自然科学基金项目进展专栏

论 文

东亚地区云的垂直重叠特性及其对云辐射强迫的影响

张华^{①③*}, 彭杰^{①②③}, 荆现文^{①③}, JiangNan LI^④

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;

② 南京信息工程大学, 南京 210044;

③ 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081;

④ Canadian Center for Climate Modeling and Analysis, University of Victoria, Victoria, BC, Canada

* E-mail: huazhang@cma.gov.cn

收稿日期: 2011-10-10; 接受日期: 2012-06-14

国家自然科学基金(批准号: 41075056)、国家重点基础研究计划课题(编号: 2011CB403405)和科技部公益性行业(气象)科研专项课题(编号: GYHY201106022)资助

摘要 本文通过对云观测卫星-CloudSat 的 2007~2009 年 3 年的观测资料的分析, 研究了东亚地区的云的垂直结构. 首次计算了在气候模式的云辐射过程中表征云的垂直结构特征的一个重要参数: 抗相关厚度 L_{cf}^* . 本文结果表明: 6 个研究域的抗相关厚度基本处于 0~3 km 的范围之中, 根据研究子域的云量不同来划分, 抗相关厚度极值出现在云量为 0.6~0.8 的子域附近, 平均约为 2.5 km. 6 个研究域的 L_{cf}^* 纬向差异明显, 处于较高纬度的北方地区和西北地区的 L_{cf}^* 整体大于较低纬的青藏高原地区和南方地区, 而东部海域和东亚地区介于两者之间. 不同季节之间的差异表明东亚地区研究域和位于东亚地区西部的西北地区, 青藏高原地区和南方地区三个研究域的 L_{cf}^* 具有夏季最大, 春、秋次之, 冬季最小的特点; 位于东亚地区较东部的东部海域和北方地区研究域的 L_{cf}^* 则呈现出冬季最大, 春秋次之, 夏季最小的特点. 其次, 利用全球气候模式研究了不同的 L_{cf}^* 值对模拟的云辐射强迫的影响, 研究结果表明, 不同 L_{cf}^* 取值对模拟的云辐射强迫有很大影响, 特别是对全球几个主要的季风区和中东太平洋地区的影响非常大, 最高达 $40\sim 50 \text{ W m}^{-2}$ 左右. 因此, 在气候模式中精确描述云的垂直重叠结构对提高云辐射强迫模拟精度及其反馈有重要的意义.

关键词

云重叠方案

抗相关厚度

CloudSat 云观测卫星

随机云生成器

云辐射

云的形成与分布是大气各种热力、动力过程和地表过程共同作用的结果^[1~4], 在地气系统中起着重要

的作用^[5], 是调节地球辐射平衡和全球水汽与水分循环的重要因子, 对气候变化有着重要影响. 但是对于

中文引用格式: 张华, 彭杰, 荆现文, 等. 东亚地区云的垂直重叠特性及其对云辐射强迫的影响. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 523~535

英文引用格式: Zhang H, Peng J, Jing X W, et al. The features of cloud overlapping in Eastern Asia and their effect on cloud radiative forcing. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 737~747, doi: 10.1007/s11430-012-4489-x

云的描述与模拟一直是气候模式中的薄弱环节^[6,7], 使得云成为气候模拟和气候变化研究中最大的不确定因子之一. 因此, 气候模式作为气候变化研究的重要工具, 精确的描述云及云辐射过程是提高其对气候模拟能力的重要方面, 可以最大程度地减少云辐射反馈的不确定性.

在气候模式对云辐射过程的模拟中, 云量垂直分布的不确定性是研究云对气候影响的最大障碍之一. 地表观测表明^[2], 云层常常是重叠的, 多层云的重叠问题对大气和地表的辐射加热(或冷却)率有很大影响, 而云的加热率不仅影响云的发展, 也对大气和地表的辐射收支平衡产生重要影响^[8,9]. 目前, 在大气环流模式(GCM)中, 小于 GCM 网格分辨率的云是不能被分辨的, 必须用一定的次网格参数化来描述. 到目前为止还没有普遍适用的理论来描述次网格尺度上不同高度的云应该怎样重叠, 所以, 必须事先规定云在垂直方向上的相关性. GCM 发展至今, 最常用的云重叠假定分别为: 最大重叠, 随机重叠以及最大/随机重叠方案的组合^[10-13]. 三种假设之中, 最大/随机重叠的组合方案与观测的云分布的统计特征最接近^[14]. 但是, 由于观测资料的限制, 还不能完全支持这种假定^[15].

Barker 等^[16]用云分辨模式(CRM)对对流云实施了高精度的蒙特卡罗(Monte Carlo)模拟, 发现模式云的重叠不同于通常假定的最大/随机重叠, 导致短波通量差别高达 100 W m^{-2} ; Li^[17]发现, 在一些代表性的研究中, 由 GCM 中通常使用的重叠方案带来的辐射通量误差可以达到 155 W m^{-2} , 加热率的误差高达 16 K d^{-1} ; Liang 和 Wang^[18]提出了一个处理多层云重叠的“马赛克”(MOASAIC)方法, 在 GCM 辐射参数化中显式地考虑云的垂直相关, 结果表明, GCM 对云的垂直分布的处理非常敏感, 与假定随机云重叠的结果相比, 显式处理云相关的 GCM 结果具有非常不同的大气辐射加热率分布, 所导致的气候影响非常大: 热带和副热带对流层的中高层大气在全年变暖超过 3°C , 北半球极区平流层变得更暖, 最大超过 15°C .

