

张华, 荆现文. 2010. 气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地-气辐射的影响研究 [J]. 大气科学, 34 (3): 520-532. Zhang Hua, Jing Xianwen. 2010. Effect of cloud overlap assumptions in climate models on modeled earth-atmosphere radiative fields [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 520-532.

# 气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地-气辐射的影响研究

张华<sup>1</sup> 荆现文<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081

<sup>2</sup> 中国气象科学研究院, 北京 100081

**摘要** 本文将一种新的可以模拟云的多种垂直重叠假定的随机次网格云产生器 (SCG) 放入 NCAR/CAM3 气候模式中, 利用该产生器得到云的四种垂直重叠结构, 即最大重叠 (MO)、随机重叠 (RO)、最大-随机重叠 (MRO) 以及近年来发展的一般重叠 (GenO), 并以 GenO 为参照研究了这四种云的重叠结构对模拟的地-气辐射的影响, 为气候模式中云的次网格结构选择提供一定的依据。结果表明, MRO、MO 和 RO 总云量分别与 GenO 总云量 (全球平均 0.64 左右) 偏差约 -0.012、-0.034 和 0.026, 其中 MRO 最接近 GenO。不同重叠假定对地面接收到的短波辐射通量 (DSR) 的改变显著, 在热带对流区达到  $16 \text{ W/m}^2$  以上, 相当于 GenO 下该地区相应量的 8%~12%, 通过了 95% 信度检验; 在中高纬度低云量大的地区也达到  $4\sim 8 \text{ W/m}^2$ 。不同重叠假定对大气顶出射长波辐射 (OLR) 的改变比其对短波辐射通量的改变小得多, 在热带对流区有极大值  $3\sim 4 \text{ W/m}^2$ 。不同的云重叠结构的大气加热率垂直廓线不同, 从而影响大气热力结构, 其中长波加热率差值 (最大约  $0.1\sim 0.26 \text{ K/d}$ ) 比短波加热率差值 (最大约  $0.01\sim 0.025 \text{ K/d}$ ) 几乎大一个量级, 因此, 长波加热率的变化是影响大气热力层结的主要因素。云重叠假定影响地面和大气顶云辐射强迫, 并通过柱辐射强迫使得整层气柱的能量收支发生变化, 不同纬度变化趋势也不同, 从而系统性地改变地-气系统能量在各纬度地区的分配, 影响所模拟的气候系统的演变。

**关键词** 云垂直重叠 全球气候模式 随机云产生器

**文章编号** 1006-9895 (2010) 03-0520-13

**中图分类号** P422

**文献标识码** A

## Effect of Cloud Overlap Assumptions in Climate Models on Modeled Earth - Atmosphere Radiative Fields

ZHANG Hua<sup>1</sup> and JING Xianwen<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, Beijing 100081

<sup>2</sup> Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081

**Abstract** A new subgrid-scale Stochastic Cloud Generator (SCG), which can produce different overlap assumptions, has been implemented into the NCAR/CAM3 climate model. Four types of overlapping schemes are generated from the SCG, including Maximum Overlap (MO), Random Overlap (RO), Maximum-Random Overlap (MRO),

**收稿日期** 2009-05-07, 2009-12-16 收修定稿

**资助项目** 科技部公益性行业 (气象) 科研专项经费 GYHY200706036, 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403707

**作者简介** 张华, 女, 1965 出生, 博士, 研究员, 主要从事大气辐射传输模式、云-辐射相互作用等方面的研究。

E-mail: huazhang@cma.gov.cn

and a recently developed General Overlap (GenO). Using GenO as a reference, the authors studied the sensitivity of radiative fields to cloud overlap changes. Results showed that the total cloud fractions generated by MRO, MO, and RO differed from that of the GenO by  $-0.012$ ,  $-0.034$  and  $0.026$ , respectively, with MRO being closest to the GenO. The Downwelling Shortwave Radiation (DSR) at the surface was affected by the cloud overlap assumptions significantly. The largest regional differences of DSR are more than  $16 \text{ W/m}^2$  in the tropical convective area, which is about 8%–12% of the DSR for the GenO there and is statistically significant at the 95% confidence level. The second largest differences of  $4-8 \text{ W/m}^2$  occurred at middle or higher latitudes where the low cloud covers are often large. However, the differences of outgoing longwave radiation (OLR) among the four schemes are quite smaller, with the largest value over  $3-4 \text{ W/m}^2$  also located in the tropical convective area. The cloud overlap assumptions can also change the profiles of radiative heating rate and thus change the thermodynamic structure of the atmosphere. It was found that the change in longwave heating rate (with the largest value of about  $0.1-0.26 \text{ K/d}$ ) is about an order higher than that in shortwave heating rate (with the largest value of about  $0.01-0.025 \text{ K/d}$ ), thus becomes the major factor influencing the thermodynamic structure. Further exploration of cloud radiative forcing (CRF) at both the surface and the top of atmosphere (TOA) and column CRF suggests that the cloud overlap assumptions affect energy absorption of the whole atmospheric column at some latitudes, through which the energy distribution at different latitudes can be systematically changed, and finally affect the evolution of the modeled climate system.

**Key words** cloud overlap scheme, global climate models, stochastic cloud generator (SCG)

## 1 引言

覆盖地球表面 60% 左右面积的云, 是影响地—气系统辐射收支平衡的重要因素 (Liou, 1992)。但是, 对云的模拟一直以来都是气候模式的薄弱环节, 这成为气候模拟不确定性的主要原因之一 (Wetherald and Manabe, 1988; Houghton et al., 2001)。从水平分辨率达到几十至几百公里的全球大气模式中, 可以直接获得每个模式层的云量 (诊断的或者预报的), 却不能直接得到网格内云的垂直结构。而网格内云的垂直结构对辐射传输的影响很大, 在辐射计算中必须考虑网格内云的垂直重叠状况。采用不同的云垂直重叠假定所产生的用于辐射计算的云的垂直分布以及总云量都是不同的, 进而影响有云大气的辐射传输以及相应的地—气系统的辐射通量和整层大气的加热/冷却率 (汪芳和丁一汇, 2005; McFarlane et al., 2007), 而且, 模式对外强迫 (如气溶胶等) 的敏感程度也因云的重叠方式的差异而有所不同 (Weare, 2001)。虽然, 在全球大气模式的辐射计算中不可避免地都包含了对云重叠结构的描述, 而且国际上也对云重叠结构的敏感性做过很多研究 (Morcrette and Fouquart, 1986; Morcrette and Jakob, 2000; Liang and Wang, 1997; Collins, 2001; Pincus et al., 2005),

但是, 目前在国内该方面的研究还非常少, 而且用近年来新发展的云的垂直重叠方案的研究还没有看到。

在传统的气候模式中改变云的重叠方式是非常不方便的, 因为在传统的气候模式中对云结构的描述和辐射传输计算是相互缠绕在一起的, 改变云的结构就必须对辐射传输代码进行相应的调整, 这在大多数气候模式中实现起来非常困难。国际上研究模式对云的重叠假定的敏感性时, 往往伴随对辐射传输的其他部分 (如云的光学性质) 的调整 (Morcrette and Jakob, 2000), 于是模式结果包含了虚假的人为因素的影响。近年来, 一种新的、被称为随机云产生器 (Stochastic Cloud Generator, 简称 SCG) 的次网格云参数化方案显示出独特的优越性 (Räisänen et al., 2004; Barker and Räisänen, 2005; Pincus et al., 2006; Morcrette et al., 2008), 它将对云的结构描述和辐射传输计算分离开来, 可以很容易进行云的结构调整而不用涉及辐射传输代码的改变, 反之亦然, 避免了人为的不确定性因素的引入。这种易于分别改进云和辐射方案的方法为模式的未来发展提供了广阔的空间。

本文利用这种新的次网格云参数化方案进行了地—气辐射场对云垂直重叠结构的敏感性试验, 包含 4 种重叠假定。第 2 部分介绍由 SCG 得到的四

种云重叠结构；第 3 部分介绍所使用的气候模式和数值试验方法；第 4 部分给出了采用不同重叠结构所得到的总云量差别，以及所导致的辐射通量、加热率以及辐射强迫的差别。最后，在第 5 部分给出本文的主要结论。

