

不同云重叠参数对全球和东亚地区 模拟总云量的影响^{*}

王海波^{1,2} 张 华^{1,2} 荆现文¹ 谢 冰^{1,3}

WANG Haibo^{1,2} ZHANG Hua^{1,2} JING Xianwen¹ XIE Bing^{1,3}

1. 南京信息工程大学, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

3. 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京, 100081

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

3. Laboratory for Climate Studies of China Meteorological Administration, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

2017-12-25 收稿, 2018-04-05 改回.

王海波, 张华, 荆现文, 谢冰. 2018. 不同云重叠参数对全球和东亚地区模拟总云量的影响. 气象学报, 76(5):767-778

Wang Haibo, Zhang Hua, Jing Xianwen, Xie Bing. 2018. Effects of different cloud overlapping parameters on simulated total cloud fraction over the globe and East Asian region. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(5):767-778

Abstract The cloud overlapping parameter (vertical decorrelation length, L_{cf}) from CloudSat/CALIPSO is implemented in Beijing Climate Center's GCM (BCC_AGCM2.0) to reduce the uncertainty in radiation field. Comparing the climate simulation results obtained by using the constant L_{cf} of 2 km with those using the above retrieved L_{cf} , it is found that the total cloud fraction simulation has been obviously improved by using the satellite-based L_{cf} . The error of global mean total cloud fraction between simulations and CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) satellite data is decreased by 1.6% in both the winter and summer, of which the positive deviation of total cloud fraction at tropical convection area and the negative deviation in subtropical region both are significantly reduced. These improvements are helpful for better simulation of energy budget differences between different regions. In East Asia, using the satellite-based L_{cf} can decrease the error of average total cloud fraction (compared to the CERES) by 1.8% (1.4%) in the winter (summer). Overall, using L_{cf} from CloudSat/CALIPSO satellite data can improve the simulation of total cloud fraction and thus obtain more accurate simulation of radiation field.

Key words Cloud overlapping parameter, Vertical decorrelation length, Total cloud fraction

摘 要 在国家气候中心全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0 中引入一组基于 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的、能够体现真实时空变化特征的云垂直重叠参数(抗相关厚度, L_{cf})数据, 以减小由云的重叠描述造成的辐射场的不确定性。对比了采用时空变化的云重叠参数和采用恒定云重叠参数的气候模拟结果, 发现无论在全球还是东亚区域, 采用基于卫星观测的云重叠参

^{*} 资助课题: 国家重点研发计划项目(2017YFA0603502)、国家自然科学基金项目(41375080、91644211)和科技部公益性行业(气象)科研专项课题(GYHY201406023)。

作者简介: 王海波, 主要从事云重叠以及云和辐射相互作用研究。E-mail: haibo_0225@126.com

通讯作者: 张华, 主要从事大气辐射传输模式、温室气体和气溶胶辐射强迫与气候效应以及云辐射降水相互作用研究。E-mail: huazhang@cma.gov.cn

数对模拟的总云量都有一定程度的改进。采用时空变化的云重叠参数后,冬、夏两季全球平均总云量与云和地球的辐射能量系统(CERES)卫星资料的误差都减少了1.6%,其中热带对流区域总云量的正偏差和副热带地区总云量的负偏差都明显减少,这些有助于正确模拟不同区域间的能量收支差异。在东亚区域,采用时空变化的云重叠参数后,冬、夏两季的东亚区域平均总云量与CERES卫星资料的误差分别减少了1.8%和1.4%。综上所述,基于CloudSat/CALIPSO卫星资料计算得到的 L_{cl} 有助于改进大气环流模式对总云量的模拟,从而提高模式对辐射场的模拟精度。

关键词 云重叠参数, 抗相关厚度, 总云量

中图法分类号 P426.5⁺2

1 引言

地球表面约60%的面积被云覆盖(Liou, et al, 1993)。云通过反射太阳短波辐射和吸收地表与云下大气的长波辐射,对地-气系统的辐射收支平衡产生显著影响。同时,云也影响着地-气系统的水分循环、大气化学和气溶胶相关过程(张华等, 2016)。历次政府间气候变化专门委员会(IPCC)评估报告指出,云是迄今为止影响气候变化和气候预测的诸多因子中非常重要但不确定性最大的因子。低云增加4%可抵消二氧化碳浓度倍增引起的2—3℃升温,反之则会扩大相应的升温效应(Randall, et al, 1984)。因此,云的物理和光学性质的准确模拟对提高全球尤其东亚地区气候模拟与预测的准确性具有重要意义。

在目前的大气环流模式中,由于水平分辨率较低(达到百千米尺度),在次网格内对云物理过程的准确描述(例如:云的形成与消散)是一个难题(Wigley, et al, 1990; Wyant, et al, 2006; Jing, et al, 2016),大气环流模式中常采用参数化方法来描述云的宏、微观物理性质(Lu, et al, 2013)。因此,利用观测得到的云的性质来评估模式中云的参数化方案受到了学术界的广泛关注(Hinkelman, et al, 1999; Hogan, et al, 2001; Sengupta, et al, 2004; Bouniol, et al, 2010; Paquin-Ricard, et al, 2010; Song, et al, 2013)。由于全球气候模式中空间分辨率的限制,云参数化需要在每个垂直层上给出云量,即云在该层的覆盖率(Hogan, et al, 2000)。云重叠参数化方案是描述这些单层云量在垂直方向上重叠特征的方法,既影响垂直重叠后的总云量,也间接影响云水路径的水平分布,进而影响云的长、短波反照率和透过率(Barker, 2008; Li, et al, 2005)。因此,云重叠处理方法的评估和改进对模式气象场的模拟效果至关重要。