总体而言, 以上三种重叠方案表达形式固定、不够灵活, 而实际上云的重叠关系是随时间、地点和云的类型等变化的. 例如, 大范围的高层云趋向于与积云同时存在, 而积雨云和卷云常常同时出现在热带地区; 相邻的云层可能具有最大的相关性, 而被晴空

层分离的云层之间则是相互独立的^[18]. Hogan 和 Illingworth^[19]通过加入一个可调节的重叠系数, 将整体云层的真实云量假设为垂直各层云的最大重叠云量和随机重叠云量中的某一个值, 被称之为一般重叠假设方案, 它使云的重叠关系表达灵活可变. 研究发现, 重叠系数呈指数分布, 并因此获得了一种可以有效去除云垂直结构对于模式垂直分辨率的依赖的系数-抗相关厚度(L_{cf}^*). L_{cf}^* 表示一般重叠假设方案内的重叠系数减小为 e^{-1} 时云层之间的距离, 其反应的是云层在垂直方向上的重叠关系. 有关抗相关厚度的观测研究在国际上处于起始阶段, 目前由卫星和地面雷达等观测尚不能明确给出其随时空的变化, 仅能得到取值为 2 km 的全球平均. 因此常见的气候模式或将其简单参数化为一定值, 或线性拟合为随纬度变化的函数, 均无法描述出理论上的复杂性, 从而成为气候模式不确定性的重要来源之一^[20], 因此有必要利用可以获得的卫星资料来进行中国地区的相关研究.

在 2006 年 4 月美国航天航空局成功发射了太阳极轨云观测卫星 CloudSat, 其上搭载的 94 GHz 毫米波雷达具有非常高的垂直分辨率, 使得量化研究云垂直重叠的特性成为可能.

近年来一种新的、被称为随机云产生器(Stochastic Cloud Generator, SCG)的次网格云参数化方案显示出独特的优越性^[16,21-26], 它可以将云的结构和辐射传输计算分离开来, 在辐射传输模块外描述云的结构, 因此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, 避免了人为不确定性因素的引入. 这种同时易于对云和辐射方案调整的方法为模式的发展提供了广阔的空间.

1 卫星观测数据描述与处理

本文采用了 CloudSat 所搭载的 94 GHz 毫米波云廓线雷达(CPR)提供的观测资料, 分析了 2007~2009 年 3 整年的资料, CloudSat 卫星是 2006 年 4 月 28 日(UTC)由美国航天航空管理局(NASA)成功发射入太空的太阳极轨云观测卫星, 几周后开始获得相关数据. 如图 1 所示, CloudSat 每根轨道运行时间约为 2 h 进行约 37081 次扫描, 扫描星下点为 1.1 km (沿轨道运行方向) $\times 1.4 \text{ km}$ (垂直轨道运行方向)的区域, 垂直方向扫描 30 km , 并分为厚度为 0.24 km 的 125 层, 探测的

图1 CloudSat 轨道示意图

信息以 $1.1 \text{ km} \times 1.4 \text{ km} \times 0.24 \text{ km}$ 的扫描格点为单位储存, 目前已经反演出多种二级产品.

本文工作主要使用了二级产品中 2B-GEOPROF 和 2B-GROPROF-Lidar(参见网站 <http://cloudsat.cria.colostate.edu/dataspecs.php>), 前者信息来自于 CloudSat 卫星上搭载的 94 GHz 毫米波雷达(CPR), 后者信息同时整合了 CloudSat 搭载的 CPR 的信息和与 CloudSat 同轨道, 运行时差只有 15 s 的 CALIPSO 卫星搭载的 CALIPO 激光雷达的信息, 结合两者可同时发挥毫米波雷达和激光雷达的优点. 我们用到了 2B-GEOPROF 产品中的 CPR_Cloud_mask 和 Radar_Reflectivity 数据以及 2B-GEOPROF-Lidar 中的 CloudFraction 数据. 其中, CPR_Cloud_mask 的数据说明见表 1.

Radar_Reflectivity 中所含的信息是雷达的反射率因子的对数表现值, 单位是 dbz, CPR 的最小可探测信号约是 -30 dbz ; CloudFraction 所包含的数据是经过 CALIPO 激光雷达探测到的扫描格点中云的百分比. 因此, 当每个扫描格点的数据满足 $\text{Radar_Reflectivity} \geq -30 \text{ dbz}$ 和 $\text{CPR_Cloud_mask} \geq 20$; 或者 $\text{Radar_Reflectivity} \geq -30 \text{ dbz}$ 和 $\text{CPR_Cloud_mask} \leq 20$ 和 $\text{CloudFraction} \geq 99\%$ 时, 我们认为该扫描格点有云存在. 我们按照图 2 流程判定每个扫描格点是否有云.