## 2 云的几种垂直重叠

实际大气中云层的上下重叠是非常复杂的，与云的类型、大气热力和动力结构等都有关系，没有一个完善的理论能够在全球气候模式的网格尺度上精确描述这种现象，只能对此进行一定的假定。传统的、也是应用最广泛的云垂直重叠假定有最大重叠 (Maximum Overlap, 简称 MO)、随机重叠 (Random Overlap, 简称 RO) 以及最大-随机重叠 (Maximum-Random Overlap, 简称 MRO)。由 MO 得到的上下云层总是达到最大程度的重叠，云的垂直关联最大，总云量与层云量中的最大者相同；RO 最早由 Manabe and Strickler (1964) 提出，假定云层之间是相互独立、随机分布的，完全不考虑云的垂直关联；Geleyn and Hollingsworth (1979) 提出了最大、随机混合的垂直重叠假定，即 MRO，假定相邻两层云是最大重叠的，而被晴空分离的两个云块是随机重叠的，云的垂直相关性与晴空层的分布有关。

以上三种传统的重叠假定过于固定，缺乏可变性，而实际上云的垂直重叠关系比它们复杂得多。Hogan and Illingworth (2000) 和 Bergman and Rasch (2002) 提出了一种新的云垂直重叠模型，称为一般重叠 (General Overlap, 简称 GenO)，它根据两层云或者多层云之间的垂直高度差判断其重叠关系，使云的重叠结构具有多样性。以两层云为例，这个模型将上下两层云 (记为第  $k$  和第  $l$  层) 的垂直投影的总云量写为最大重叠云量和随机重叠云量的线性组合：

$$C_{k,l} = \alpha_{k,l} C_{k,l}^{\max} + (1 - \alpha_{k,l}) C_{k,l}^{\text{ran}}, \quad (1)$$

其中， $C_{k,l}^{\max} = \max(C_k, C_l)$ ， $C_{k,l}^{\text{ran}} = C_k + C_l - C_k C_l$ 。 $\alpha_{k,l}$  是两层云的重叠系数，反映两层云之间的重叠程度， $\alpha_{k,l}$  越大，则重叠程度越高。 $\alpha_{k,l}$  可以由以下公式计算：

$$\alpha_{k,l} = \exp\left(-\int_{z_k}^{z_l} \frac{dZ}{L_{\text{cf}}(Z)}\right), \quad (2)$$

其中， $Z$  是垂直高度， $L_{\text{cf}}(Z)$  称为云量的抗相关厚

度，是两层云的重叠系数减少到  $e^{-1}$  时的距离。 $L_{\text{cf}}(Z)$  是随季节、地区和云类型的不同而变化的 (Barker, 2008)。理论上，只要给出随时间和地区而变的  $L_{\text{cf}}(Z)$ ，模拟的各层云量就能足够真实，而在实际运用中一般以一个最为合理的常数 (称为有效抗相关厚度) 来代替。利用卫星数据和地面雷达数据分析的结果表明，全球平均的值大约为  $L_{\text{cf}}(Z) = 2 \text{ km}$ ，它能够给出比较接近于实际的总云量 (Barker and Räisänen, 2005; Barker, 2008)，是目前最合理的近似值，本文也采用了这个值。

我们利用 SCG 方便地得到云的以上四种垂直重叠结构。具体产生过程请参考 Räisänen et al. (2004)。

## 3 模式介绍和数值试验方法

本文将 SCG 应用在 NCAR 的全球大气模式 CAM3 中。该模式采用 42 波三角截断 (T42 近似于  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ )，垂直方向采用混合  $\sigma$ -压力坐标系，共 26 层，最顶层高度为 3.5 hPa。模式积分步长为 20 分钟，辐射方案每小时 (3 个模式时间步长) 执行一次。云水含量为预报量，辐射计算中仅考虑非对流云水，它由 Rasch and Kristjánsson (1998) 以及 Zhang and Lin (2003) 的方案预报得到。云量为诊断量，由海上层积云、层云和对流云三部分组成。

本文辐射场采用独立气柱近似 (Independent Column Approximation, 简称 ICA) 计算 (Cahalan et al., 1994)。云的光学性质采用 Lindner and Li (2000) 以及 Hu and Stamnes (1993) 的米散射方法计算，光学冰云和水云有效半径都取网格平均值。气体吸收 (包括  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_3$ ) 的计算采用相关 K 分布的方法 (Kato et al., 1999)，其中短波分为 15 个带，长波分为 12 个带。

我们分别对以上四种云垂直重叠结构进行四组模式积分，积分时间都是从 1982 年 9 月到 1993 年 12 月，取后 10 年 (1984~1993 年) 的结果进行分析。如不特别说明，本文的冬季、夏季是对北半球而言。积分所用初始场为多年平均的风速、地面气压、温度、相对湿度等气候场资料，SST 采用随时间变化的多年海温数据。另有试验表明，采用不同年份的积分对本文结果影响很小。

真实的气候系统包含复杂的、多过程的相互反

馈, 云—辐射作用的结果必然再与其他过程发生复杂的相互作用。由于云的辐射效应是云对地气系统最直接的作用, 本文没有从整个复杂系统考虑, 而是着眼于这样一个简单的问题: 对于同样的大尺度网格云量和云水/冰含量廓线, 采用不同的垂直重叠方式可以对气候辐射场造成怎样的影响? 为探讨这个问题, 以上四组积分中, SCG 产生云重叠结构和 ICA 辐射计算是由 CAM3 单向驱动的, 其计算结果不反馈给其他物理过程。这样, 四组积分在同一时间所使用的网格云量廓线都为同一时间的 CAM3 云量廓线, 因此辐射场仅依赖所使用的重叠结构而改变, 能够反映出辐射场对云重叠结构的敏感性。GenO 是最接近实际、也是未来最有可能采用的重叠结构, 因此, 我们以它作为参照重叠, 其他重叠结构的结果与之相比较, 以使结果有较高的参考价值。

## 4 结果分析

### 4.1 云量

采用不同的云垂直重叠假定一方面可导致总云量差异, 重叠程度越大, 总云量越小; 另一方面可改变云的垂直分布, 主要是改变网格内云的厚度分布和平均云水路径, 重叠程度越大, 云内辐射传输经过的光学厚度越大, 反之亦然。两者对辐射收支的作用在一定程度上相互抵消, 但是云的光学厚度的变化不能完全抵消总云量变化的辐射影响, 重叠假定主要通过总云量的改变影响地球辐射平衡 (Barker and Räisänen, 2005)。

图 1a、b 给出了冬、夏两季不同重叠结构间的总云量差异的纬向平均 (本文全云量为 1), 图中阴影表示为 95% 置信区间, 在此区域以外表示两者差异能够通过 95% 信度检验。可以看出, 不论冬季还是夏季, MRO 和 MO 总云量都偏少, 而 RO 则偏多。MRO 与 GenO 最为接近, 各个纬度上偏差在 0.01 左右, 且大多通过 95% 信度检验。MO 总云量则有较大偏差, 基本都偏少 0.02 以上, 在赤道附近偏少达到 0.06; RO 的云量普遍偏多 0.02~0.04; 两者在绝大部分纬度上通过 95% 信度检验。总体来看, 赤道地区和南北中高纬地区偏差绝对值较大, 副热带地区较小, 它们分别对应纬向平均云量最多和最少的地区。值得一提的是, MRO 和 MO 在夏季南极附近都有很大偏差, 这与此时南极

高云量的增多有关 (图略), 但是后面我们会看到它对辐射计算的影响是很小的。

云层的辐射效应与云的高度和类型关系密切 (Hartmann et al., 1992; 赵高祥和汪宏七, 1994; Chen et al., 2000a; Yu et al., 2004), 而总云量只能从整个气柱反映云的信息, 我们还希望知道不同高度上的云量随重叠结构的改变如何。图 1c、d 和图 1e、f 分别给出冬夏两季低云量 (700 hPa 高度以下的云) 和高云量 (400 hPa 高度以上的云) 差异的纬向平均。

低云量: 低云 (主要是层状云) 在 60°S 和 50°N 附近的海洋上分布最为密集, 而在低纬度地区相对较少 (Klein and Hartmann, 1993)。从图 1c、d 中可以看出, 几种重叠的最大低云量偏差都出现在低云密集的高纬度地区, 其次是赤道附近。RO 最大偏差达到 0.04, 且大多通过 95% 信度检验。MRO 和 MO 在 30°S~30°N 之间都维持统计不显著的小偏差 (-0.005 左右), 从两条曲线几乎重合可以看到, 这里的低云基本上是垂直连续、完全重叠的; 但在更高纬度上 MO 差值增大, 而 MRO 仍接近于 GenO。低云能够强烈反射太阳短波辐射和吸收地面长波辐射, 采取什么样的重叠结构对于地面辐射收支有重要的影响。