传统的云垂直重叠模型大多采用固定的重叠假设。常见的云重叠方式有:最大重叠、随机重叠、最大-随机重叠的组合(张华等, 2016)。Hogan等(2000)、Mace等(2002)、Bergman等(2002)发现云层之间的重叠关系随着它们之间的垂直距离的增大而迅速减小,提出了指数衰减重叠,利用云重叠参数——抗相关厚度参数(L_{cl})来表示云层之间的重叠关系。自此,研究人员一直在尝试获取 L_{cl} 的全球以及季节分布信息并在全球气候模式中加以应用(Barker, 2008; Shonk, et al, 2010; Zhang, et al, 2013; 彭杰等, 2013)。对于抗相关厚度的最简单的描述方法是取全球平均值 $L_{cl} = 2$ km(Barker, 2008)。Oreopoulos等(2012)提出了 L_{cl} 随纬度和季节变化的方法,但是这种参数化方案在纬度变化上存在缺陷。Zhang等(2014b)提出了不同云类型 L_{cl} 的计算方法,但这种方法取决于全球气候模式中高度不确定的云分类方案。

云量是云的重要宏观特性,改进全球气候模式对云量的模拟精度具有重要的研究意义。东亚地区是典型的季风区,同时还受到青藏高原地形的影响,其云量的分布具有鲜明的地域和气候特征(吴春强等, 2011)。例如,它是全球唯一的陆地层云区(Klein, et al, 1993),具有同纬度最大的云光学厚度(Yu, et al, 2004; Li, et al, 2004)。抗相关厚度 L_{cl} 作为描述云重叠参数的因子是影响全球气候模式云量模拟的重要因素。为了更准确地得到云的参数化方案,更全面地了解全球尤其是东亚地区云重叠参数与云量的关系,本研究采用以下两种不同的抗相关厚度的方案来表述全球模式中的典型情况:(1)取全球平均值 $L_{cl} = 2$ km;(2)利用4年(2007—2010年)的CloudSat/CALIPSO卫星观测资料计算得到 L_{cl} (下文用 L_{cl}^* 表示)。本研究分别采用了两种方案,利用中国国家气候中心全球大气环流模式BCC_AGCM2.0,比较不同方案对全球以及东亚地

区模拟总云量的影响。将模拟的总云量与卫星资料反演的总云量进行对比,讨论不同的 L_{cf} 取值与总云量的关系。

2 数据和方法

2.1 数据

本研究采用 CloudSat/CALIPSO 卫星资料,在全球气候模式网格上计算 L_{cf} 。CloudSat/CALIPSO 卫星是 A-Train 中的重要成员,于 2006 年发射成功。CloudSat 是第一颗用主动毫米波雷达在全球范围内观测及研究云量、云分布和垂直结构、辐射特性及降水信息的卫星,搭载的有效载荷是 94 GHz (3 mm 波) 云廓线雷达,可以探测云物理属性的垂直廓线。CALIPSO 卫星主要荷载包括正交偏振云-气溶胶偏振雷达(CALIOP)、宽视场相机(WFC)和红外成像辐射计(IIR),可提供全球云和气溶胶观测数据,用于研究云和气溶胶存在的气候效应以及两者间的相互作用。将两颗卫星的资料结合在一起,可以得到更完整的云的资料(Hagihara, et al, 2010; Mace, et al, 2009)。本研究采用 2007—2010 年 2B-GEOPROF 和 2B-GEOPROF-LIDAR 的产品资料。2B-GEOPROF 资料描述的是云的几何廓线,主要包含 CloudSat 轨迹剖面上用来识别云层边界及云顶信息的云判别有效值和相对应的雷达反射率数值,云判别有效值是衡量雷达反射率回波可靠性的重要指标,其值越大表明云的回波信号越强越可靠。2B-GEOPROF-LIDAR 产品是由雷达和激光雷达联合反演得到,其中 94 GHz 毫米波云观测雷达可探测不同云层的光学厚度,而激光雷达对薄云的探测更为敏感,两种仪器联合可以探测到更为权威的云垂直结构信息。该产品提供了垂直方向云层的数目、云量、海平面以上各云层的云顶高度和云底高度。2B-GEOPROF 提供的是经校准的云几何廓线,而 2B-GEOPROF-LIDAR 提供的是联合 94 GHz 毫米波云观测雷达和 CALIOP 的云几何廓线,更为准确。在用此数据进行本研究的计算过程中,2B-GEOPROF 数据中 94 GHz 毫米波云观测雷达的云判别有效值 ≥ 20 、2B-GEOPROF-LIDAR 数据中的云量 $\geq 99\%$ 以及雷达反射率 ≥ -30 dBz 三者同时满足时,即判定为该处有云,否则为晴空。具体计算过程请参考 Jing 等(2016)。