图2 判定扫描点是否有云流程

图 3 给出本文选取的东亚地区及根据气候特征划分的 5 个地区示意图. 共 6 个研究域, 包括整个东亚地区, 北方地区, 南方地区, 西北地区, 青藏高原地区和东部海域. 本文选取 50 个扫描廓线组成的部分, 即 $50(\text{廓线个数}) \times 1.1 \text{ km}(\text{星下点沿轨道运行方向长度}) \times 1.4 \text{ km}(\text{星下点垂直轨道运行方向长度}) \times 125(\text{垂直层数}) \times 0.24 \text{ km}(\text{垂直每层厚度})$ 作为一个整体, 称之为子域, 计算出每个子域的抗相关厚度后, 根据子域所处的研究域归类, 最后计算抗相关厚度在 6 个研究域的统计特性.

2 研究方法

2.1 研究方案

在气候模式中, 对于云层的垂直关系采用过不同的假设方案, 依次有随机重叠, 即考虑不同云层之间的重叠是完全随机的; 最大重叠, 即不同云层之间

表1 CPR_Cloud_mask 数据值说明

值	含义
0	没有探测到云
1	损坏的数据
5	地面噪音
5~10	弱探测信号
20~40	探测到有云存在, 值越大, 探测越准

图3 研究区域示意图

的重叠面积最大; 最大/随机重叠的组合, 在考虑重叠的时候将云层按照其间是否存在无云区而划分为两种情况, 存在无云区的时候认为两者是随机重叠, 而不存在无云区的时候认为是最大重叠. Hogan 和 Illingworth^[19]提出一种新的云重叠假设方法——一般重叠, 即将任意两层云的真实云量假定在最大重叠和随机重叠之中的一个值, 使云的重叠特征更加灵活而趋于真实情况. 它根据两层云或者多层云之间的垂直相关性判断其重叠关系, 使云的重叠结构具有多样性.

如果 C_k 和 C_l 分别代表两层云的云量, $C_{k,l}$ 代表两层作为一个整体的真实云量, 那么一般重叠假设可以表示为

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

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. 研究表明^[19], $\alpha_{k,l}$ 可以由以下公式计算:

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

其中, Z 是垂直高度, $L_{cf}(Z)$ 称为云的抗相关厚度(以下简称为 L_{cf} , 而 L_{cf}^* 表示本文反演后的值), 是两层云的重叠系数减少到 e^{-1} 时的距离. 而该公式中的 $\alpha_{k,l}$ 是

大于 0 的, 因此对于两层云完全不重叠, 并且云量总和小于 100% 时所导致的 $\alpha_{k,l}$ 小于 0 以及任意层云量 $\hat{C}=1$ 时导致的 $\alpha_{k,l}$ 等于 0 是不适用的, 虽然这些情况在极少数情况下可以出现.

在 GCM 中, 当有了网格点中的各层云量, 即云量廓线, 可以有多种方法生成次网格的云分布, 以便获得网格点的云量, 如前文所述, 我们将 SCG 放入 NCAR(The National Center for Atmospheric Research) 的全球大气模式 CAM3.0 中来完成这一过程. SCG 的原理是通过建立高分辨率的三维次网格结构对任意给定的模式格点云廓线的信息进行模拟, 在所有次网格信息的平均依旧遵循于原格点廓线信息的同时, 研究模式格点无法分辨的次网格水平上的云信息. 鉴于次网格随机产生的云仅需满足平均信息遵循原廓线这一条件, 而在次网格尺度的上几何位置并无限制, 所以可以十分灵活的基于任意给定的云重叠方案进行模拟, 并且 SCG 已整合有随机重叠方案, 最大/随机重叠方案与一般重叠方案^[21], 因此非常适用于通过对由卫星观测得到的云量廓线信息进行模拟, 进而研究云的垂直重叠问题. 使用 SCG 时需要给定 3 个初始条件: 假设的云重叠方案、云量垂直廓线和抗相关厚度 $-L_{cf}^*$, 即可通过模拟的次网格云结构获得网格点的总云量. 在这里, 云的垂直廓线由 CloudSat 数据计算得到, 重叠方案我们选取了新的一