高云量: 从图 1e、f 可以看出, 在赤道附近, 由于热带对流区对流旺盛, 高云量大, 总高云量对云垂直重叠结构的选取比较敏感, 不同重叠间的差别较大, 其中 MO 和 RO 最大偏差绝对值在 0.02~0.03 之间, MRO 稍小。同时可以看出, 中高纬度地区不同重叠间的高云量偏差值与低纬度地区相当, 这是因为这里也有一定量的高云分布 (Rossow and Schiffer, 1999)。MRO 和 MO 在中高纬度地区较为接近, 但在低纬度地区有较大差别。夏季, 如前所述, 南极附近高云量明显增多, 不同重叠结构得到的高云量差别在这里达到最大, MO 的偏差可以达到 0.1, MRO 和 RO 的偏差也分别达到 -0.04 和 0.04。但是如此明显的高云量差异并没有表现在辐射场差异上 (第 4.2 节), 这里的高云对辐射影响可能是不重要的。

### 4.2 辐射场

#### 4.2.1 地面接收的短波辐射通量

图 2 给出了冬季、夏季地面接收的短波辐射通量 (Downwelling Shortwave Radiation, 简称 DSR)

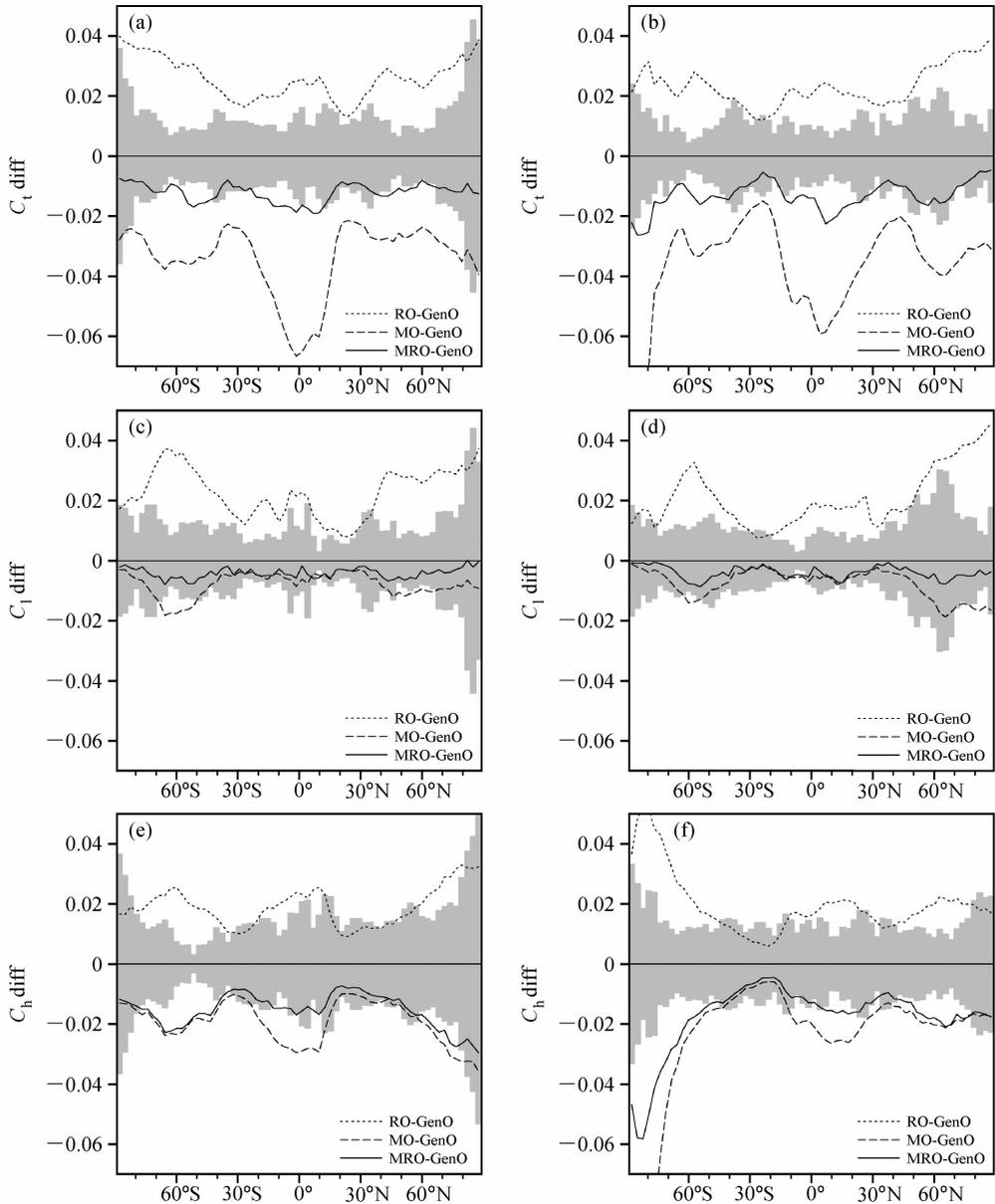


图1 重叠假定对 (a, b) 总云量、(c, d) 低云量和 (e, f) 高云量的影响: (a, c, e) 冬季; (b, d, f) 夏季。阴影: 95%置信区间

Fig. 1 Impact of cloud overlap assumptions on (a, b) total cloud fraction ( $C_t$ ), (c, d) low cloud fraction ( $C_l$ ), and (e, f) high cloud fraction ( $C_h$ ): (a, c, e) winter (DJF); (b, d, f) summer (JJA). Shaded regions: 95% confidence level

差值的全球分布。可以看出, 冬季差值主要集中在赤道地区以及南半球, 夏季差值主要集中在赤道地区和北半球, 这是因为短波辐射是随太阳赤纬而南北移动的。对同一季节, 不同云垂直重叠结构的 DSR 差异的地区分布基本一致, 这是因为本文四组试验所用的网格云量廓线完全一致, 辐射场差异的分布与云的分布密切相关。

DSR 偏差极大值在赤道附近的三个热带对流区, 这些对流活跃的区域随季节移动, 由冬季的西

太平洋群岛、非洲大陆南部和南美洲中部分别移动到夏季的印度季风降水区、非洲大陆中西部和中美洲地区, DSR 偏差极大值也随之移动。另外, DSR 具有明显偏差的地区是冬季  $60^{\circ}\text{S}$  附近和夏季  $60^{\circ}\text{N}$  以北的高纬度地区, 虽然量值上一般低于热带对流区, 但因为是连续大面积出现, 其对地球能量收支和分布的影响也是不能忽视的。另外还可以看出, 云的垂直重叠结构对于短波辐射收支在冬半球中高纬度地区是相对不重要的, 因为这里接收的太阳短

波辐射本身较少。

从图 2 可以看出, MRO 和 MO 类似, 它们都使地面接收到更多的短波辐射能量。无论冬季夏季, MRO 在热带对流区的最大 DSR 偏差在  $14 \text{ W/m}^2$  左右, 相当于参照重叠 GenO 在该区域 DSR 的  $8\% \sim 12\%$  (图略); 在高纬度地区的 DSR 偏差也普遍达到  $4 \sim 8 \text{ W/m}^2$ , 相当于 GenO 在该区域 DSR 的  $2\% \sim 4\%$  (图略)。MO 的 DSR 偏差比 MRO 情况更为偏大一些。RO 使 DSR 比参照重叠偏小, 在热带对流区可达到  $-16 \text{ W/m}^2$  以上, 在高纬度地区达到  $-4 \sim -8 \text{ W/m}^2$ 。偏差最大的热带对流区以及 MO 和 RO 的高纬度地区, 很多区域通过了  $95\%$  信度检验。L'Ecuyer et al. (2008) 利用 CloudSat 辐射通量和加热率数据研究表明, 云对 DSR 的作用在低

纬度地区主要来自中、高层云, 而在高纬度地区主要来自中、低层云。因此我们可以推断, 低纬度地区高云 (高纬度地区低云) 的显著差异容易使 DSR 的偏差显著。图 1 中三种重叠的热带地区高云量偏差和图 2 中三种重叠的热带对流区 DSR 偏差大多都通过了  $95\%$  信度检验, 而 MRO 高纬度地区低云量偏差不显著和其 DSR 偏差也不显著也很好的对应, 说明以上推断是合理的, 模式对云的地理分布和辐射性质的模拟和观测资料是基本一致的。