采用云和地球的辐射能量系统(CERES)卫星

观测资料与不同方案模拟得到的总云量进行对比分析。CERES 是由 NASA 在 1997 年发射的卫星传感器,其数据产品包括各种辐射通量以及云的特性。文中采用 CERES SYN1deg-Month Ed3A 中 2006—2015 年的总云量数据,其分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。

2.2 方法

2.2.1 抗相关厚度(L_{cf})

假设有上、下两层云分别为 k 和 l 层,两层的云量分别为 C_k 和 C_l 。在云重叠的指数衰减重叠模型中,上、下两层(k 和 l 层)的垂直投影总云量为(Jing, et al, 2018)

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

式中, $C_{k,l}^{\max} = \max(C_k, C_l)$ 和 $C_{k,l}^{\text{ran}} = C_k + C_l - C_k C_l$ 分别表示最大重叠和随机重叠时的总云量。 $\alpha_{k,l}$ 表示两层云的重叠系数, $\alpha_{k,l}$ 的值越大则两层云的重叠程度越高。从指数衰减重叠模型中得出:当 $\alpha_{k,l} = 0$ 时,指数衰减重叠即为随机重叠;当 $\alpha_{k,l} = 1$ 时,指数衰减重叠即为最大重叠。 $\alpha_{k,l}$ 由以下公式计算得到(Bergman, et al, 2002)

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

式中, L_{cf} 表示云的重叠参数抗相关厚度,物理意义为当重叠系数 $\alpha_{k,l}$ 衰减到 e^{-1} 时两层云(k 和 l 层)之间的距离。 Z_k 和 Z_l 分别表示 k 层和 l 层的中间点的高度。从式(2)可以看出,对于给定 Z_k 和 Z_l ,随着 L_{cf} 的增大而增大。对于 $C_{k,l}$ 而言,较大的 L_{cf} 对应较小的 $C_{k,l}$;较小的 L_{cf} 对应较大的 $C_{k,l}$ 。 L_{cf} 与云层和大气动力学有关(Naud, et al, 2008)。

随着科学技术的发展,人们对 L_{cf} 的认识越来越深入。很多研究者根据不同资料对 L_{cf} 的时、空分布进行了进一步的研究。Barker(2008)利用 1 个月的 CloudSat/CALIPSO 卫星资料计算出 L_{cf} 的纬向平均分布。Zhang 等(2013)同样利用 CloudSat/CALIPSO 卫星资料对东亚地区 L_{cf} 不同地区的季节分布做了研究。Di Giuseppe 等(2015)利用 CloudSat 和 CALIPSO 卫星资料结合 ECMWF 风场分析资料研究了风切变与 L_{cf} 的关系。Jing 等(2016)利用 CloudSat/CALIPSO 卫星资料得到了 L_{cf} 的全球网格的逐月数据。Jing 等(2018)在全球云分析模式中研究 L_{cf} 与热带地区大气对流强度的关系。文中

将此数据应用于国家气候中心的全球气候模式中,以更真实地体现云重叠特征的时、空变化。

2.2.2 模式介绍

为了了解 L_{cf} 时、空分布对所模拟的云量和其他气候场的影响,采用中国气象局国家气候中心大气环流模式 BCC_AGCM2.0 进行模拟研究。BCC_AGCM2.0 是在美国 NCAR 的全球集合大气模式 CAM3 基础上发展的。该模式以欧拉谱动力核为基础,采用 42 波三角截断的水平方案(T42,近似于 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$),垂直方向采用混合 σ -压力坐标系,共 26 层,模式顶层为 2.9 hPa(Wu, et al, 2010)。Wu 等(2010)在改进动力框架的同时还对部分物理参数化方案进行了更进一步的调整,模式中的对流参数化方案和干绝热调整方案都进行了更新,同时水汽通量、海面感热以及雪覆盖率的计算方法也进一步完善。Wu 等(2010)将模式的模拟结果与观测资料进行比较发现,BCC_AGCM2.0 与 CAM3.0 相比对当前气候平均状态的模拟效果有所提高,尤其是在模拟热带和副热带风场、潜热通量、海洋感热和降水量时,BCC_AGCM2.0 的模拟效果更好。

BCC_AGCM2.0 中采用了 BCC_RAD 辐射传输方案(Zhang, et al, 2003, 2006a, 2006b; 张华, 2016)。该方案将 0.2—1000 μm 的波长区间划分为 17 个带(0.2—3.73 μm 共 9 个短波波段以及 3.73—1000 μm 共 8 个长波波段)。方案中包含了 5 种主要的温室气体(H_2O 、 CO_2 、 O_3 、 N_2O 、 CH_4)以及 3 种氯氟烃(CFCs),采用改进的相关 k 分布法和 CKD_2.4 方案分别计算以上成分的吸收和连续吸收作用。