般重叠方案^[19], 同时需要给定云的垂直重叠关系(即设定抗相关厚度 $-L_{cf}$ 的值)来完成模拟. 本文通过从小到大设定 L_{cf} 的值来获得对网格点总云量 $\hat{C}$ 的不同模拟值, 由此得到 $\hat{C}(L_{cf})$ 这样一个函数关系. 我们通过选取 L_{cf}^* 使得 $\hat{C}(L_{cf}^*)$ 与我们从 CloudSat 数据计算得到的网格点总云量相同, 此时获得的 L_{cf}^* 就是与观测相一致的描述云重叠特性的尺度参数. 上述方法的思路是在采用一般重叠假设方案的情况下, 给定云量廓线(即各个高度上的云量), 通过调整云在垂直方向的重叠关系(即调整 L_{cf} 的取值), 使 SCG 模拟出的总云量与观测一致, 此时的重叠关系(即 L_{cf}^*)就是正确表述云重叠特性的参数. 我们检测了 2007~2009 年的卫星数据, 发现在 125 层雷达垂直扫描层中, 全球平均海平面高度位于第 105 层, 因此我们只提取从扫描顶层到第 104 层的探测信息. SCG 生成的是三维次网格云的结构, 因此, 需要给定 3 个空间方向的格点数目. 我们设定垂直方向为 104 层与 CloudSat 的垂直分层相对应; 纵向选取 1 层. 对横向的层的数目, 我们测试了选取不同层数对计算结果的影响, 发现: 在逐步增加层数为 1000, 2000, 5000 和 10000 模拟时, L_{cf}^* 的随机误差有明显的降低, 从 0.01 的量级减少到 0.001 的量级, 而如果继续增加横向模拟层数到 20000 层时, 随机误差仍然位于 0.001 量级. 因此我们对横向选取了 10000 层来进行计算. 同时我们选取: 50(廓线个数) $\times$ 1.1 km(星下点沿轨道运行方向长度) $\times$ 1.4 km(星下点垂直轨道运行方向长度) $\times$ 104(垂直层数) $\times$ 0.24 km(每个垂直层的厚度)的卫星扫描区

域作为研究的子域, 每一个子域被我们分成 $104 \times 1 \times 10000$ 的立体网格, 通过 SCG 在这些小网格中生成云来模拟总云量和云量的垂直廓线.

2.2 获取 L_{cf}^* 的方法

我们首先选取了 2007 年 1 月份的第 03609 轨道中经纬度范围($98.732^\circ \sim 98.461^\circ \text{E}$, $33.482^\circ \sim 34.441^\circ \text{N}$)作为研究的子域. 首先, 从 CloudSat 数据计算出该子域的总云量为 0.85, 然后计算出云量的垂直廓线(图 4(a))并输入给 SCG; 以 0.1 km 为间隔, 设定 L_{cf} 从 0.1 km 递增到 10 km, 通过 SCG 生成不同的云量廓线, 得到 $\hat{C}(L_{cf})$ 的函数关系(图 4(b)). 从图 4(b)中可以看出, 当选取 $L_{cf}^* = 0.6$ km 时, 生成的云量为 0.848, 与该子域 CloudSat 数据得出的云量 0.85 最为接近, 因此, 我们认为在该子域选取 $L_{cf}^* = 0.6$ km 作为其抗相关厚度是最合适的. 图 4(a)给出的是该子域从地面到 20 km 高度的各层云量, 其中点线是由 CloudSat 观测获得, 而不同高度的误差棒则代表了选取 $L_{cf}^* = 0.6$ km 作为参数由 SCG 模拟得到的云量的垂直廓线与相应的观测廓线在不同高度上的差值, 可以看出误差在 0.01~0.07 的范围之内, 非常小, 说明选取 $L_{cf}^* = 0.6$ km 时 SCG 对云量垂直廓线的模拟与观测结果符合较好. 需要特别指出的是, 在获取所有研究子域的 L_{cf}^* 时, SCG 云生成器生成的气柱云量与由观测资料得到的气柱云量之间的差值均在 0.001~0.01 量级范围, 精度非常高.

图 4 (a) SCG 模拟生成的各高度层云量与观测得到的各高度层云量之间的误差; (b) 2007 年 1 月份在子域(98.732°E , 33.482°N)~(98.461°E , 34.441°N)上 $\hat{C}(L_{cf})$ 函数图

3 结果与讨论

3.1 抗相关厚度

在通过上述单个子域验证了方法的可行性之后, 我们计算了所有子域的抗相关厚度. 结果表明, 90% 以上的子域的 L_{cf}^* 在 0~3 km 之间, 只有极个别子域的 L_{cf}^* 超过了 9 km, 此计算结果与以往的研究结果相符合^[20]. 为了表征 6 个研究域的整体情况, 我们对这些 L_{cf}^* 做了算数平均. 表 2 给出 6 个研究域 2007~2009 年春夏秋冬 4 个季节的取样个数和按照取样个数平均的 L_{cf}^* . 与此同时, 我们将每个子域的 L_{cf}^* 按照其云量的不同归类至 20 个档, 每档云量的变化为 0.05, 从 $\hat{C} \in [0, 0.05]$ 递增到 $\hat{C} \in [0.95, 1.00]$, 同时也就除去了 $\hat{C}=1$ 不满足式(2)的情况. 统计发现在不同的研究域域这种情况发生的比例为 10%~15%, 剔除 $\hat{C}=1$ 之后的样本个数仍能满足本研究的需要. 图 5 给出了 L_{cf}^* 分档后在 4 个季节和 6 个研究域的平均值随子域的云量的变化.