这里短波辐射通量对云重叠结构的选择最为敏感, 而辐射对这里热对流的形成和发展以及降水又至关重要, 因此我们应该更多地注意热带对流区云的重叠结构; 同时, 偏差在南半球海洋带上也较为显著 (尤其是 MO 和 RO), 因而这里云的重叠假定

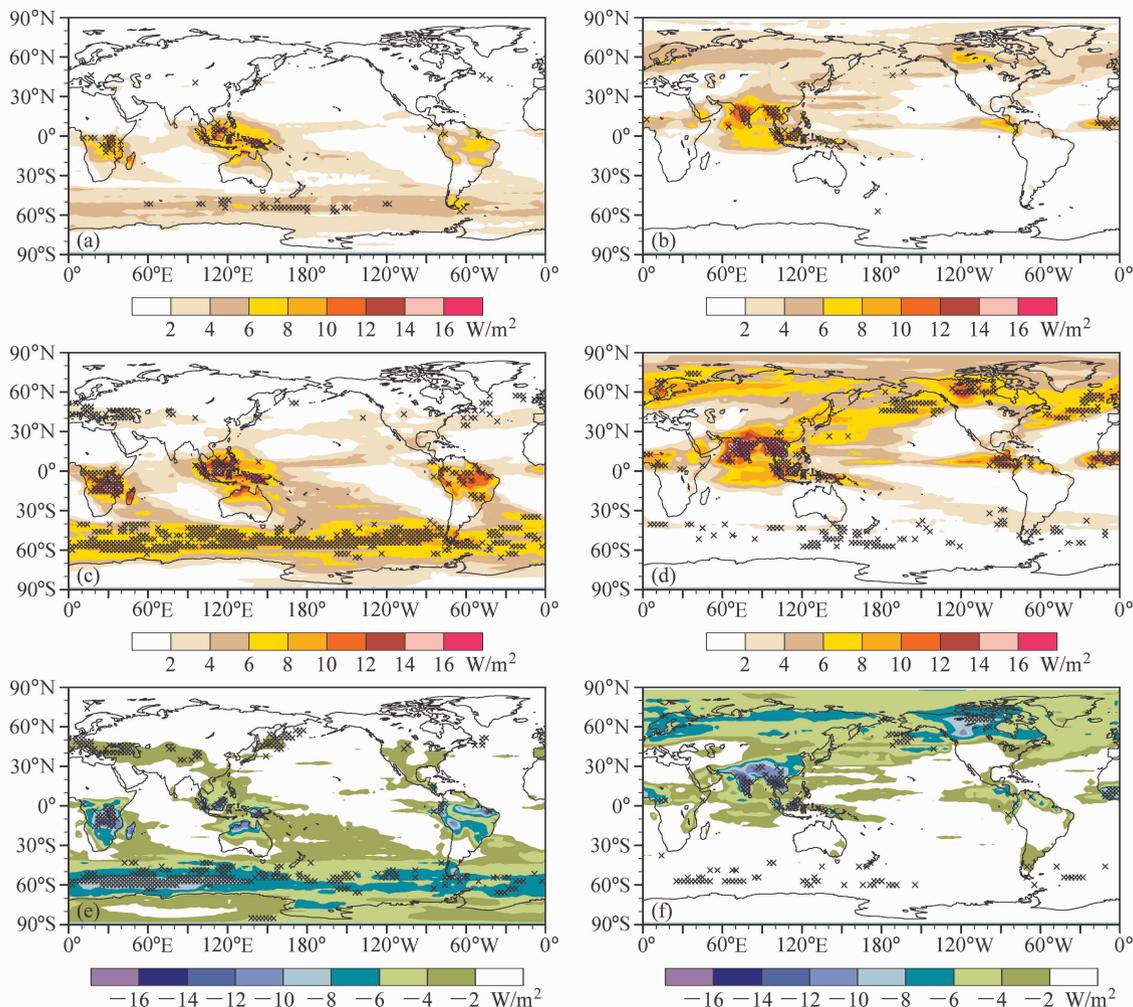


图 2 (a, c, e) 冬季和 (b, d, f) 夏季重叠假定对 DSR 的影响 (单位:  $\text{W/m}^2$ ): (a, b) MRO - GenO; (c, d) MO - GenO; (e, f) RO - GenO.  $\times$ : 通过  $95\%$  信度检验的区域

Fig. 2 Impact of cloud overlap assumptions on DSR ( $\text{W/m}^2$ ) in (a, c, e) summer and (b, d, f) winter; (a, b) MRO - GenO; (c, d) MO - GenO; (e, f) RO - GenO. Sign " $\times$ ": regions that are statistically significant at the  $95\%$  confidence level

表 1 GenO 全球平均云和辐射场以及其他三种重叠假设与其差值

Table 1 The global mean cloud fraction and radiative fields for GenO and the differences between GenO and the other overlap assumptions

|                               | DJF    |              |             |             | JJA    |              |             |             |
|-------------------------------|--------|--------------|-------------|-------------|--------|--------------|-------------|-------------|
|                               | GenO   | $\Delta$ MRO | $\Delta$ MO | $\Delta$ RO | GenO   | $\Delta$ MRO | $\Delta$ MO | $\Delta$ RO |
| 总云量                           | 0.668  | -0.0128*     | -0.034*     | 0.026*      | 0.674  | -0.014*      | -0.036*     | 0.023*      |
| 低云量                           | 0.441  | -0.027**     | -0.008*     | 0.023*      | 0.420  | -0.004*      | -0.008*     | 0.021*      |
| 高云量                           | 0.357  | -0.012*      | -0.019*     | 0.019*      | 0.400  | -0.018*      | -0.026*     | 0.020*      |
| 大气顶出射长波辐射通量/ $W \cdot m^{-2}$ | 220.06 | 0.66*        | 0.94*       | -0.71*      | 224.85 | 0.71*        | 1.03*       | -0.75*      |
| 地面接收的短波辐射通量/ $W \cdot m^{-2}$ | 174.31 | 1.72*        | 2.07*       | -2.54*      | 153.86 | 1.77*        | 3.14*       | -2.40*      |
| 大气顶短波云辐射强迫/ $W \cdot m^{-2}$  | -54.26 | 1.41*        | 2.45*       | -1.85*      | -55.30 | 1.47*        | 2.50*       | -1.81*      |
| 地面短波云辐射强迫/ $W \cdot m^{-2}$   | -58.18 | 1.48*        | 2.63*       | -2.04*      | -58.11 | 1.49*        | 2.62*       | -1.93*      |
| 大气顶长波云辐射强迫/ $W \cdot m^{-2}$  | 23.18  | -0.66*       | -0.94*      | 0.7*        | 24.46  | -0.72*       | -1.04*      | 0.75*       |
| 地面长波云辐射强迫/ $W \cdot m^{-2}$   | 35.75  | -0.60*       | -1.26*      | 1.61*       | 33.96  | -0.56*       | -1.20*      | 1.39*       |

\*: 差值通过了 99% 信度检验, \*\* : 差值通过了 95% 信度检验。

也比较重要。全球平均来看, 云重叠假定造成的 DSR 偏差绝对值在  $1.7 \sim 3.2 W/m^2$  左右 (见表 1)。

#### 4.2.2 大气顶射出长波辐射通量

图 3 是冬夏两季大气顶射出长波辐射通量 (Outgoing Longwave Radiation, 简称 OLR) 差值的全球分布。与 DSR 情况类似, 因为采用了相同的网格云量廓线, 所以云的垂直重叠结构对 OLR 的影响都集中在相同的区域, 即云场所限定的区域。

由于地球长波辐射是全球性的, 所以不同云重叠结构的 OLR 差异的分布范围也较广泛。OLR 与顶层云的关系最为密切, 顶层云量减少一方面使云层吸收的地面长波辐射减少, 另一方面随着温度低于环境温度的高云量减少, 大气本身的长波发射增加, 因而 OLR 增加; 反之, 顶层云增多则 OLR 减小。从图 1e、f 中不同云重叠结构的高云量差别的纬向分布与图 3 中相应的 OLR 差别的分布可以看出这样的关系。

