

中央氣象局全球預報模式中雲輻射參數化之測試

馮欽賜

中央氣象局資訊中心

摘要

輻射參數化模式可以約略分為兩個部份，一是將理論上複雜的輻射傳遞方程簡化的計算模組，二是涉及雲相關參數診斷或預報的雲模組，而至今後者仍是數值模式所面臨最棘手的問題之一。本文即針對作業版輻射模式的雲模組提出新的修正方法，文中將概述新版的作法以及與作業版之間的差異，並且對現有個案測試的結果進行討論。由初步的個案結果顯示，原本全球模式對北半球中高對流層溫度場預報偏冷的系統性誤差，能因新版淨輻射在相對位置的正貢獻（相較於作業版），而有相當大的改善。不過，個案測試無法深入探討新版輻射模式在空間中重新激發的輻射收支擾動，對其它物理過程的交互反應，我們希望進一步的測試實驗能對此問題有所釐清。

一、前言

雲早被認知為調節和擾動地球大氣系統輻射能量平衡的最重要變因。對於雲藉由輻射過程所牽連的能量變動經常是以雲輻射驅力 (Cloud Radiative Forcing) 的定義予以量化討論 (Ramanathan, 1987; Slingo and Slingo, 1987)，它是有雲狀態的輻射收支減去相同大氣環境剖面但晴空條件下之輻射收支的差異量。若以地球大氣整個系統（亦即大氣層頂）的角度討論雲的輻射驅力，則雲一方面加強大氣原具有的溫室效應，降低射出外太空的紅外長波輻射 (OLR) 使雲的長波輻射驅力為正值；另一方面卻因雲滴的反射太陽光作用增加地球的行星反照率，減少系統可用的太陽能量促使雲的短波輻射驅力為負值。因此雲對行星系統輻射能量收支的淨貢獻，並非同向反應，需端視這兩種輻射波長的消長競爭決定。

從近年來國際上一項名為「地球輻射能量收支實驗計劃」(ERBE) 的衛星觀測資料分析中，顯示雲的長波和短波輻射驅力分別是 31.3 W/m^2 和 -48.4 W/m^2 (Ramanathan et al., 1989)，故雲輻射效應對現行氣候的能量收支是負貢獻。不過分析個別的雲類，則雲輻射效應的淨消長卻各有不同。對中、低層雲如層積雲，由於雲頂溫度接近地面溫度長波溫室效應不顯

著，淨雲輻射驅力由負值的雲反射太陽光效應佔優勢。反之，高層薄雲如卷雲，雲頂溫度相當低而且雲內冰晶成分反射太陽光的能力減弱，因為長波溫室效應的優勢使淨雲輻射驅力為正貢獻，當然雲輻射效應除了因雲類而異之外，其它相關因子如雲量、雲滴譜和雲厚度等，都會影響雲輻射效應的表現。至少到現在，無論是氣候模式或其它數值模式，對如何有效與合理地處理雲與輻射交互作用的複雜過程，仍顯得相當棘手而且充滿不確定性，尤其考慮雲伴隨之氣候反饋的問題。

細究輻射參數化的架構可以分為兩個部份，一是計算輻射收支的模組，二是診斷或預報雲相關參數的模組。前者是將理論上的輻射傳遞方程予以簡化，設計上多少需考量後者所能提供雲訊息的程度。這部份理論計算的精確性趁隨電腦速度加快之利已有明顯提升 (Ellingson et al., 1991; Fouquart et al., 1991) 這對氣候模擬和展期天氣預報都有莫大助益 (Morcrette, 1990)。至於雲參數的決定，目前大多數的作法仍藉由母模式的大尺度變數來診斷。方法雖缺乏堅實理論的佐據，但由數值模擬的驗證，它仍能在雲量的分布以及大氣層頂之輻射收支，定量定性獲得與衛星觀測相近的結果 (Slingo, 1987; Harshvardhan et al., 1989)。不過為人質疑的是，診斷參數函數並非放諸四海皆

準而是與母模式的特性息息相關，其次相關參數如雲粒徑、雲滴含量和冰晶含量等的設定，過分簡化無法適應個別雲類的差異性。因此許多研究已嘗試採用雲生成消散的守恆方程預報那些變數，希望奠基在較可靠的理論依據上（例如 Smith, 1990），然而以雲生成消散交雜如此細微精緻的過程，欲有合理的掌握實非輕而易舉，且電腦資源的耗費亦相當可觀。