结果表明, 4 个季节中 6 个研究域的 L_{cf}^* 基本都处于 0~3 km 的范围, 随着子域的云量的递增, L_{cf}^* 呈现出波动增大而后回落的趋势, 极值出现在云量位于 0.6 至 0.8 之间的子域, 6 个研究域 L_{cf}^* 极值的平均值在春夏秋冬四个季节分别为 2.12, 2.33, 2.04 和 2.15 km. 不同研究域之间的差异体现出, 对 4 个季节, 当云量在 0.2~0.9 时, 处于较高纬度的北方地区和西北地区的 L_{cf}^* 都高于处于较低纬度的南方地区的相应值, 当云量为 0.4~0.9 时, 也高于以低纬地区为主的东部海域研究域的相应值, 差值位于 0~3 km; 而当云量小于 0.2 时, 北方地区和西北地区的 L_{cf}^* 等于或略小于南方地区和东部海域的相应值, 差值小于 0.5 km. 包含有青藏高原特殊地形的青藏高原地

区研究域的 L_{cf}^* 在夏季略大于东部海域和南方地区, 在其他 3 个季节位于东部海域和南方地区之间.

从 L_{cf}^* 的季节性变化来看, 位于东亚地区西部的西北地区, 青藏高原地区和南方地区三个研究域的 L_{cf}^* 对于大部分云量范围都呈现出夏季最大, 春、秋次之, 冬季最小的特点. 夏季 L_{cf}^* 的峰值在西北地区, 青藏高原地区和南方地区分别出现在云量为 0.72 的子域附近, 值为 3.42 km、云量为 0.83 的子域附近, 值为 2.41 km 和云量为 0.81 的子域附近, 值为 1.85 km; 而在冬季这一峰值均出现在云量为 0.6 的子域附近, 值分别减小为 2.22, 1.75 和 1.38 km. 位于东亚地区较东部地区的东部海域和北方地区研究域的 L_{cf}^* 则呈现出冬季最大, 春秋次之, 夏季最小的特点. 夏季 L_{cf}^* 的峰值在东部海域和北方地区分别出现在云量为 0.55 的子域附近, 值为 1.82 km 和云量为 0.66 的子域附近, 值为 2.28 km; 而在冬季这一峰值分别出现在云量为 0.62 和 0.86 的子域附近, 值增加到 2.28 和 3.15 km. 青藏高原地区研究域的 L_{cf}^* 在夏冬季的变化较为明显, 冬季峰值出现在云量为 0.66 的子域附近, 值为 1.78 km, 而夏季的峰值出现在云量为 0.78 的子域附近, 值显著增加到 2.45 km.

以上特点表明因北方地区和西北地区主要由内陆组成, 相较于包含有海洋的南方地区和以海洋下垫面为主的东部海域, 水汽条件弱, 控制气团性质更为单一, 因此北方地区和西北地区研究域中云层之间相关比南方地区和东部海域更高. 各个研究域 L_{cf}^* 的季节变化则呈现出西北地区 and 南方地区在夏季、北方地区在冬季云层的相关性分别比相应地区的其他季节高, 而青藏高原地区冬夏两季 L_{cf}^* 的明显变化可能与青藏高原这一大地型有着密切的关系, 冬季青藏高原的动力和热力作用导致在整个亚洲冬季风背景下高原局部地区具有相对多云且湿度偏大的特点,

表 2 L_{cf}^* 在 6 个研究域 4 个季节的平均值及子域个数

	东亚地区	西北地区	北方地区	南方地区	青藏高原地区	东部海域
春	0.97 km/48608	1.00 km/11572	0.98 km/8443	0.83 km/7801	1.00 km/8285	1.04 km/12507
夏	1.11 km/53815	1.35 km/12846	1.00 km/9166	0.95 km/8448	1.14 km/9259	1.11 km/14096
秋	1.03 km/40474	1.12 km/9240	0.98 km/7331	0.82 km/6595	1.03 km/6671	1.22 km/10637
冬	0.95 km/44002	0.99 km/9785	1.10 km/7917	0.69 km/7196	0.91 km/7451	1.13 km/11653

这使得成云条件更为复杂, 因此云层的变化较复杂, 云的相关性较低; 而到了夏季, 高原作为大的热源, 该地区多为对流性云, 彼此相关性比较高, 因此夏季的 L_{cf}^* 值明显增大, 这一趋势在云量位于 0.6~0.8 之间的子域表现更为明显.

随后, 本文分别将计算得到的 6 个研究域的所有子域的 L_{cf}^* 和其云量的垂直廓线输入到 SCG 中, 检测 SCG 在生成的子域的模拟总云量与观测总云量最接近时, 垂直方向上各层的云量模拟是否足够精确. 图 6 分别给出了四个季节从观测数据计算得到的 6 个研究域各层云量平均值的垂直分布; 误差棒给出的是模拟值与观测值的差, 其峰值在 4 个季节均小于 0.02. 这表明与单一子域的模拟结果类似, 在保证了子域模拟总云量和观测总云量最接近的前提下, 垂直方向上各层平均云量的模拟值与相应的观测值也非常一致; 同时也说明在本研究中横向选取 10000 层作为次网格参数来模拟云量是合适的, 因此计算得到的表征云的垂直结构的特征量 L_{cf}^* 能够保证模拟的子域云量垂直廓线和总云量都与相应的观测值保持一致.