从图 3 给出的季节差异来看, 不同云重叠结构造成的 OLR 差异在热带对流区最大, 且随之有季节移动, 可见深厚云层辐射性质对云重叠结构的敏感性最大, 这与 DSR 情况是相似的; 在中高纬度地区, OLR 差别因季节而异, 同一地区 (如  $60^\circ S$ 、 $60^\circ N$  附近) OLR 在当地夏季比当地冬季受到云重叠结构的影响更大, 北极地区表现得最为明显, 因

此可以说夏季是中高纬度地区对云重叠假定的敏感季节。在南极大陆无论是冬季还是夏季, OLR 偏差都是可以忽略的, 图 1f 中南极地区不同云重叠结构的大的高云量偏差对 OLR 没有明显影响。

定量地来看 OLR 对云垂直重叠结构的敏感性。相比 DSR, 重叠结构对 OLR 的影响程度要小得多, 不同重叠结构间的 OLR 差别极值只有  $3 \sim 4 W/m^2$ , 相当于参照重叠 GenO 该处 OLR 的 2% 左右 (图略), 但因为 OLR 偏差分布范围广泛, 全球平均也可达到  $1 W/m^2$  左右 (见表 1)。MO 在热带对流区和中高纬度地区都有更多区域通过了 95% 信度检验, 这与 MO 高云量在这些地区偏差较大且显著性水平较高有关 (见图 1)。同样, MRO 和 RO 通过了 95% 信度检验的地区较少与它们的高云量偏差较小、显著性水平较低也有关。当然, 高云量差异不能作为 OLR 差异的唯一原因, 中云、低云都会对其有贡献, 这里不作更详细的讨论。

#### 4.2.3 辐射加热率

图 4 是不同云重叠结构的短波加热率差异的纬度-高度分布。可以看出, 无论冬季还是夏季, 不同的云重叠结构在低纬度地区短波加热率差别都很小。云重叠结构对短波辐射加热率的影响主要在冬季的  $60^\circ S$  和夏季的  $60^\circ N$  附近, 采用不同重叠结构可以改变这里的加热率廓线, 几个主要的加热率变化较大处都通过了 95% 信度检验。其中, MRO 和 MO 在 700 hPa 左右以下加热率有所增大, 在

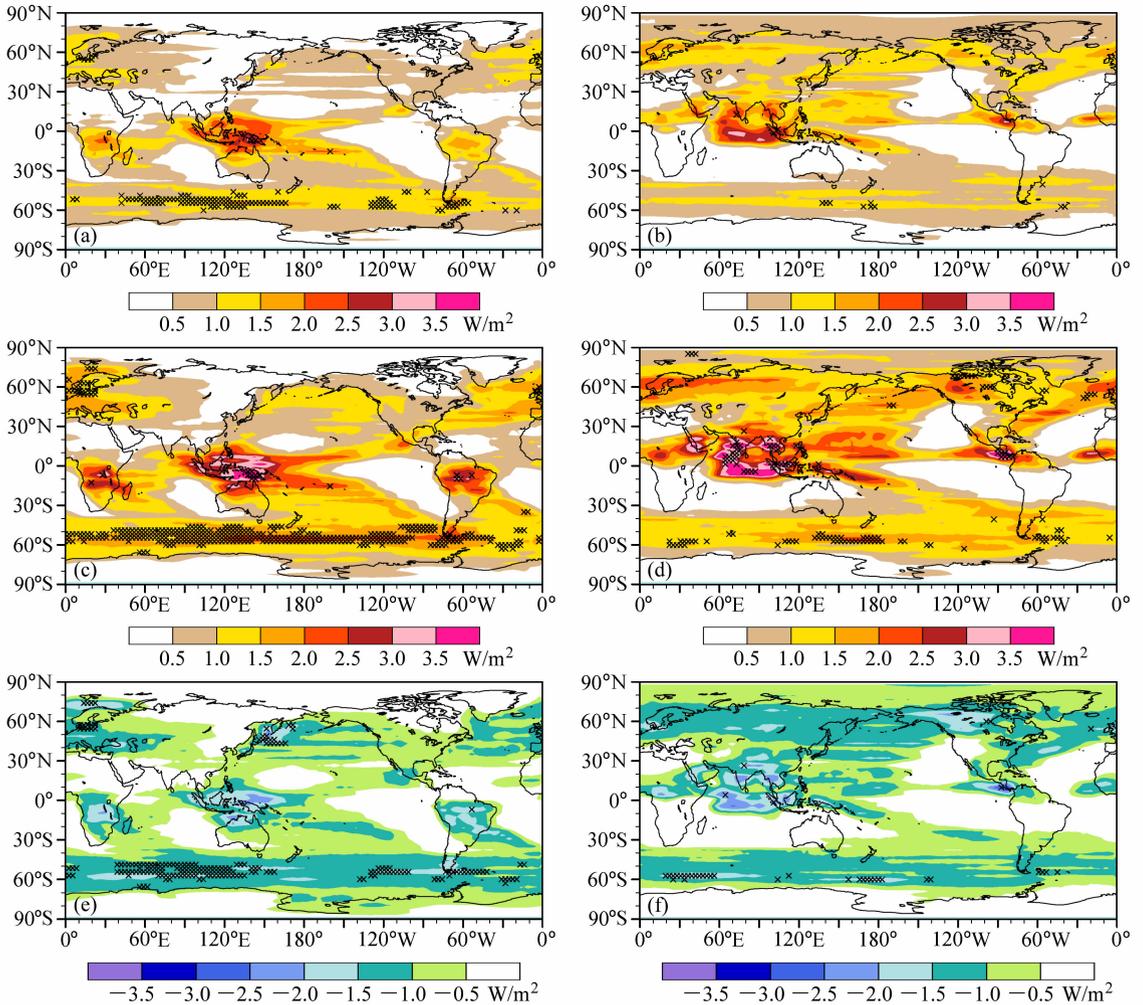


图3 重叠假定对 OLR 的影响, 其余同图 2

Fig. 3 The same as Fig. 2, but for impact of cloud overlap assumptions on OLR

700 hPa 以上加热率有所减小; RO 则刚好相反。这可能与该区域低云量的改变有关。低云有强烈的反射短波辐射的作用 (Charlock and Ramanathan, 1985), 低云减少 (如图 1c、d 中的 MRO、MO) 则使透射到达地面的短波辐射增多, 因而加热率随之增加, 而向上反射的短波辐射减少因而上部加热率减小; 反之亦然 (如图 1c、d 中的 RO)。

图 5 是不同的云重叠结构的长波加热率差异的纬度—高度分布。需要指出的是, 通常大气是发射长波辐射而冷却的, 冷却程度常用长波冷却率表示, 但是本文使用的模式中用负的长波加热率表示其冷却作用, 以使表述上与短波情况一致。单层云的试验表明 (Fu et al., 1997), 与晴空长波加热率相比, 云顶处长波加热率减小、云底处长波加热率增大。从图 5 中可以看出, 长波加热率的改变也主

要在中高纬度地区, 近地层以上的几个大值区通过了 95% 信度检验。对于 MRO 和 MO, 由于云量比 GenO 少, 在中高纬度的区域基本上高层长波加热率增大、低层加热率减小, 这与单层云试验结果是一致的。RO 的云量比 GenO 大, 长波加热率高层增大、近地面层减小的现象在冬季的 60°N 以北和夏季的 60°S 以南出现; 但在冬季的 60°S 以南和夏季的 60°N 以北, 加热率的减小从高层一直延伸到低层, 表现出 RO 与 GenO 在垂直方向的关系更为复杂。

短波加热率的极大差异约 0.01~0.025 K/d, 长波加热率的极大差异约 0.1~0.26 K/d, 可见云的重叠结构在很大程度上是通过长波辐射加热率影响对流层大气热力状况的。Chen et al. (2000b) 用国际卫星云气候计划 (ISCCP) 的云资料计算不同