目前中央氣象局第二代全球模式採用的輻射模式以 Harshvardhan et al. (1987) 版為基礎。馮 (1992) 已參照 ICRCM 方式對計算模組以晴天個案進行精確性的測試，雖在短波的計算有系統性低估的現象，但整體精確性都在誤差正負 0.5 K/day 的合理範圍內。至於模式中雲參數則完全以傳統的診斷函數估計。從近來全球模式冬季的長期積分 (perpetual run) 測試中，發現輻射收支的 OLR 偏低氣候值 10%。這與現今雲量的診斷函數可能高估中低雲量，並且長波計算中所假設的垂直雲量重疊法讓長波感覺過多的雲量都有相關；此外輻射模式中未考慮很重要的砧雲 (anvil cloud) 輻射特性，也是不完善的地方。因此當觀察全球模式的夏季每個月的系統性誤差所呈現的類似，並且誤差分布的區域與數量都很明顯，如圖 1 所示（以七月為例），還隨著預報時間持續增加時，不禁懷疑輻射模式與系統性誤差之間是否有連帶關係？最近我們將輻射模式中涉及雲輻射效應的部分重新考慮，這包括雲量診斷的調整以及雲輻射特性參數化的重新設計。本文的目的即是想探討此一新版輻射模式在全球模式中測試所展現的反應，至投稿為止只有初步的個案測試，本文先就有限的結果逐一討論，更詳細的測試正在進行當中。

二、雲輻射參數化兩版間之差異

2.1 雲量的診斷

藉以診斷雲量的函數型式和大尺度變數兩版相類似，如表 1 所示。雲類可分為：(一)是以積雲降水強度判斷雲量多寡的對流雲系，其詳細作法與 Slingo(1987) 的文獻相同。一旦積雲高及雲內溫度小於 233K，則視為伴隨深積雲發生的砧雲，考慮其佔有較大面積，作法上直接將雲量額外加大 20%。(二)是被統稱為層狀雲的雲系，它以相對濕度為診斷變數。作業版是一般熟

悉的兩次函數型式，臨界濕度的垂直分布是氣壓函數 (Slingo and Ritter, 1985) 如表 1-(b)，中低層濕度門檻偏低約為 50% ~ 60% 之間。新版則將雲層分為低中高三類，分別設定不同的臨界濕度並增設垂直速度的條件。依 Slingo (1987) 指出這對避免高估低層雲是必要的。其它諸如飽和濕度 (RHs)，參考濕度 (RHr) 以及指數 (n) 的設定如表 1-(c) 所列，基本上這些參數的設定並非有絕對的律則，僅是抓住定性上合理的範圍而已，它必須為契合模式的偏好而調整。此外，表 1-(a) 中有效相對濕度 (RHe) 的定義區別兩版對雲量算法的假設。作業版的算法意謂網格點上發生積雲或層雲的機率相互獨立；新版則是邏輯上先摒除既有積雲量，再考慮可能依附產生的層雲，算式中已假設積雲內之濕度為 1.0。

2.2 雲輻射特性的參數化

表 2 描述兩版雲輻射特性參數化方法的差異。由於 Harshvardhan et al. (1987) 設計的長波輻射模式忽略雲的散射效應，因此雲唯一的長波輻射參數即是寬帶通量放射率。作業版除了近地表過薄的分層（小於 20 hPa）之外，都視模式中的水相雲為黑體，而假設高層卷雲放射率等於 0.5。新版則是以 Beer-Bouguer-Lambert 定律的指數函數計算放射率。另一方面，短波輻射模式主要是沿用 Lacis and Hansen (1974) 的方法，雲的短波重要參數包括雲光程、單次散射率和非對稱因子。作業版所求的雲光程適用於整個短波光譜，參數式採用 Harshvardhan et al. (1989) 的作法。新版分別沿用 Slingo(1989) 和 Ebert and Curry (1992) 的參數式與波段劃分求取水相雲以及冰相雲各個波段的相關參數。由於在近紅外波段雲滴同時具有吸收和散射作用並且與同一波段的水氣吸收效應重疊，為有效且精確地處理重疊的計算問題，Lacis and Hansen 以 ESFT(exponential-sum fitting of transmissions) 方法近似整個紅外波段的水氣吸收強度。不過 Lacis and Hansen 模式對水氣含量非均勻修正的誤差有低估對流層加熱率的趨勢 (Chou, 1986)。因此新版採用 Chou (1986) 的水氣吸收係數 K 分布，配合 Chou and Arking (1981) 提出的尾翼定標近似 (wing-scaling)，以改進此一現象 (馮, 1992)。此外仿照 Briegleb (1992) 的處理，解決計算上水氣吸收係數 K 分布與雲參數波段分布之間對應的問題。新版雲光程對部份雲量的權重出

現指數 $3/2$ ，依據 Briegleb (1992) 的測試指出，如此將能使結果近似雲垂直隨機分布的真正解。

圖 2 是新版的雲滴含量、雲有效吸收係數以及雲滴有效半徑在不同雲類和垂直高度上的分布，所設定的各值都是在對應雲系觀測的合理範圍內 (Liou, 1992)，其中層狀雲的冰晶含量隨溫度遞減，此函數是近似衆多觀測結果的分布 (Liou, 1986)。

三、個案測試與討論

使用於個案測試的全球模式除了涉及輻射參數化模式的修正之外，其餘和作業中的中央氣象局第二代全球波譜模式相同，各個模組的說明可參考同期刊登陳 (1994) 的内文。在下列結果的討論中，對上節所描述的新版簡稱為新版 1，以便區別不同的新版 2 和新版 3。新版 2 與新版 3 是針對新版 1 再作些修正，以便進一步探討其對結果的影響。新版 2 假設高層相對濕度大於 0.7，高層層狀雲 ($Cu = 0$ 時) 即等於 1.0，新版 3 承續新版 2 的作法，並將新版 1 長波中關於雲量垂直重疊的計算方式恢復回作業版。原本在新版 1 的假設是採隨機方式 (random overlap) 而作業版則是結合隨機和最大覆蓋 (maximum overlap) 兩種方式，對於在相同的雲量垂直分布下，後者的作法將使長波在垂直傳遞的過程感覺較多的雲量。

