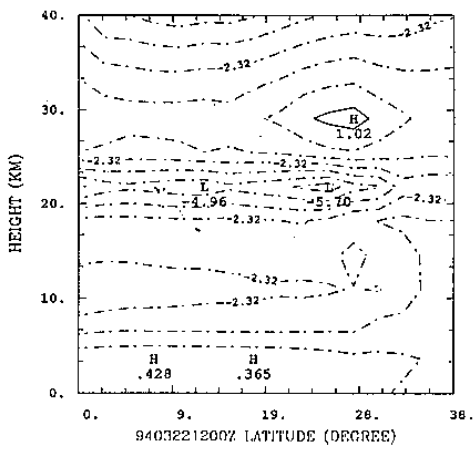


圖17 緯度帶平均輻射冷卻率

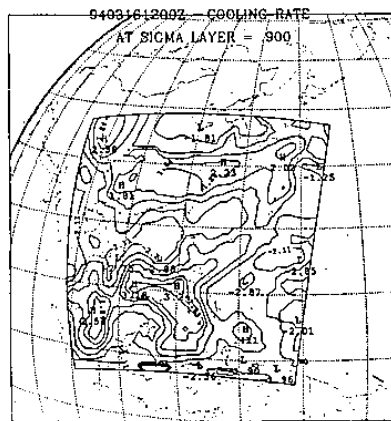
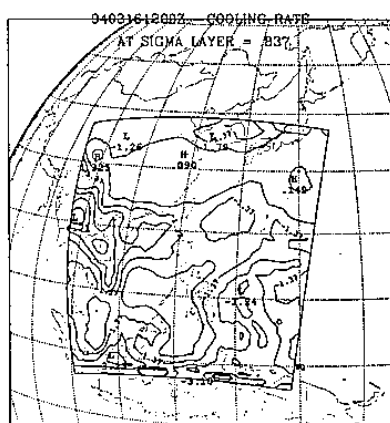


圖18 模式中各層輻射冷卻率

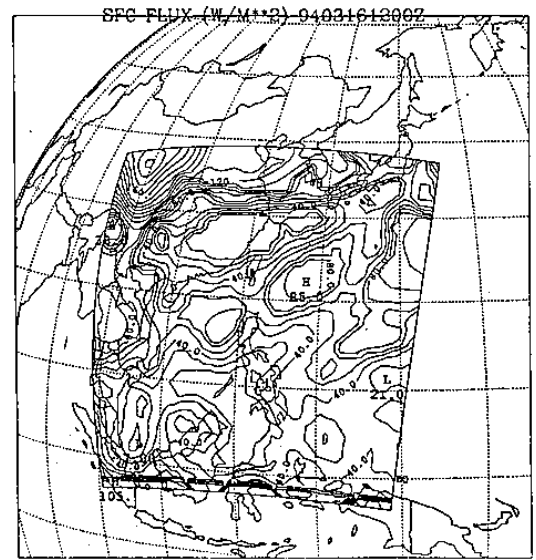
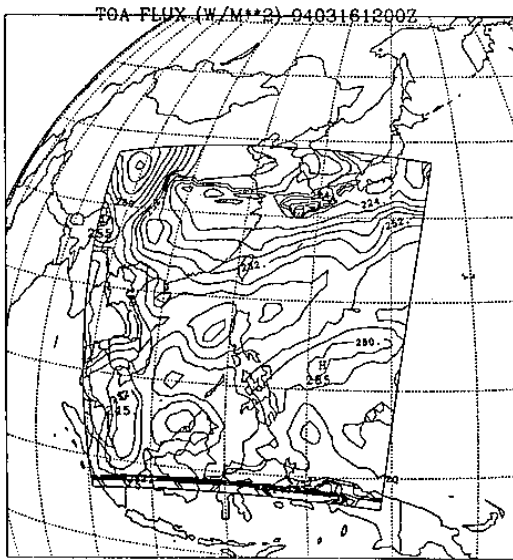