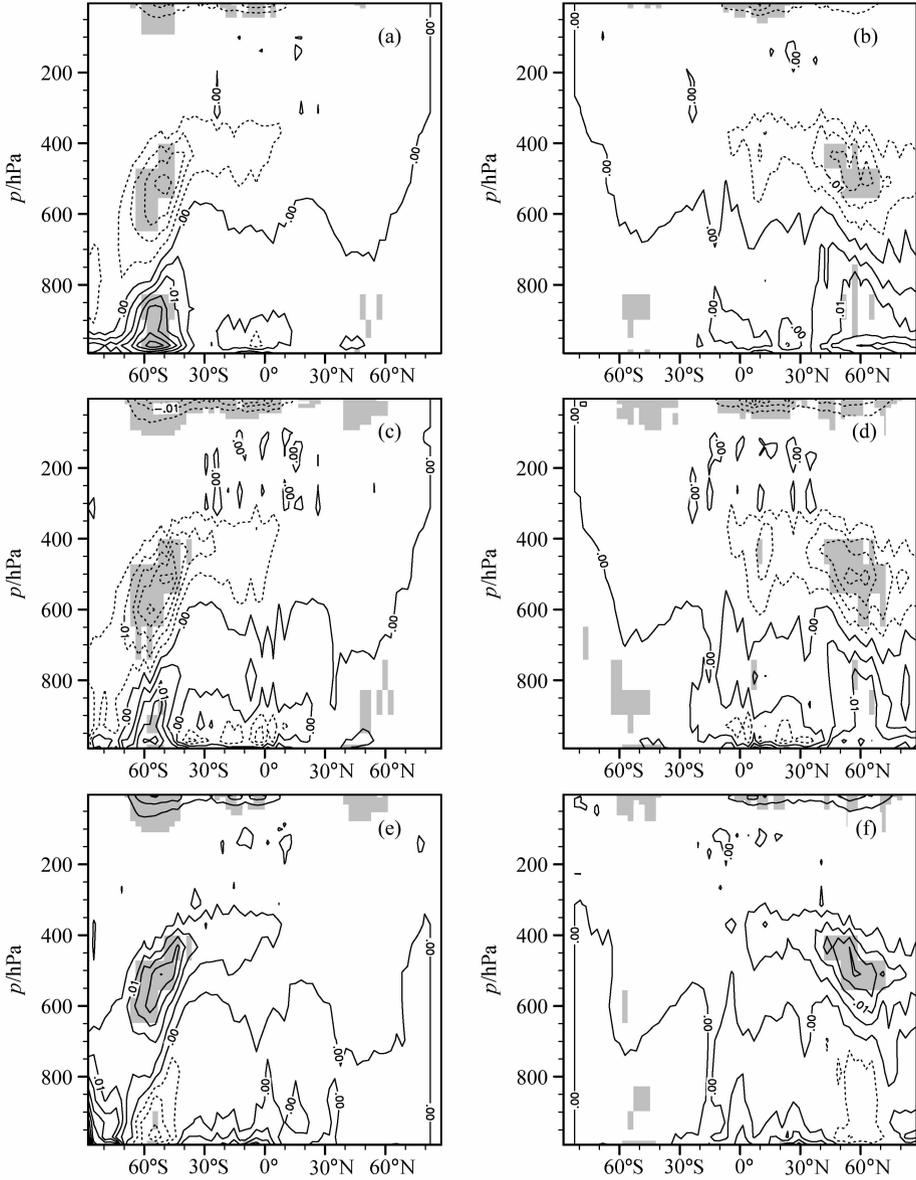


图 4 重叠假定对短波辐射加热率的影响 (单位: K/d)。等值线间隔: 0.005; 阴影: 通过 95% 信度检验的区域。其余同图 2

Fig. 4 The same as Fig. 2, but for impact of cloud overlap assumptions on shortwave radiative heating rate (K/d). Isoline interval is 0.005. Shaded regions; statistically significant at the 95% confidence level

重叠对长、短波辐射加热率的影响, 得到与本文相似的差值大小。虽然差值整体上不大, 但是这种改变是系统性的, 而且在气候模式中还将与云的变化、动力场等发生反馈, 因此要更真实地模拟气候演变, 正确考虑云重叠对辐射加热率的影响必不可少。

#### 4.2.4 地面和大气顶辐射强迫

云的辐射强迫 (Cloud Radiative Forcing, 简称 CRF) 定义为某一给定大气的净辐射通量与假定云不存在时同一大气的净辐射通量 (向下通量减去向

上通量, 且假定向下为正) 在大气顶和地面 (Imre et al., 1996) 的差别。我们将其分别应用于短波和长波辐射。一般来说, 云的短波辐射强迫为负, 表示云的存在使更少的短波辐射进入地气系统, 因而对地气系统有冷却效应; 云的长波辐射强迫为正, 表示云的存在使更少的长波辐射逸出地气系统, 因而对地气系统有增暖效应。

图 6 给出了模式 1983 年大气顶和地面的年平均短波辐射强迫 (以  $CRF_s$  表示) 和长波辐射强迫

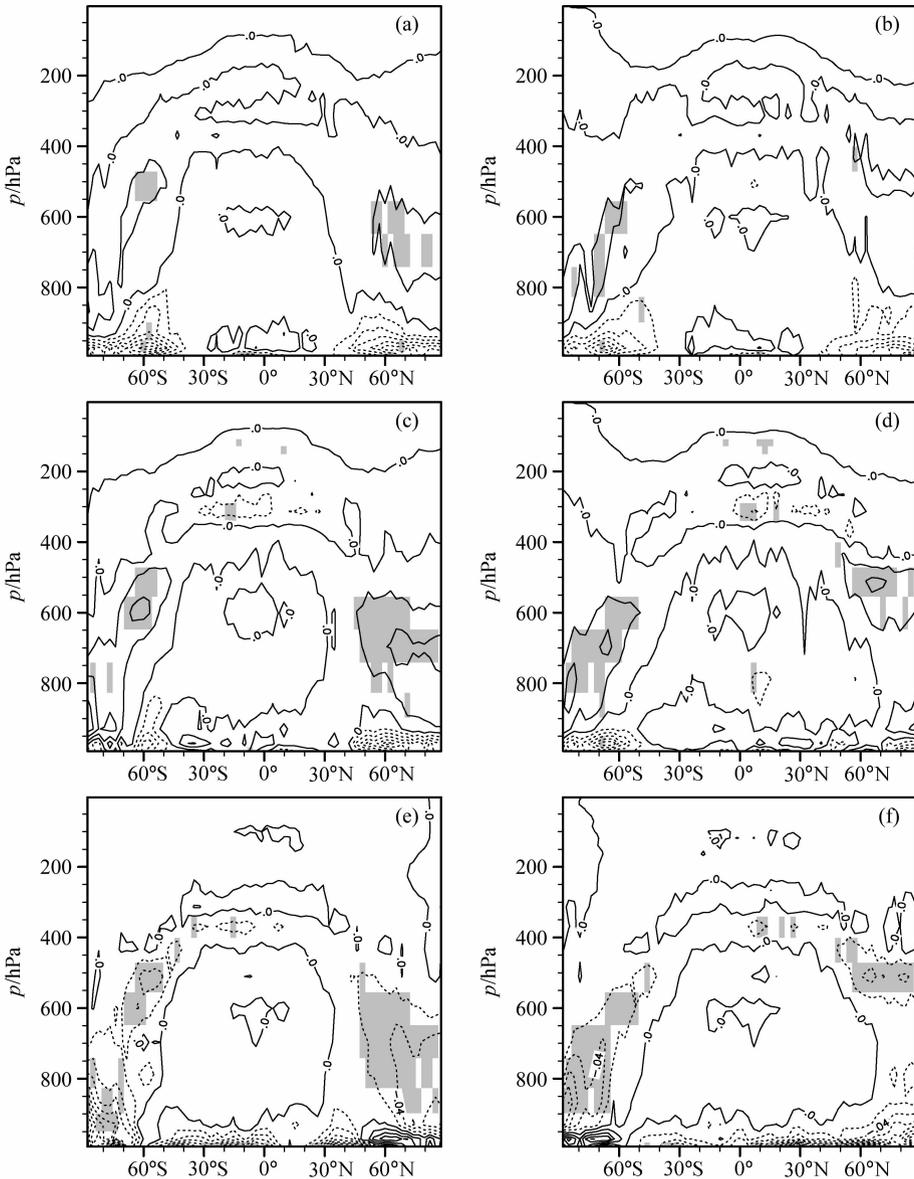


图5 重叠假定对长波辐射加热率的影响(等值线间隔: 0.01)。其余同图4

Fig. 5 The same as Fig. 4, but for impact of cloud overlap assumptions on longwave radiative heating rate (isoline interval: 0.01)