圖 3-5 是各個新版相對作業版在 7 月 4 日個案呈現之輻射非絕熱效應差異的分布 (7 月 19 日與此類似)。首先分析新版 1 如圖 3 的結果，在北半球中高對流層 (700hPa 至 300hPa) 以及南半球中低對流層有比作業版強的淨輻射加熱率，反之在北半球低對流層和南半球接近地表數層都有淨輻射較冷的趨勢。這種分布大部份由長波輻射方面所主導，不過定量上已被相反相位分布的短波輻射抵消，甚至在高層能因較強的短波輻射貢獻而有些微的淨增溫。探究長短波輻射非絕熱效應差異的分布可以歸納兩個因素：一是與新版減少中低層層狀雲有關，在長波輻射方面作業版中這些被減少的中層雲大部份原是扮演雲頂長波輻射冷卻的角色，低層雲則是雲底加熱的角色；而對短波輻射因雲只有增溫效應，中低層雲減少自然使新版的短波加熱率在同一區帶有較弱的現象，但短波加熱率在近地表有微弱的加強，反而是雲量減少後透射率增加的結

果。二是與新版增加砧雲輻射特性的考慮有關，新版視砧雲為幾近黑體的性質，使處於雲頂位置的砧雲區有很強的長波輻射冷卻，不過強化的溫室效應使緊鄰的數層卻能有效地減少向上射出的長波輻射；對短波輻射砧雲的光程遠大於一般層狀卷雲的光程，因此新版中突顯出熱帶深積雲緯度帶砧雲的短波加熱率，不過砧雲也阻礙短波透射至較深的雲內。至於圖 4 新版 2 和圖 5 新版 3 的結果相較於新版 1 所產生最大的差異，正是反映中低對流層大氣的溫室效應被加強的趨勢，因為無論是新版 2 增加高層雲或新版 3 恢復作業版雲垂直重疊的方式，都是遮蔽長波淨向上射出輻射的屏障，加強雲溫室效應的有效因子。從淨輻射和長波輻射兩個部份定量上明顯的變化，這同時說明高層雲量的估算和雲垂直重疊方式的決定，每一環結都對輻射收支有相當大的影響。

圖 6 是個案測試各版之間厚度場距平相關表現的比較。新版各版對南半球普遍有正的反應，並且對北半球的 200hPa 與 500hPa 間厚度場的改進幅度極為顯著，這基本的原因是新版雲輻射參數化所強化的中對流層淨輻射加熱率正區恰可彌補兩個個案從 500hPa 以上大氣隨著預報有偏冷的系統性誤差，而這種誤差現象在全球模式 7 月份的統計中是很典型的例子，如圖 1 所示。然而，對 500hPa 到 1000hPa 間北半球的厚度場距平相關變得較差，表示新版淨輻射在低對流層的負貢獻對兩個個案都沒有助益，尤其對 7 月 4 日個案原來在作業版的預報已經呈現 500hPa 以下大氣過冷的趨勢。

此外值得注意的是，從新版 1 至新版 3 距平相關的表現逐漸抬升，這反映新版 2(或 3) 的作法所產生的輻射非絕熱源契合個案初始場對往後 5 天預報所引起系統性誤差的互補條件。但是考慮個案初始場基本上蘊含著作業版輻射模式和母模式之間長期交互作用下的平衡體系，因此個案的預報誤性並非單一物理過程的問題，所以我們懷疑諸如新版 2(或 3) 的結果是否過分強化輻射過程該扮演的角色，頂替了其它物理過程應該彌補的誤差？再從診斷新版各版表現的 OLR 值而言，新版 1 是合理範圍，新版 2 和新版 3 都明顯低估 10% ~ 15% 的氣候平均值，尤以新版 3 更嚴重，這亦意謂新版 2(或 3) 經長期積分後可能將整體模式拉向一個不符真實氣候運作的狀態。另一方面，由修正雲輻

射參數化所牽動三維空間中輻射收支的擾動，必定連環激發其它物理部份的變動和反饋，然而這種交互作用是緩慢進行的，故單從個案測試是不能真正預期這些修正在根植於母模式一段長時間的運作之後，是否對預報品質的改進仍有持續性正的反應。目前，我們正進行另一項實驗，希望能更深刻釐清相關的疑惑。