为减小模式空间分辨率较低、云次网格描述粗糙所带来的误差,荆现文等(2012)在 BCC_AGCM2.0 中引入了蒙特卡洛独立气柱近似(McICA)来描述次网格云的结构(Pincus, et al, 2003; 荆现文等, 2012; Zhang, et al, 2013, 2014b),通过次网格随机云生成器(Räisänen, et al, 2004a, 2004b)实现云在水平和垂直方向上均更加精细的分布。

2.2.3 试验设计

本研究仅考虑重叠参数的改变对模拟的总云量造成的瞬时影响,而未考虑气候反馈。为诊断这种影响,在全球气候模式的每个时间步长内对总云量进行一次额外的计算:根据表 1 中的试验设计计算

得到总云量差异来反映不同 L_{cf} 带来的影响。在模式积分中,模式仅用第 1 次计算得到的总云量结果进行下一步长的计算。因此,以上进行诊断计算的总云量不产生气候反馈。模式运行时间为 10 年。

表 1 诊断 L_{cf} 影响的数值试验设计
Table 1 Experiments conducted to diagnose the effect of L_{cf}

试验名称	参数设置	运行时间(a)
试验 1(EXP1)	$L_{cf} = 2 \text{ km}$	10
试验 2(EXP2)	L_{cf}^*	10

3 结果分析

3.1 L_{cf}^* 的分布

3.1.1 全球 L_{cf}^*

图 1 为冬季(12 月—次年 2 月)和夏季(6—8 月) L_{cf}^* 的全球分布。由于卫星在极地附近的观测存在较大的偏差,因此 L_{cf}^* 的有效空间范围为(82°S — 82°N , 180°W — 180°E)。北半球夏季由于大气相对不稳定与对流的存在,云体相对较少(Li, et al, 2015; Zhang, et al, 2014a), L_{cf}^* 相对较小。相反,在北半球冬季大气层稳定、云层厚, L_{cf}^* 相对较大。从全球不同季节 L_{cf}^* 的纬向平均(图 2)可以更直观地看出:北半球冬季的 L_{cf}^* 较夏季大,最大值达到 4.2 km,出现在中高纬度地区,此时大气更加稳定,云的形成与大规模的抬升作用有关,通常可以延伸数千米并具有较大的厚度以及良好的垂直结构;南半球在 30°S —EQ,冬季较夏季大,冬季达到 2.9 km 而夏季为 1.8 km,中纬度地区冬、夏两季的差别小,因为南半球中纬度多为洋面,云层变化小,在高纬度地区则夏季较大,达到 4.8 km。

从图 1 可以很明显看出,无论是冬季还是夏季亚洲大陆都是 L_{cf}^* 的高值区,冬季为 5—6 km,夏季则为 3—4 km,这与 Mace 等(2002)以及 Oreopoulos 等(2011)的地面雷达观测结果一致。印度洋赤道地区 L_{cf}^* 的值普遍大于 2 km,这是由于在印度洋赤道地区经常发生深对流系统,导致云从很低的高度一直发展到对流层上方(Wang, et al, 1998)。在南半球中纬度海洋地区, L_{cf}^* 进一步减小为 1—2 km。这里海温较低,较低的层状云占主导地位(Wood, 2012)。这种云具有不规则的形状,在垂直

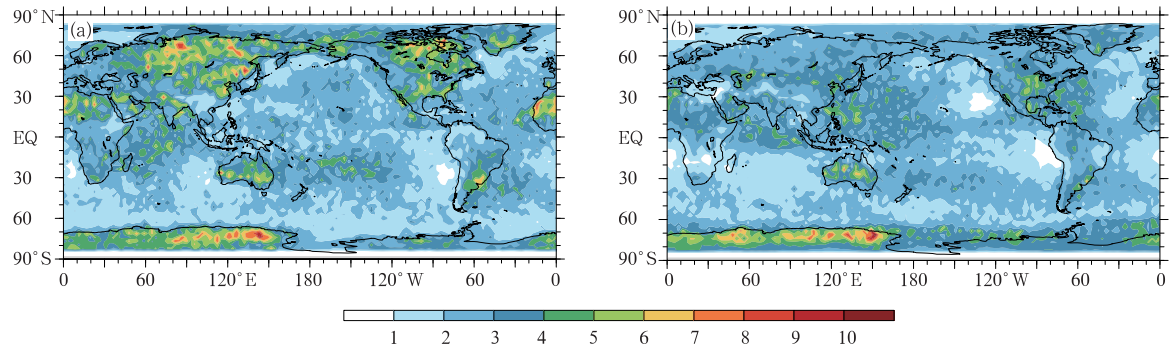


图 1 全球平均 L_{cf}^* (单位: km) 的季节分布
(a. 冬季, b. 夏季)

Fig. 1 Seasonal distributions of global mean L_{cf}^*
(a. winter, b. summer, unit: km)