圖19 9403161200Z IR雲圖和模式中地表面和大氣層頂的輻射通量、雲高和雲圖比較

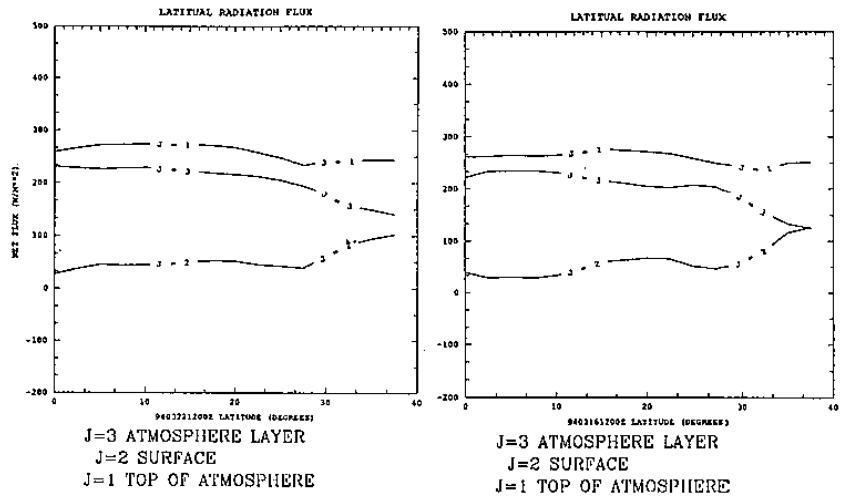
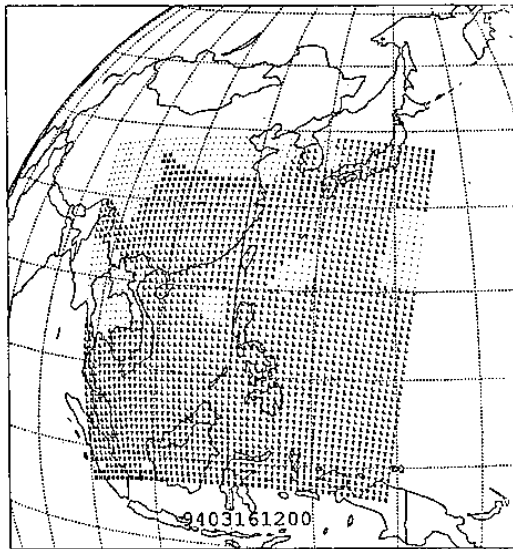


圖20 緯度向平均輻射通量分布圖

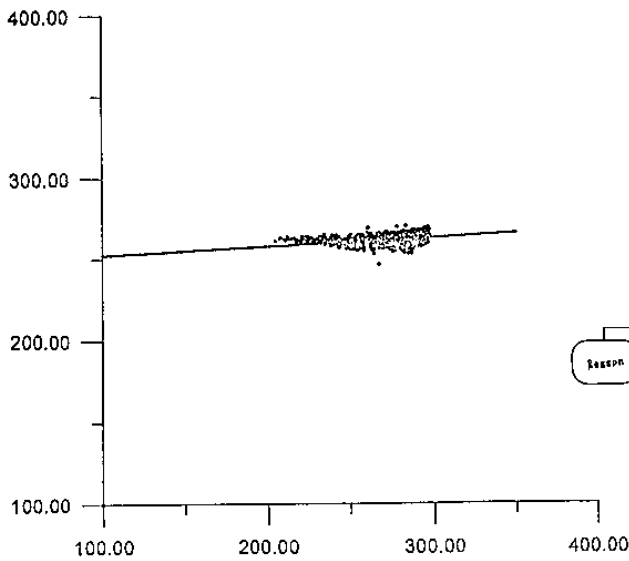


圖21 晴空輻射有效溫度與雲圖亮度溫度的關係式

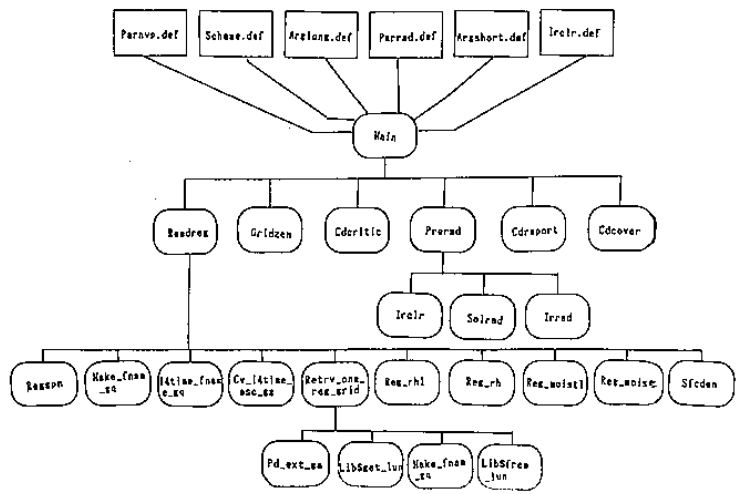


圖22 參數化程式一覽圖