參考文獻

- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較。大氣科學，20，387-404。
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, 97, 7603-7612.
- Chou, M. D., 1986: Atmospheric solar heating rate in the water vapor band. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1532-1542.
- Chou, M. D., and A. Arking, 1981: An efficient method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. *J. Atmos. Sci.*, 38, 798-807.
- Ebert, E. E., and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.*, 97, 3831-3836.
- Ellingson, R. G., J. Ellis, and S. Fels, 1991: The intercomparison of radiation codes used in climate models: Longwave results. *J. Geophys. Res.*, 96, 8925-8928.
- Fouquart, Y., B. Bonnel, and V. Ramaswamy, 1991: Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies. *J. Geophys. Res.*, 96, 8955-8968.
- Harshvardhan, R. Davies, B. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.
- Harshvardhan, D. A. Randall, T. G. Corsetti and D. A. Dazlich, 1989: Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1922-1942.
- 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., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.
- Liou, K. N., 1992: Radiation and cloud processes in the atmosphere. Oxford University Press, 487 PP.
- Morcrette, J. J., 1990: Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Mon. Wea. Res.*, 118, 847-873.
- Ramanathan, V., 1987: The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.*, 92, 4075-4095.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243, 57-63.
- Slingo, A., 1989: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419-1427.
- Slingo, A., and J. M. Slingo, 1987: The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. Part 1: Introduction and initial experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 1027-1062.
- Slingo, J., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 899-927.
- Slingo, J. M., and B. Ritter, 1985: Cloud prediction in the ECMWF model. ECMWF Technical Report No. 46, 48PP.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 435-460.

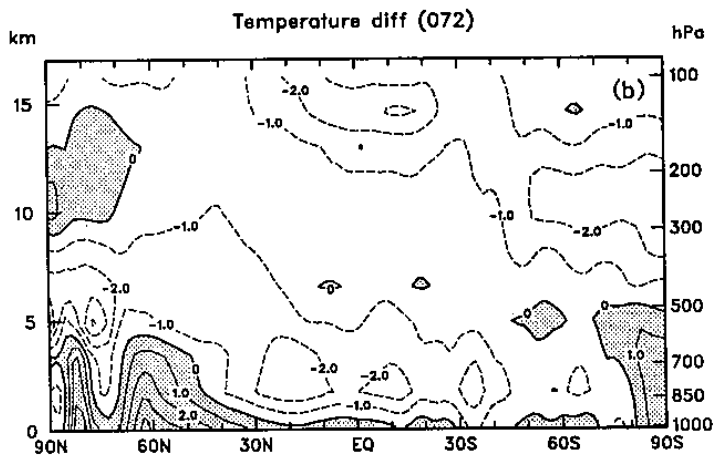
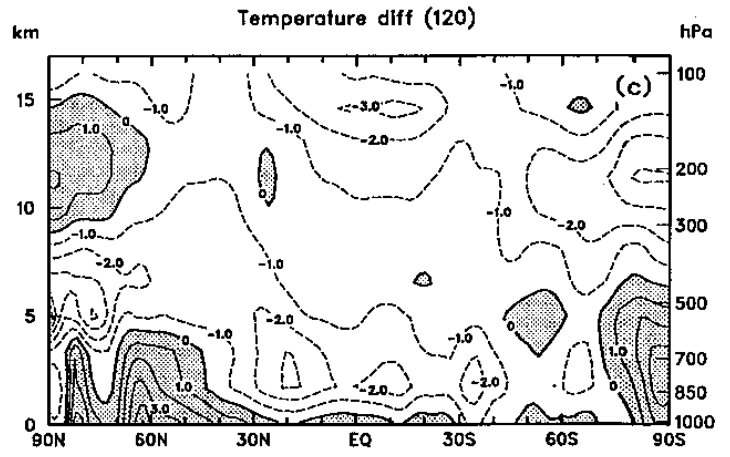
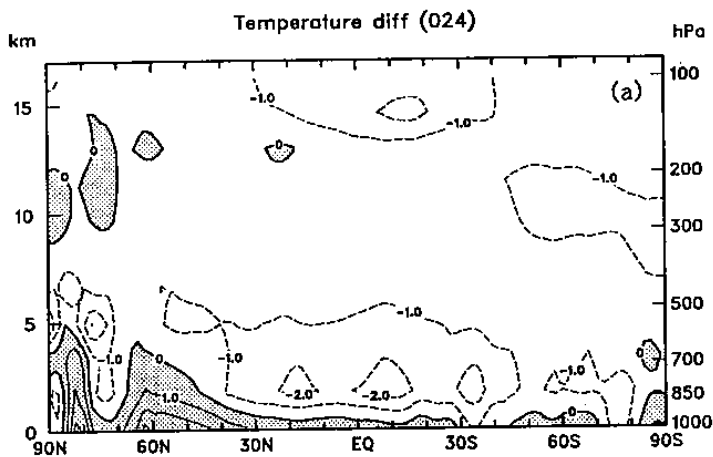


圖 1：西元 1994 年 7 月份全球模式溫度預報場減分析場之系統性誤差，圖是垂直和緯度方向的分布。(a) 是 24 小時預報。(b) 是 72 小時預報。(c) 是 120 小時預報。

(a)