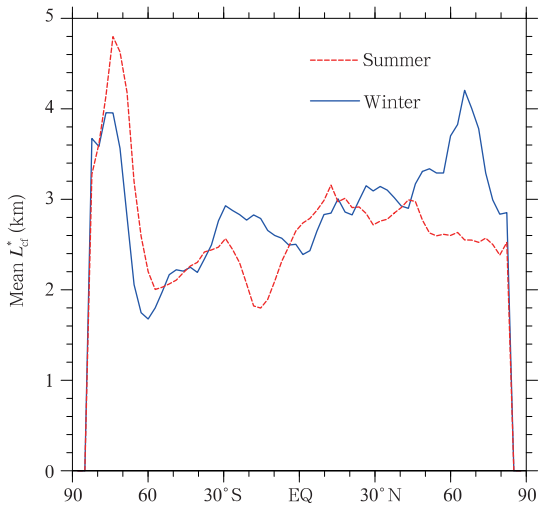


图 2 全球冬、夏两季 L_{cf}^* (单位: km) 的纬向平均
Fig. 2 Global zonal-mean L_{cf}^* (unit: km)
in winter and summer

方向上没有发展的动力。在南美洲西部太平洋地区,冬季和夏季都出现了 L_{cf}^* 的极小值,出现小于 1 km 的情况。

3.1.2 东亚地区的 L_{cf}^*

东亚 L_{cf}^* 的季节分布具有明显的区域特点。从整体上看,冬、夏两季东亚 L_{cf}^* 在全球分布中处于高值区,平均值(分别为 3.20 和 3.14 km)比全球平均(分别为 2.78 和 2.60 km)高了 15.1% 和 20.8%。从图 3 可以看出,东亚地区云重叠参数的一个显著特征是海、陆差异明显:冬季,中国的东北部 L_{cf}^* 普遍在 5 km 以上甚至出现极大值,约为 8 km,而在东亚以东的洋面上 L_{cf}^* 的值相对较低,大多在 3 km 以下;夏季,在东亚以东的洋面上 L_{cf}^* 达到 4—6 km,而在东亚大陆上 L_{cf}^* 的值偏小,大多小于 3 km。

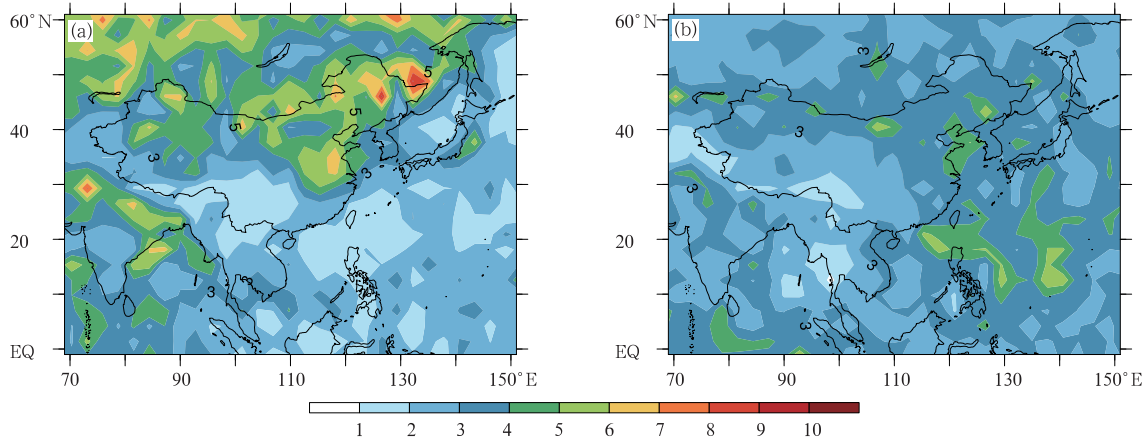


图 3 东亚区域平均 L_{cf}^* (单位: km) 的季节分布 (a. 冬季, b. 夏季)
Fig. 3 Seasonal distributions of East Asian mean L_{cf}^*
(a. winter, b. summer, unit: km)

3.2 L_{cf} 对模拟总云量的影响

3.2.1 L_{cf} 对模拟全球总云量的影响

图4为冬、夏两季 CERES 的总云量以及本试验模拟得到的总云量的全球平均分布。从 CERES 卫星观测资料看,总云量在热带对流区域和中纬度海洋较多,而在副热带地区较少。模式基本上模拟出了这种分布特征。CERES 卫星资料冬、夏两季的

全球平均总云量均为 0.61。本试验 1、2 模拟的全球平均总云量(冬季分别为 0.68 和 0.67;夏季分别为 0.65 和 0.64)均大于卫星资料的值,试验 2 较试验 1 更准确。试验 2 相比于试验 1 冬、夏两季的全球平均总云量与 CERES 卫星资料的误差减少了 1.6%。