在目前全球已经耦合了 SCG 的气候模式中, 为了节约计算时间, 通常将 L_{cf}^* 简单设定为 2 km, 即在全球均匀分布, 没有地理和季节变化. 为了评估这样的设定所导致的模式对格点云量模拟的误差, 本文将选取 $L_{cf}^* = 2$ km 时, SCG 模拟的气柱总云量 (C_{mod}) 与相应的观测值 (C_{obs}) 之间的差别定义为 D :

$$D = C_{mod} - C_{obs}, \quad (3)$$

并加以分析.

图 7 给出 D 值在不同季节和研究域的平均值, 其中灰色线给出未平均之前的 D 值作为参考. 结果显示选取 $L_{cf}^* = 2$ km 模拟得到的各子域云量与观测值的差异很大, D 值有 82% 小于 0.1, 12% 的位于 0.1~0.2, 6% 大于 0.2, 峰值超过了 0.4; 而区域平均后的模拟与观测之间的差异比较小, 对于不同的研究域的模拟存在着 0.05~0.15 的差异, 表 3 给出 6 个研究域在 4 个季节模拟与观测差异平均值的峰值及峰值所处子域的观测云量, 可以看出这一峰值存在着时间和空间差异. 说明简单设定 L_{cf}^* 为 2 km, 对于云量的模拟在某些地区和不同季节仍然会存在一定的误差, 因此在

图 5 6 个研究域 L_{cf}^* 平均值随云量的变化

(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

图6 6个研究域各层观测平均云量

(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季. 其中, 误差棒为模拟值与观测值的差

图7 选取 $L_{cl}^* = 2 \text{ km}$ 时所有子域模拟的云量与观测值之间的差别随云量的变化

(a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

表 3 模拟云量与相应观测值差别的平均值在 6 个区域 4 个季节的峰值及峰值所处位置的子域的观测云量

	东亚地区		西北地区		北方地区		南方地区		青藏高原地区		东部海域	
	差	云量	差	云量	差	云量	差	云量	差	云量	差	云量
春	-0.11	0.68	-0.12	0.85	-0.06	0.85	-0.12	0.72	-0.16	0.56	-0.08	0.54
夏	-0.12	0.85	-0.11	0.86	-0.12	0.65	-0.11	0.85	-0.13	0.84	-0.13	0.87
秋	-0.10	0.83	-0.08	0.44	-0.09	0.46	-0.10	0.44	-0.13	0.86	-0.13	0.86
冬	-0.12	0.76	-0.08	0.76	-0.08	0.82	-0.13	0.76	-0.17	0.76	-0.08	0.74

不同地区、不同季节精确参数化 L_{cf}^* 是很有必要的。

3.2 云辐射强迫对 L_{cf}^* 取值的敏感性试验

在计算和分析了 L_{cf}^* 的地理分布和季节变化后，下面我们将讨论不同的 L_{cf}^* 分布对气候模式中云辐射计算的影响，特别是对云的辐射强迫的影响。

云的辐射强迫(Cloud Radiative Forcing, 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)的差值，这一定义适用于大气顶和地面^[27]。这里分别将其应用于短波和长波辐射。

本文首先将 SCG 与全球气候模式 CAM3/NCAR 耦合起来，利用该耦合模式来做敏感性试验。在模式中分别设置 $L_{cf}^*=1, 2$ 和 3 km ，从 1999 年 9 月积分至 2000 年 12 月。利用上述模式，首先设定 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ ，把在该条件下计算得到的云的辐射强迫作为参考值，计算并分析在其他两种情况下云的辐射强迫与该参考值的差别。经分析，本文将模式积分的前 4 个月作为模式调整时间，取 4 个月后的结果进行分析不会带来大的误差，故本文取后 11 个月的结果进行讨论。图 8 给出模式 2000 年冬季(1 月)的长波云辐射强迫。图 8(a)是 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 的结果，而图 8(b)和(c)分别表示设定 $L_{cf}^*=1$ 和 3 km 时的长波 CRF 结果与 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 的长波 CRF 结果差别。由图 8(b)和(c)发现，全球不同地区的长波云辐射强迫对抗相关厚度存在不同的敏感性，特别是几个主要的季风区海域。图 8(b)给出当 $L_{cf}^*=1\text{ km}$ 时非洲中部东面海域和南美东面海域的长波 CRF 与 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 时的长波 CRF 存在负的偏差，最大达到了 -40 W m^{-2} ；而图 8(a)给出 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 时这两个地区的长波 CRF 值在 $50\sim90\text{ W m}^{-2}$ 之间；相应的，长波 CRF 在东南亚季风区有正的偏差，最大超过了 40 W m^{-2} ，而图 8(a)中 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 时该区域长波 CRF 在

图 8 2000 年 1 月份模式模拟的长波云辐射强迫
(a) $L_{cf}^*=2\text{ km}$; (b) $L_{cf}^*=1\text{ km}$ 与 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 的差值; (c) $L_{cf}^*=3\text{ km}$ 与 $L_{cf}^*=2\text{ km}$ 的差值. 单位: W m^{-2}