Cloud type	Cloud scheme
Convective cloud (C_u)	$C_u = a + b \ln P_c$ (Slingo, 1987) P_c : convective precipitation rate
Anvil cloud (C_a)	$C_a = C_u + 0.2$ if $C_u > 0.1$ and $T < 233$ K
Stratiform cloud (C_s)	Operational : $C_s = \begin{cases} \frac{(\overline{RH}_k - RH_c)^2}{1.0 - RH_c} & \text{when } \overline{RH}_k \geq RH_c \\ 0 & \text{when } \overline{RH}_k < RH_c \end{cases}$
	New : $C_s = \begin{cases} 1.0 & \text{when } RH_e \geq RH_s \\ \left(\frac{RH_e - RH_r}{RH_s - RH_r} \right)^n & \text{when } RH_e \geq RH_c \text{ and } \omega \leq -0.1 \text{ Pa/s (for L, M cloud only)} \\ 0 & \text{when } RH_e < RH_c \text{ or } \omega > -0.1 \text{ Pa/s (for L, M cloud only)} \end{cases}$
Total cloudiness (C_t)	$C_t = C_u + C_s - C_u * C_s$ or $C_t = C_a$ for anvil cloud layer

$\overline{RH}_k = 0.5 RH_k + 0.25 (RH_{k-1} + RH_{k+1})$
 RH_k : the relative humidity at model k layer
 $RH_e = (\overline{RH}_k - C_u) / (1.0 - C_u)$
 RH_e : the effective relative humidity RH_s : the saturated relative humidity
 RH_r : the reference relative humidity RH_c : the critical relative humidity

(b)

X	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1
RH_c	1.0	0.7	0.51	0.43	0.44	0.5	0.6	0.73	0.85	0.94

$$RH_c = 1 + 2(X^2 - X) + \sqrt{3}X(1 - 3X + 2X^2) \text{ where } X = P_s / P_k$$

P_s : the surface pressure

P_k : the pressure at model k layer

(c)

Cloud type	RH_s	RH_r	RH_c	n	RH_s	RH_r	RH_c	n
H Cloud	0.95	0.5	0.7	1	0.95	0.5	0.5	1
M Cloud	0.95	0.5	0.7	2	0.95	0.5	0.5	1
L Cloud	0.95	0.7	0.85	2	0.95	0.5	0.5	1

for $C_u = 0$

for $C_u > 0$

表 1：雲量診斷參數式和各種參數的設定。(a) 是診斷通式，其中作業版和新版之差異出現在層狀雲的診斷。(b) 是作業版臨界相對濕度的定義和分布。(c) 是新版診斷層狀雲通式內各參數在不同雲類之設定值，依據積雲是否同時存在而有差異。雲類以高度分為高雲（氣壓小於 400hPa）、中雲（氣壓介於 400hPa 與 800hPa 之間）與低雲（氣壓大於 800hPa）。

	Operational	New
Longwave	$\min(1.0, dP_k / 20)$ for $T \geq 273$ K $\epsilon = 1.0 \sim 0.5$ (linear to T) for 233 K $< T < 273$ K 0.5 for $T \leq 233$ K	$\epsilon = 1 - \exp(-\beta \kappa L(I)WP)$
Shortwave	0.08 for $T \geq 273$ K $f(T) = 0.08 \sim 0.02$ (linear to T) for $233 < T < 273$ K 0.02 for $T \leq 233$ K $\tau = f(T) * dP_k * C_i$ ----- $\omega = 1.0$ for nonabsorption $= 0.97$ for absorption ----- $g = 0.85$	$\tau_i = L(I)WP (a_i + b_i / r_e) * C_i^{3/2}$ $1 - \omega_i = c_i + d_i r_e$ $g_i = e_i + f_i$ above coefficients and i index follow Slingo (1989) for water clouds and Ebert & Curry (1992) for ice clouds

$L(I)WP$: liquid (ice) water path (g / m^2)

$L(I)WP = \int$ liquid water (ice) content (g / m^3) * dz

dP_k : the pressure thickness of the model k layer (hPa)

β : the diffusivity factor (= 1.66)

κ : the mass absorption coefficient (m^2 / g)

r_e : the effective radius (μm)