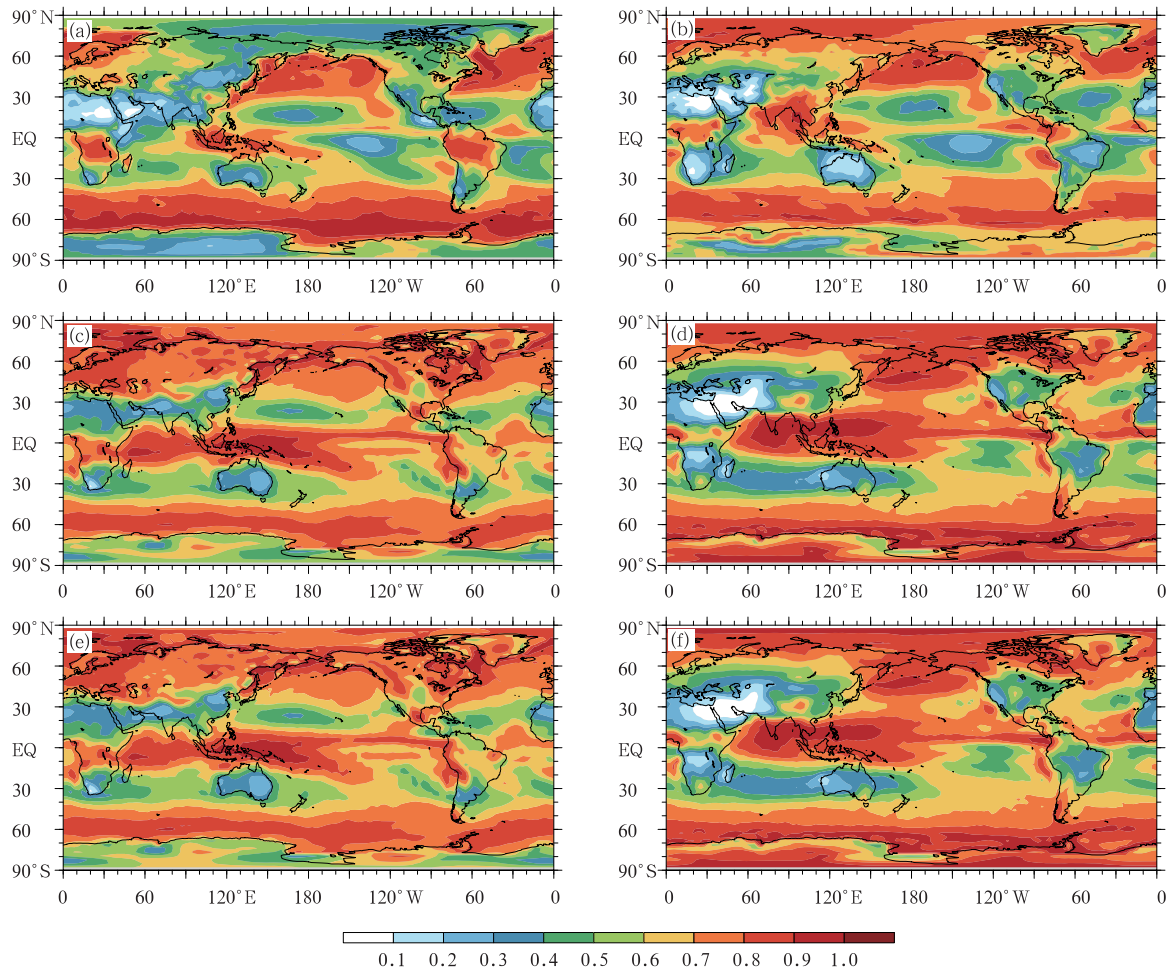


图4 CERES 卫星资料(a,b)和试验 1(c,d)、试验 2(e,f)模拟的冬(a,c,e)、夏(b,d,f)两季全球平均总云量的分布

Fig. 4 Global distributions of total cloud fraction from CERES satellite data (a, b) and from simulation results of EXP1 (c, d) and EXP2 (e, f) averaged in winter (a, c, e) and summer (b, d, f)

图5为试验 1、2 与 CERES 卫星资料冬、夏两季总云量差异的全球平均分布。从全球平均分布看,两组试验冬、夏两季与 CERES 卫星资料总云量差异分布较为一致。冬季,在赤道和中高纬度陆地地区存在明显的正偏差,在中纬度洋面存在明显的负偏差。夏季,在近赤道洋面存在明显的正偏差,在

北半球中纬度陆地以及南半球中纬度洋面存在明显的负偏差。从数值上看,冬季的全球平均差值试验 2 比试验 1 小 5.7%(试验 1、2 平均差值分别为 0.070 和 0.066),夏季的全球平均差值试验 2 比试验 1 小 9.5%(试验 1、2 平均差值分别为 0.042 和 0.038)。