(以  $CRF_L$  表示)。

短波辐射强迫: 从图 6a 可以看出, 由于云对短波辐射的吸收作用相对较小, 云的重叠对大气顶和地面短波辐射强迫的影响非常相似。无论地面还是大气顶, MRO 和 MO 都使  $CRF_s$  有正偏差, 因而云的短波冷却作用较小; RO 则使  $CRF_s$  有负偏差, 因而云的短波冷却作用较大。各种云重叠结构的  $CRF_s$  差别最大是在赤道地区和南北纬  $40^\circ \sim 60^\circ$  的中纬度地区, 在副热带地区和两极地区差别较小。最大纬向平均正偏差, MRO、MO、RO 分别约

$3 \text{ W/m}^2$ 、 $5 \text{ W/m}^2$  和  $-3 \text{ W/m}^2$ 。

长波辐射强迫: 无论地面还是大气顶, MRO 和 MO 都使  $CRF_L$  有负偏差, 因而云的长波增暖作用较小。RO 使  $CRF_L$  有正偏差, 因而云的长波增暖作用较大。MRO 和 MO 的负偏差在赤道地区和南北纬  $40^\circ \sim 60^\circ$  的中纬度地区达到最大, 分别为  $1 \text{ W/m}^2$  和  $2 \text{ W/m}^2$  左右。RO 对  $CRF_L$  的作用在  $60^\circ\text{S}$  附近和  $60^\circ\text{N}$  以北的地区最明显, 在地面和大气顶分别有最大值  $1.4 \text{ W/m}^2$  和  $2.5 \text{ W/m}^2$  左右。

大气顶和地面辐射强迫之差反映了大气因为云

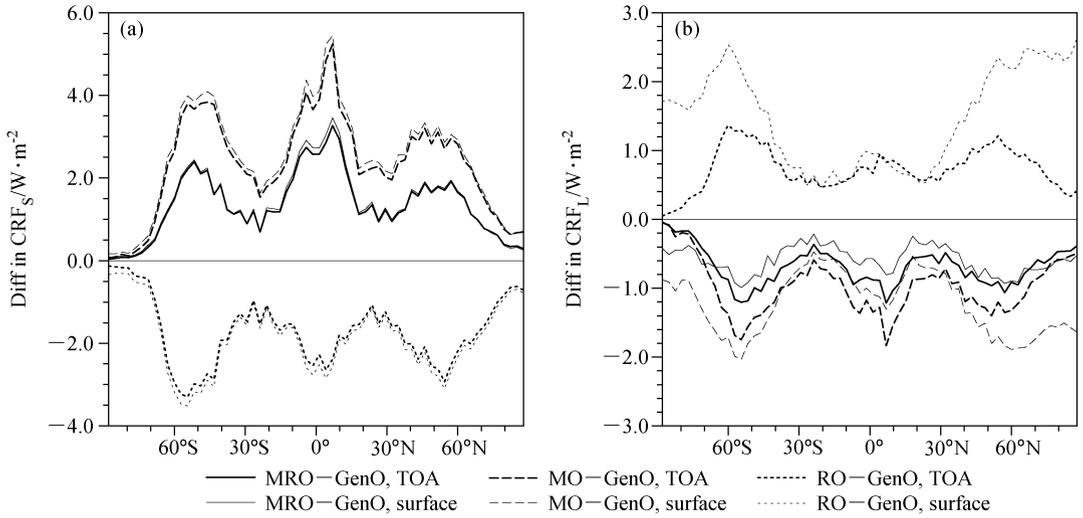


图 6 重叠假定对大气顶和地面年平均云辐射强迫的影响 (单位:  $W/m^2$ ): (a) 短波; (b) 长波

Fig. 6 Impact of cloud overlap assumptions on annual mean CRF ( $W/m^2$ ) at the surface and the top of atmosphere: (a) Shortwave; (b) longwave

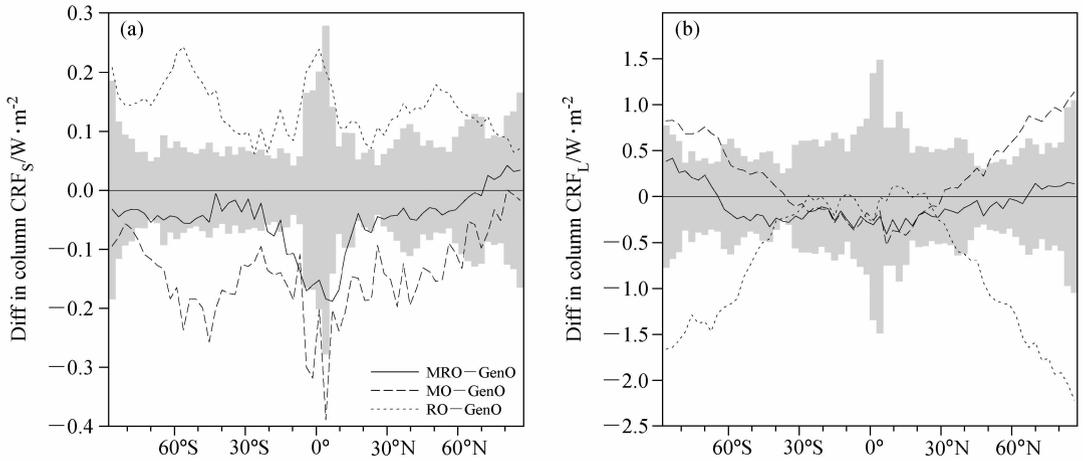


图 7 同图 6, 但对年平均柱云辐射强迫的影响 (阴影: 95%置信区间)

Fig. 7 The same as Fig. 6, but for impact on annual mean column CRF (shaded regions: 95% confidence level)

的存在而额外吸收的辐射能量,在一定程度上反映了整层气柱的能量变化趋势(石广玉, 2007),这里称这个差为“柱辐射强迫”(Column CRF)。图 7 给出了不同重叠假定间的年平均短波和长波柱辐射强迫之差,阴影为 95%置信区间,此区域以外表示两者差异能够通过 95%信度检验。从图 7 中可以看出,短波柱辐射强迫的差异范围基本在  $0.3 W/m^2$  以内,而长波柱辐射强迫差异可以达到  $1\sim 2 W/m^2$ ,可见,重叠假定的改变主要通过长波辐射强迫影响大气柱能量变化趋势,因此我们着重来看长波情况。图 7b 中,MO 使  $30^{\circ}S$  以南和  $30^{\circ}N$  以北的大气柱能量明显增加,RO 则刚好相反,这与上文两

种重叠的加热率变化是一致的,两者在较高纬度上都通过了 95%信度检验。低纬度地区云重叠假定对大气柱能量的影响都较小,都未能通过 95%信度检验,这也与这一地区大气加热率变化不明显一致。总之,重叠假定的改变可以影响不同纬度地区大气柱能量变化趋势,从而系统性地影响地气系统能量在各纬度的分配以及所模拟的气候系统的演变。

## 5 主要结论

本文利用一种新的次网格云参数化方法在 NCAR/CAM3 气候模式中产生了四种云垂直重叠结构,包括最大重叠、最大一随机重叠、随机重叠

以及一般重叠。以最新发展的一般重叠为参照,探讨了云的重叠结构对地气辐射收支的影响,得到了气候模式对云重叠结构敏感性的初步认识。

(1) 不同的云重叠结构主要通过改变总云量而影响辐射场。不同云重叠假定之间的总云量差别最大的地区是热带对流区和南北半球的中高纬地区。MRO 总云量与参照重叠 GenO 最接近, 纬向平均偏小约 0.01~0.02, MO 和 RO 的总云量偏差则分别可以达到-0.06 和 0.04。从低云和高云量的差异来看, MRO 和 MO 的总云量差异主要来自高云, 低云贡献较小且大多未通过 95% 信度检验; RO 高云量差异和低云量大小差异相当, 对总云量偏差有着同样重要的贡献。

(2) 热带对流区域辐射通量对云的垂直重叠结构最为敏感, 这里不同的云重叠结构造成的地面短波辐射通量 (DSR) 和大气顶出射长波辐射通量 (OLR) 差异达到全球最大值。DSR 差异最大超过 16 W/m<sup>2</sup>, 相当于该地区参照重叠 GenO 相应量的 8%~12%, 通过了 95% 信度检验; OLR 差异最大为 3~4 W/m<sup>2</sup>, 相当于该地区 GenO 相应量的 2% 左右。中高纬度地区由于大量连续的层状云的存在, 辐射通量对云垂直重叠结构的变化也较敏感。