表 2 : 雲輻射特性參數化方法之描述。

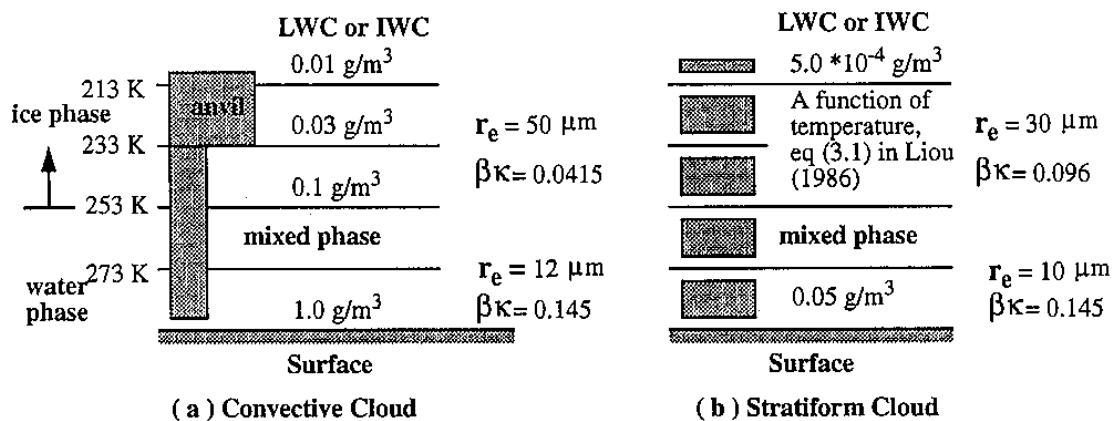


圖 2 : 表 2 中新版參數式內關於雲滴含量、雲滴長波有效吸收係數和雲滴有效半徑在不同雲系與垂直高度上之分布。

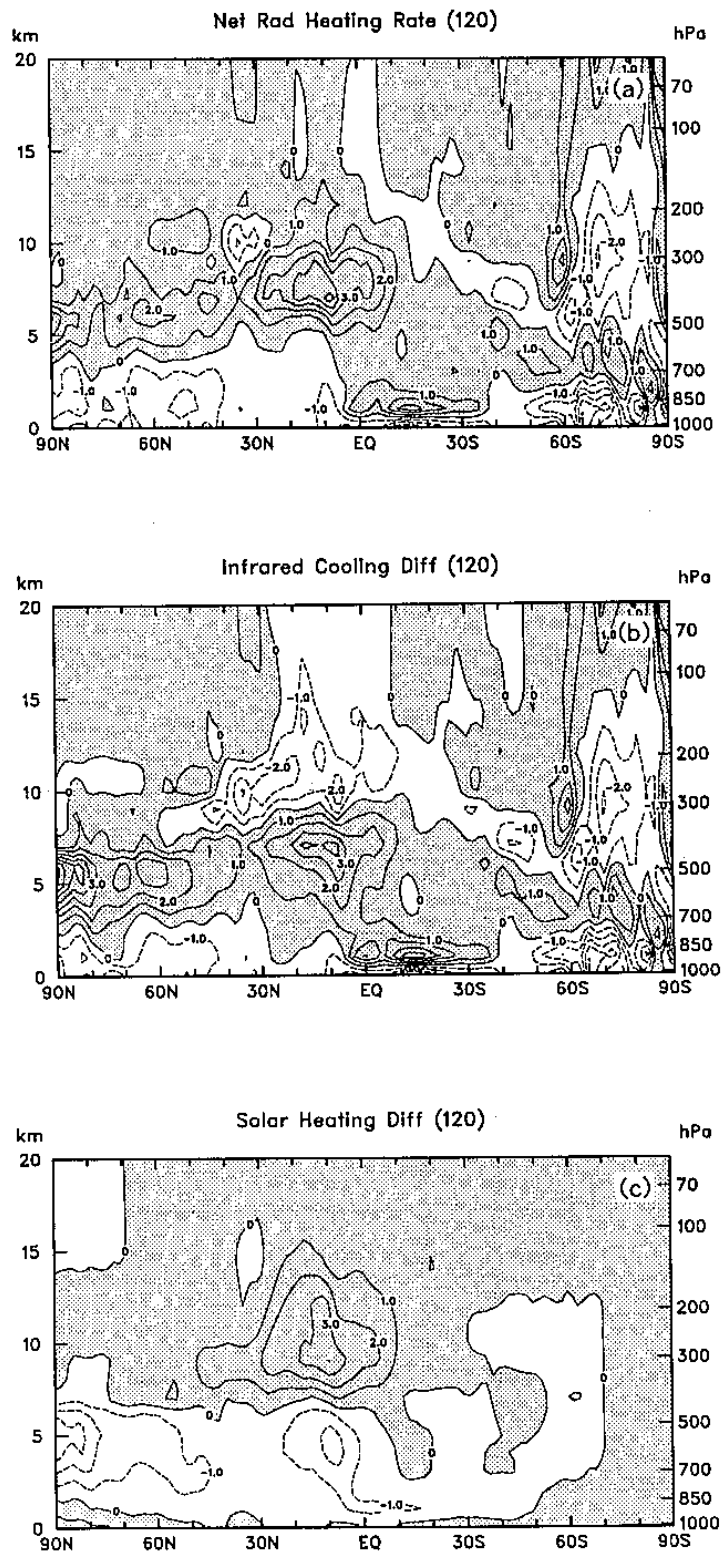


圖 3：7月4日個案新版1減去作業版之輻射非絕熱效應差異的分布。(a)是淨輻射差異的分布，(b)是長波輻射，(c)是短波輻射。陰影的區域代表是增溫的貢獻圖中都是5天預報累積的差異。