80~100 W m^{-2} 的范围; 另一个敏感性比较大的地方位于中东太平洋地区, 负差值中心的绝对值超过了 50 W m^{-2} . 图 8(c)给出当 $L_{cf}^* = 3 \text{ km}$ 时长波 CRF 与 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 时的长波 CRF 存在的偏差, 中东太平洋地区同样是负差值中心, 差值的绝对值也超过了 50 W m^{-2} , 非洲中西部及包括青藏高原在内的南亚地区以及太平洋偏西部海域为较强的负差值区域, 差值的绝对值都超过 20 W m^{-2} , 东南亚海域有较强的正偏差区域, 差值最大的绝对值同样超过了 50 W m^{-2} .

下面再来看图 9 表示的夏季(7 月份)的情况. 同样可以得出, 全球几个主要季风区的长波 CRF 仍然是对抗相关厚度敏感性比较大的区域, 与 1 月份相比, 处在高纬地区的西伯利亚, 加拿大以及南极洲部分地区的敏感性明显增加. 因此改变抗相关厚度 L_{cf}^* 会给气候模式计算的长波 CRF 带来很大的差别.

图 10 给出的是模式模拟的 2000 年 1 月份短波云辐射强迫. 图 10(a)是 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 的情况, 而图 10(b)和 (c)分别是设定 $L_{cf}^* = 1 \text{ km}$ 和 $L_{cf}^* = 3 \text{ km}$ 时模式模拟的短波 CRF 结果与 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 时模式计算的短波 CRF 结果的差别. 图 11 给出的是夏季 7 月份的相应结果. 与长波 CRF 结果相比, 抗相关厚度 L_{cf}^* 的改变导致云垂直结构的改变对短波云辐射强迫的影响明显增大. 由图 10 得到: 全球几个主要季风区和中东太平洋地区对抗相关厚度的改变的敏感性最大. 其中由图 10(b)看出, 东南亚季风区负差值最大超过了 50 W m^{-2} , 中东太平洋地区正差值也超过了 50 W m^{-2} . 通过比较图 10(b)和(c)发现, 在 $L_{cf}^* = 3 \text{ km}$ 时的相应差值比 $L_{cf}^* = 1 \text{ km}$ 时的差值还大. 与 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 时的参考值相比, 这些差别分别达到了 50%~70%不等. 夏季 7 月份的情况在这些地区同样显示出明显的差别, $L_{cf}^* = 1 \text{ km}$ 与 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 时模式计算得到的短波 CRF 差值中心主要位于东亚季风区、澳大利亚中部和北美洲北部, 而 $L_{cf}^* = 3 \text{ km}$ 与 $L_{cf}^* = 2 \text{ km}$ 的相应差值中心还增加了非洲东北部, 俄罗斯中西部和中亚地区等地区, 正偏差和负偏差的绝对值的最大值都超过了 50 W m^{-2} .

通过以上对比, 可以看出, 选取不同的 L_{cf}^* 值, 对气候模式中模拟的云辐射强迫的强度和分布都有

图 9 2000 年 7 月份模式模拟的长波云辐射强迫

很大的影响, 特别是对全球几个主要的季风区和中东太平洋等地区的影响程度非常大, 这说明在气候模式中给出正确的抗相关厚度是非常必要的. 这里需要说明的是, 由于在上述敏感性数值试验中, 三种情况 L_{cf}^* 值都假定不存在地理和季节变化, 即在全球是均匀分布的, 这与上节从卫星资料分析的结果是不符合的. 这里数值试验的主要目的是说明 L_{cf}^* 取值对云辐射强迫的计算会产生重要的影响.

图 10 2000 年 1 月份模式模拟的短波云辐射强迫

图 11 2000 年 7 月份模式模拟的短波云辐射强迫

4 结论

本文利用 2006 年 4 月发射成功的云观测卫星 CloudSat 获取的 2007~2009 年三整年的观测资料, 结合气候模式中产生次网格云结构的云产生器 SCG, 首次计算了东亚地区表征云的垂直结构的特征量—抗相关厚度 (L_{cf}^*) 的季节变化和空间分布; 并讨论了该参数的选取对云辐射强迫计算的影响. 得到如下结论:

(1) 6 个研究域的抗相关厚度基本处于 0~3 km 的范围之中, 根据研究子域的云量不同来划分, 抗相关厚度极值出现在云量为 0.6~0.8 的子域附近, 平均约为 2.5 km.

(2) 在所划分的 6 个研究域中 L_{cf}^* 值的地理分布差异: 较高纬度的北方地区和西北地区的 L_{cf}^* 整体大于较低纬的青藏高原地区和南方地区, 而东部海域和东亚地区介于两者之间. 根据所处子域云量的不

同, 6 个区域中 L_{cf}^* 最大值与 L_{cf}^* 最小值在四个季节的差值分别位于 0~1.6 km, 0~2 km, 0~1.7 km 和 0~2.4 km 的范围.