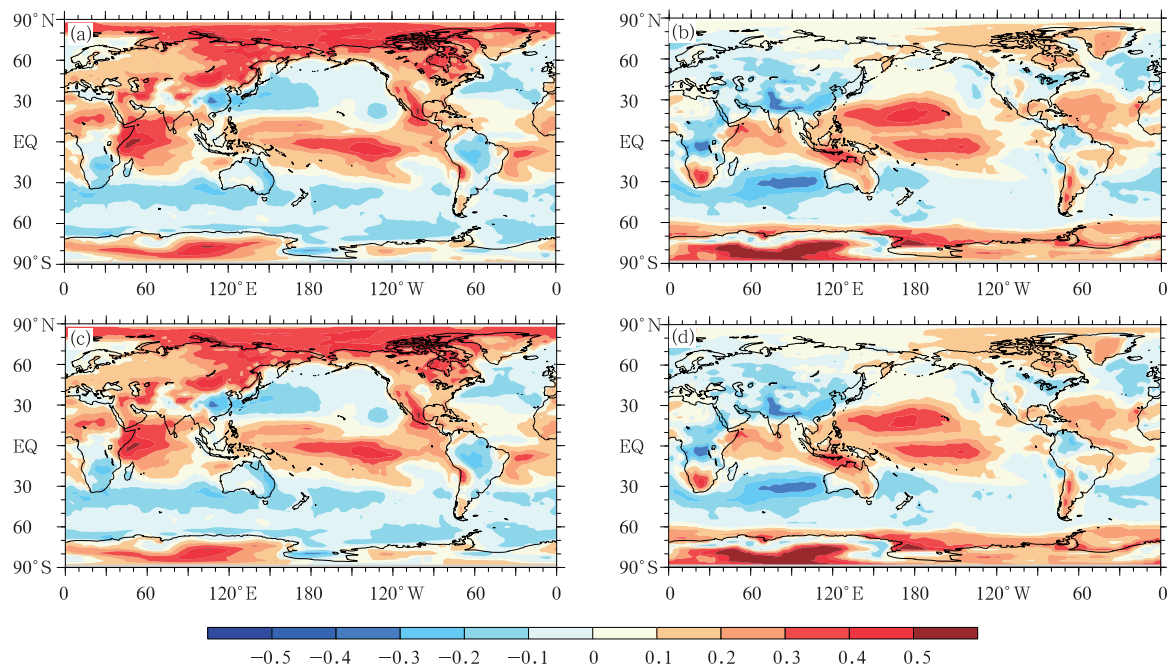


图5 试验1(a,b)、试验2(c,d)与CERES卫星资料冬(a,c)、夏(b,d)两季全球平均总云量差值(试验1(2)减CERES)分布

Fig.5 Differences (EXP1(2) - CERES) between simulations of (a, b) EXP1 and (c, d) EXP2 and the CERES observed global mean total cloud fraction in winter (a, c) and summer (b, d)

从试验2与试验1模拟得到的冬、夏两季总云量差异的全球平均分布(图6)可见,与 L_{cf} 取全球平均值2 km相比, L_{cf}^* 模拟得到的总云量在热带出现负偏差,而在中纬度洋面上呈现正偏差,这是因为 L_{cf}^* 在热带大于2 km在中纬度洋面上小于2 km(图1)。试验2与试验1模拟得到的冬、夏两季总云量差异的全球纬向平均分布(图7)表明,冬季在南半

球中高纬度存在正偏差,在热带地区存在负偏差;夏季在南半球中低纬度地区存在正偏差,北半球存在负偏差。相对于试验1,试验2总云量在热带地区的减少以及在中纬度洋面的增多分别有助于减少模式在这些区域的总云量的正偏差和负偏差。采用 L_{cf}^* 使得模拟结果向正确的方向偏移。

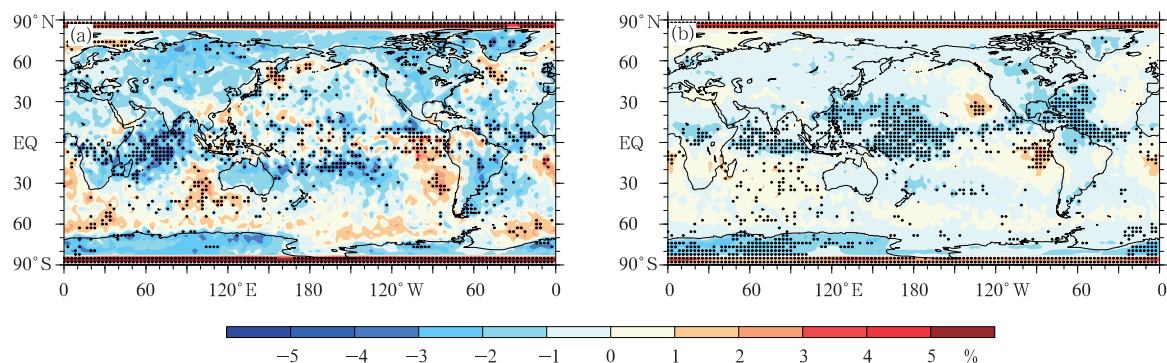


图6 试验1,2冬(a)、夏(b)两季全球平均总云量差值(试验2减试验1)的分布
(黑点标示的地方代表通过了显著性水平为0.1的 t 检验)

Fig.6 Differences (EXP2 - EXP1) in simulated mean total cloud fraction between EXP1 and EXP2 for winter (a) and summer (b) over the globe
(Black dots indicate significance at the level of 0.1 by t -test)