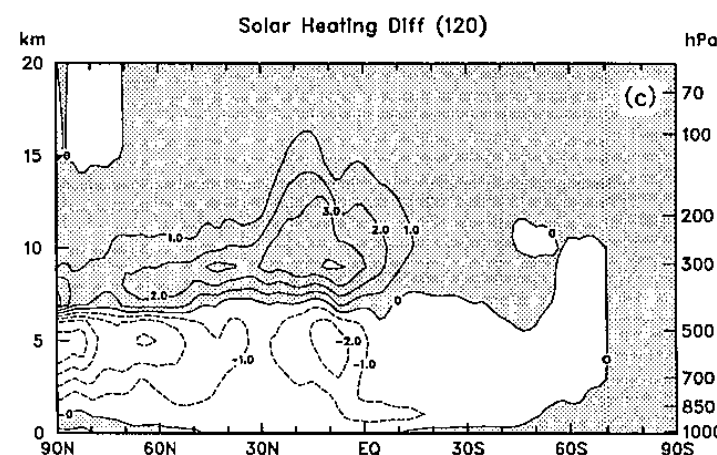
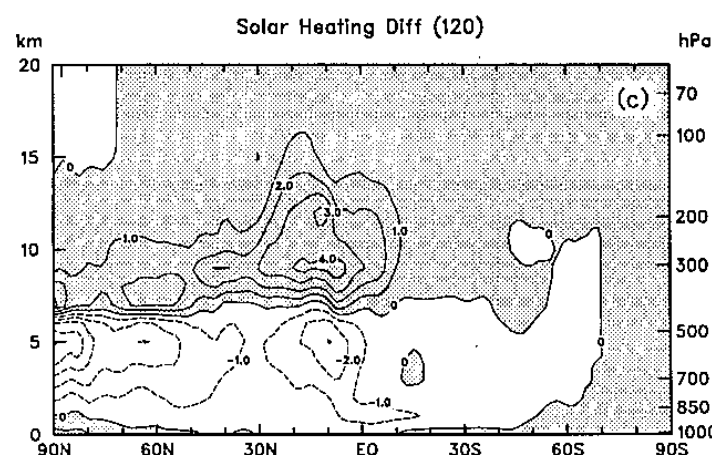
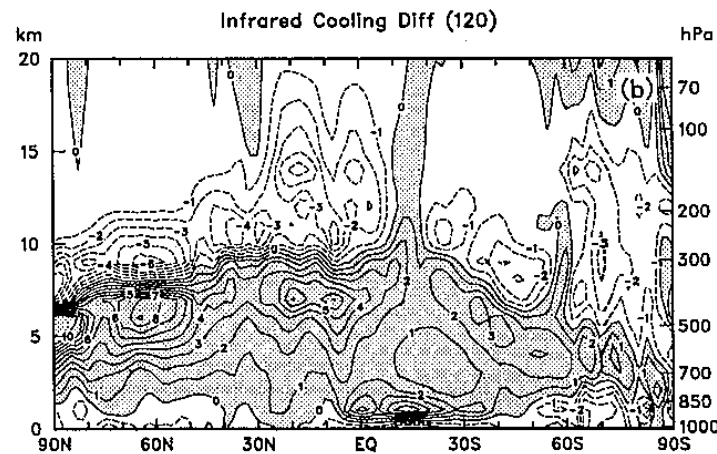
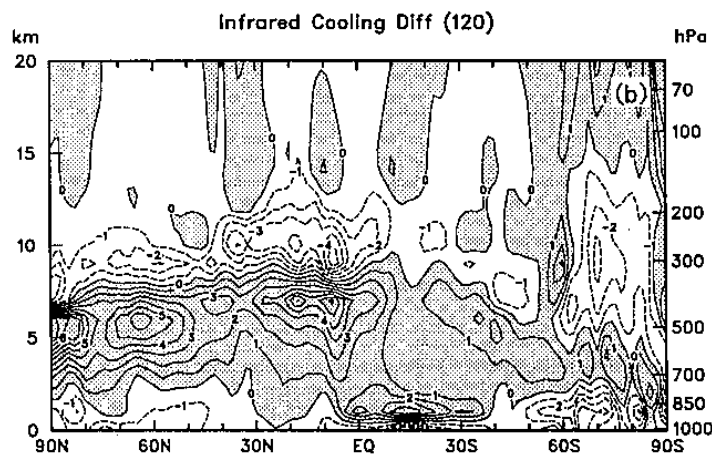
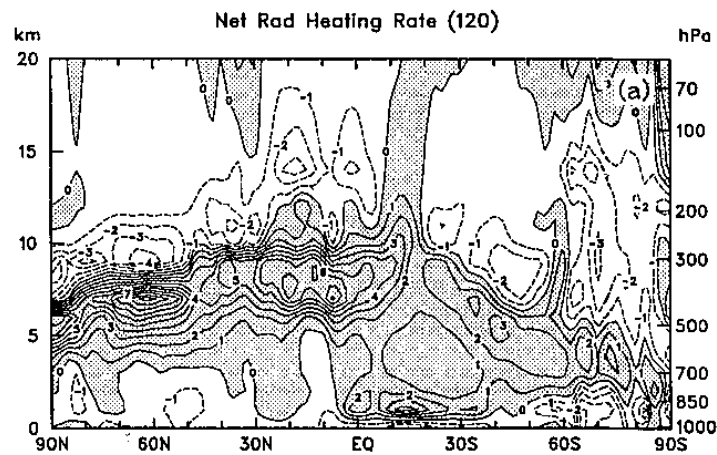
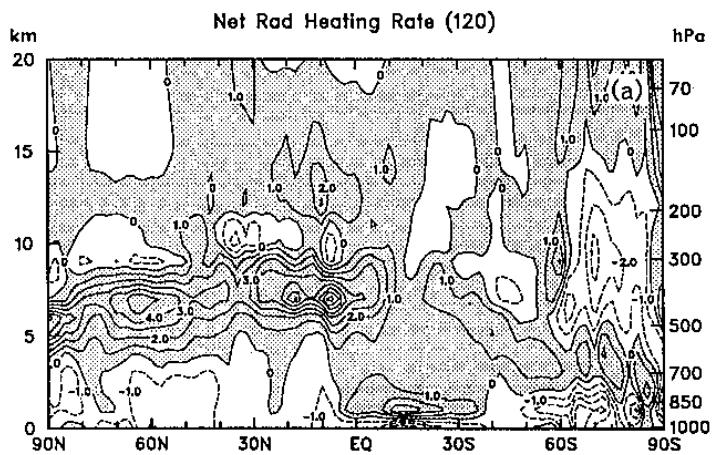