(3) L_{cf}^* 值的季节差异: 6 个研究域中, 东亚地区研究域和位于东亚地区西部的西北地区、青藏高原地区以及南方地区三个研究域的 L_{cf}^* 对于大部分云量范围都呈现出夏季最大, 春、秋次之, 冬季最小的特点; 位于东亚地区较东部区域的东部海域和北方地区研究域的 L_{cf}^* 则呈现出冬季最大, 春秋次之, 夏季最小的特点.

(4) 简单的设定 L_{cf}^* 值为 2 km 对次网格气柱总云量进行模拟时, 会产生平均约为 15% 左右的误差, 这些误差会对气候模式中云辐射计算和辐射收支平衡产生很大影响.

(5) 选取不同的 L_{cf}^* 值, 对气候模式计算的长、短波辐射强迫均有较为显著的影响, 特别是对全球几个主要的季风区和中东太平洋地区的影响非常大. 说明在气候模式中给出精确的抗相关厚度的地理和季节分布是非常必要的. 这将是我們下一步工作的主要内容, 并将在另文给予研究.

致谢 本文所使用的云产生器 SCG 代码来自加拿大 Barker 教授, 在此对 Barker 教授表示感谢.

参考文献

- 1 Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 1989, 243: 57–63
- 2 Wang H Q, Zhao G X. Cloud and radiation. *Sci Atmos Sin*, 1994, 18(Suppl): 910–932
- 3 Ding S G, Zhao C S, Shi G Y, et al. Analysis of global total cloud amount variation over the past 20 years. *J Appl Meteorol*, 2005, 16: 670–676
- 4 Sun B, Groisman P Y. Cloudiness variations over the former Soviet Union. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1097–1111
- 5 Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. *Climate Change: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 2001. 1–421
- 6 Wetherald R T, Manabe S. Cloud feedback processes in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1397–1416
- 7 Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. *Climate Change: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 2001. 148–149
- 8 张华, 荆现文. 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. *大气科学*, 2010, 3: 520–532
- 9 荆现文, 张华, 郭品文. 气候模式中云的次网格结构对全球辐射影响的研究. *气象学报*, 2010, 67: 1058–1068
- 10 Manabe S, Strickler R F. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J Atmos Sci*, 1964, 21: 361–385
- 11 Geleyn J F, Hollingsworth. An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Cont Atmos Phys*, 1979, 52: 1–16
- 12 Morcrette J J, Fouquart Y. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations. *J Atmos Sci*. 1986, 43: 321–328
- 13 Barker H W, Stephens G L, Partain P T, et al. Assessing 1D atmospheric solar radiative transfer models: Interpretation and handling of unresolved clouds. *J Clim*, 2003, 16: 2676–2699
- 14 Morcrette J J, Jakob C. The response of the ECMWF model to changes in cloud overlap assumption. *Mon Weather Rev*, 2000, 128: 1707–1732
- 15 Tian L, Curry J A. Cloud overlap statistics. *J Geophys Res*, 1989, 94: 9925–9935
- 16 Barker H W, Stephens G L, Fu Q. The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. *Q J R Meteorol Soc*, 1999, 125: 2127–2152
- 17 Li J. Accounting for unresolved clouds in a 1D infrared radiative transfer model. Part I: Solution for radiative transfer, including cloud scattering and overlap. *J Atmos Sci*, 2002, 59: 3302–3320
- 18 Liang X Z, Wang W C. Cloud overlap effects on general circulation model climate simulations. *J Geophys Res*, 1997, 102: 11039–11047
- 19 Hogan R J, Illingworth A J. Deriving cloud overlap statistics from radar. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2000, 126: 2903–2909
- 20 Barker H.W. Overlap of fractional cloud for radiation calculations in GCMs: A global analysis using CloudSat and CALIPSO data. *J Geophys Res*, 2008, 113: D00A01, doi: 10.1029/2007JD009677
- 21 Räisänen P, Barker H W, Khairoutdinov M, et al. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models. *Q J R Meteorol Soc*, 2004, 130: 2047–2067

- 22 Barker H W, Räisänen P. Radiative sensitivities for cloud structural properties that are unresolved by conventional GCMs. *Q J R Meteorol Soc*, 2005, 131: 3103–3122
- 23 Räisänen P, Barker H W, Cole J N S. The Monte Carlo Independent Column Approximation's conditional random noise: Impact on simulated climate. *J Clim*, 2005, 18: 4715–4730
- 24 Pincus R H, Klein S A. Using stochastically generated subcolumns to represent cloud structure in a large scale model. *Mon Weather Rev*, 2006, 134: 3644–3656
- 25 Räisänen P, Järvenoja S, Järvinen H, et al. Tests of Monte Carlo Independent Column Approximation in the ECHAM5 Atmospheric GCM. *J Clim*, 2007, 20: 4995–5011
- 26 Morcrette J J, Barker H W, Cole J N S, et al. Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF integrated forecasting system. *Mon Weather Rev*, 2008, 136: 4773–4798
- 27 石广玉. 大气辐射学. 北京: 科学出版社, 2007. 302–318