(3) 不同的云垂直重叠结构得到的大气辐射加热率廓线不同。短波辐射加热率差异主要在冬季的 60°S 附近和夏季的 60°N 附近, 其中 MRO 和 MO 在低层加热率增大而在高层加热率减小, RO 则与之相反。长波加热率差异在中高纬度地区最明显, 但情况更为复杂。长波、短波加热率的最大差异分别约 0.1~0.26 K/d 和 0.01~0.025 K/d, 云的重叠结构在很大程度上是通过长波辐射加热率影响对流层大气热力状况的。

(4) 云的重叠假定对地面和大气顶云辐射强迫有明显影响, 其中短波云辐射强迫最大纬向平均差别一般约 3~5 W/m<sup>2</sup>, 长波约 1~2.5 W/m<sup>2</sup>。从柱辐射强迫来看整层气柱的能量收支, 发现 MO 和 RO 可以显著改变高纬度地区的气柱能量, 最大改变值分别约 1 W/m<sup>2</sup> 和 -2 W/m<sup>2</sup>, 而对低纬度地区影响很小, 从而使地气系统能量在各纬度上的分配发生系统性的变化。MRO 也可使高、低纬度大气柱能量有不同变化趋势, 但都未能通过 95% 信度检验。

本文虽然仅讨论了一个最直接的单向云-辐射

作用过程, 但所涉及的几种云重叠结构是全球气候模式的辐射过程必须考虑的问题, 这里的结果可以为气候模式的调试和发展提供一定的参考依据。本文结果仍存在局限性。首先, 本文试验是在 CAM3 模式给出的云量、云水/冰含量基础上进行的, 该模式的云量和云水/冰含量计算方案可能存在的问题将对本文的结论产生一定影响。其次, 由于气候系统是非线性的, 云重叠结构和气候系统其他因子之间的反馈作用是一个复杂的过程, 而本文研究的是一种单向考察次网格云结构对辐射场影响的方法, 暂没有考虑这种反馈。将云重叠结构与气候系统其他因子耦合, 研究双向耦合情况下云重叠结构对能量分配、水汽循环以及大气环流等气候因子的影响, 是我们下一步要进行的工作。

**致谢** 感谢 McICA 方案的作者 Howard W. Barker 教授和 Jason N. Cole 博士、加拿大气候模拟与分析中心 (CCCma) 的 Jiangnan Li 博士以及美国华盛顿大学大气科学系的 Qiang Fu 教授等在论文前期以及完成过程中曾经给予过的极为重要的帮助! 特别感谢 Howard W. Barker 教授向笔者提供了 CAM1.8 版本的 McICA 代码, 使本文研究得以快速顺利地进行!

### 参考文献 (References)

Barker H W, Räisänen P. 2005. Radiative sensitivities for cloud structural properties that are unresolved by conventional GCMs [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 3103-3122.

Barker H W. 2008. Overlap of fractional cloud for radiation calculations in GCMs: A global analysis using CloudSat and CALIPSO data [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D00A01, doi: 10.1029/2007JD009677.

Bergman J W, Rasch P J. 2002. Parameterizing vertically coherent cloud distributions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 2165-2182.

Cahalan R F, Ridgway W, Wiscombe W J, et al. 1994. Independent pixel and Monte Carlo estimates of stratocumulus albedo [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51: 3776-3790.

Charlock T P, Ramanathan V. 1985. The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42 (13), 1408-1429.

Chen T, Rossow W B, Zhang Y. 2000a. Radiative effects of cloud-type variations [J]. *J. Climate*, 13 (1): 264-286.

Chen T, Zhang Y, Rossow W B. 2000b. Sensitivity of atmospheric radiative heating rate profiles to variations of cloud layer overlap [J]. *J. Climate*, 13: 2941-2959.

Collins W D. 2001. Parameterization of generalized cloud overlap for radiative calculations in general circulation models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 3224-3242.

Fu Q, Liou K N, Cribb M C, et al. 1997. Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer [J]. *J. At-*

- mos. Sci., 54: 2799–2812.
- Geleyn J F, Hollingsworth A. 1979. An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation [J]. *Contrib. Atmos. Phys.*, 52: 1–16.
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on earth's energy balance: Global analysis [J]. *J. Climate*, 5 (11): 1281–1304.
- Hogan R J, Illingworth A J. 2000. Deriving cloud overlap statistics from radar [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 2903–2909.
- Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis* [M]. New York: Cambridge University Press, 421pp.
- Hu Y X, Stamnes K. 1993. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds for use in climate models [J]. *J. Climate*, 6: 728–742.
- 霍娟, 吕达仁. 2009. 三维辐射传输模式分析非均匀云对天空辐射场影响 [J]. *大气科学*, 33 (1): 168–178. Huo Juan, Lü Daren. 2009. Simulations of inhomogeneous cloud and its effects on radiative distribution of atmosphere with a 3D radiative transfer model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (1): 168–178.
- Imre D G, Abramson E H, Daum P H. 1996. Quantifying cloud-induced shortwave absorption: An examination of uncertainties and of recent arguments for large excess absorption [J]. *J. Appl. Meteor.*, 35: 1991–2010.
- Kato S, Ackerman T P, Mather J H, et al. 1999. The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model [J]. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 62: 109–121.
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds [J]. *J. Climate*, 6 (8): 1587–1606.
- L'Ecuyer T S, Wood N B, Haladay T, et al. 2008. Impact of clouds on atmospheric heating based on the R04 CloudSat fluxes and heating rates data set [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D00A15, doi: 10.1029/2008JD009951.
- Liang X Z, Wang W C. 1997. Cloud overlap effects on general circulation model climate simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 102: 11039–11047.
- Lindner T H, Li J. 2000. Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared [J]. *J. Climate*, 13: 1797–1805.
- Liou K N. 1992. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere* [M]. New York: Oxford University Press, 172–248.
- Manabe S, Strickler R F. 1964. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment [J]. *J. Atmos. Sci.*, 21: 361–385.
- McFarlane S A, Mather J H, Ackerman T P. 2007. Analysis of tropical radiative heating profiles: A comparison of models and observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, D14218, doi: 10.1029/2006JD008290.
- Morcrette J J, Fouquart Y. 1986. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 321–328.
- Morcrette J J, Jakob C. 2000. The response of the ECMWF model to changes in the cloud overlap assumption [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 1707–1732.
- Morcrette J J, Barker H W, Cole J S, et al. 2008. Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System [J]. *Mon. Wea. Rev.*, doi: 10.1175/2008MWR2363.1.
- Pincus R, Hannay C, Klein S A, et al. 2005. Overlap assumptions for assumed probability distribution function cloud schemes in large-scale models [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D15S09, doi: 10.1029/2004JD005100.
- Pincus R, Hemler R, Klein S A. 2006. Using stochastically-generated subcolumns to represent cloud structure in a large-scale model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 3644–3656.
- Räisänen P, Barker H W, Khairoutdinov M F, et al. 2004. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130: 2047–2067.
- Rasch P J, Kristjánsson J E. 1998. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations [J]. *J. Climate*, 11: 1587–1614.
- Rossov W B, Schiffer R A. 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (11): 2261–2287.
- 石广玉. 2007. *大气辐射学* [M]. 北京: 科学出版社, 302–318. Shi Guangyu. 2007. *Atmospheric Radiation* (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 302–318.
- 汪方, 丁一汇. 2005. 气候模式中云辐射反馈过程机理的评述 [J]. *地球科学进展*, 20 (2): 207–215. Wang Fang, Ding Yihui. 2005. An evaluation of cloud radiative feedback mechanism in climate models [J]. *Advances in Earth Science*, 20 (2): 207–215.
- 汪宏七, 赵高祥. 1994. 云和辐射 (I): 云气候学和云的辐射作用 [J]. *大气科学*, 18 (增刊): 910–932. Wang Hongqi, Zhao Gaoxiang. 1994. Cloud and radiation (I): Cloud climatology and radiative effects of clouds [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (Suppl.): 910–932.
- Weare B C. 2001. Effect of cloud overlap on radiative feedbacks [J]. *Climate Dyn.*, 17: 143–150.
- Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in a general circulation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 1397–1415.
- Yu R, Wang B, Zhou T. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 17: 2702–2713.
- Zhang M H, Lin W Y, Bretherton J J, et al. 2003. A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model (CAM2) [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D1), 4035, doi: 10.1029/2002JD002523.