圖 4：同圖 3 之說明，但為新版 2 的測試結果。

圖 5：同圖 3 之說明，但為新版 3 的測試結果。

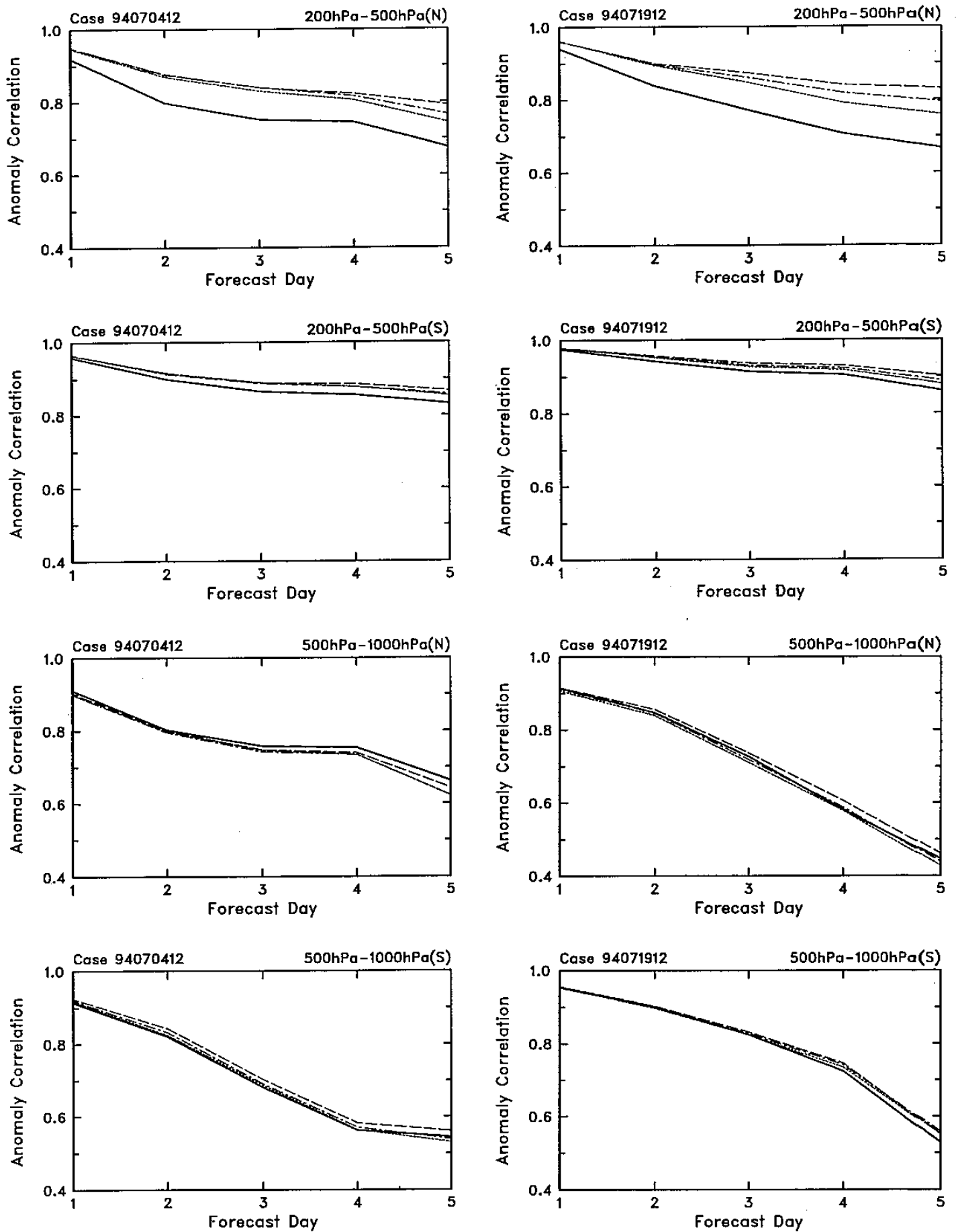


圖 6：作業版和新版各版之厚度場距平相關的相互比較。(——) 對應作業版，(-----) 對應新版 1，(- - - -) 對應新版 2，(— — —) 對應新版 3。(N) 指北半球，(S) 指南半球。