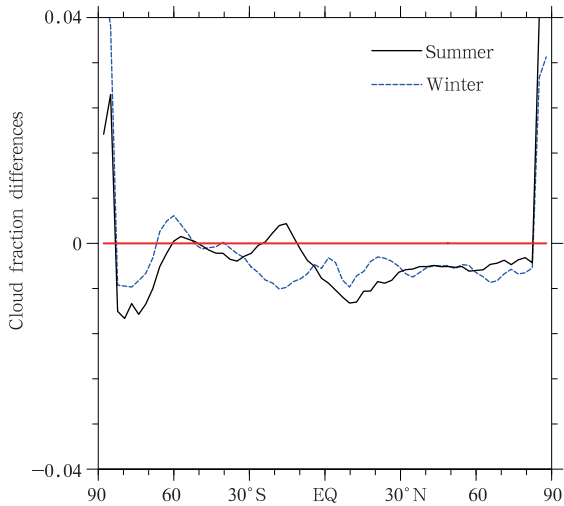


图7 试验1、2冬(a)、夏(b)两季全球平均总云量差值的纬向平均分布
Fig. 7 Differences in simulated zonal mean total cloud fraction between EXP1 and EXP2 for winter (a) and summer (b)

3.2.2 L_{cf} 对模拟东亚地区总云量的影响

从 CERES 卫星资料和试验 1、2 东亚地区总云量冬、夏两季的平均分布(图 8)可见,冬季蒙古高原、喜马拉雅山脉两地总云量较低,在东亚东部总云量较高;夏季东亚南部出现较高的总云量。从区域平均看,东亚地区冬、夏两季的平均总云量分别为 0.55、0.67。试验 1、2 模拟的东亚平均总云量(冬季分别为 0.66 和 0.65;夏季分别为 0.70 和 0.69)均大于 CERES 卫星资料的值,试验 2 较试验 1 更准确。试验 2 与试验 1 相比,冬、夏两季的东亚平均总云量与 CERES 的误差分别减少了 1.8% 和 1.4%。

从试验 1、2 与 CERES 卫星资料在东亚地区冬、夏两季总云量差异(图 9)的区域分布看,试验 1、2 冬、夏两季与 CERES 卫星资料在总云量差异分布上较为相似。冬季,在蒙古高原、中国东北部存在明显的正偏差;在东亚以东洋面上以及中国东部存在明显的负偏差。夏季,在东亚以东洋面上存在明显

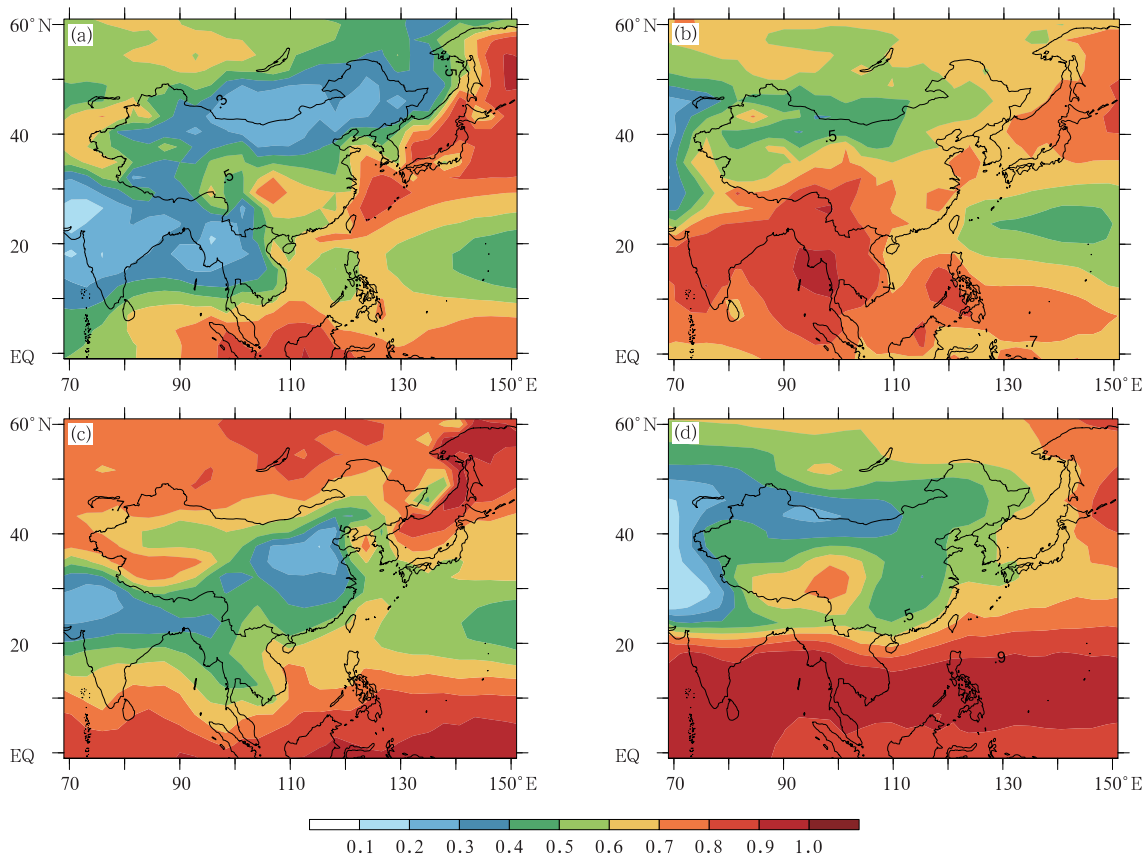
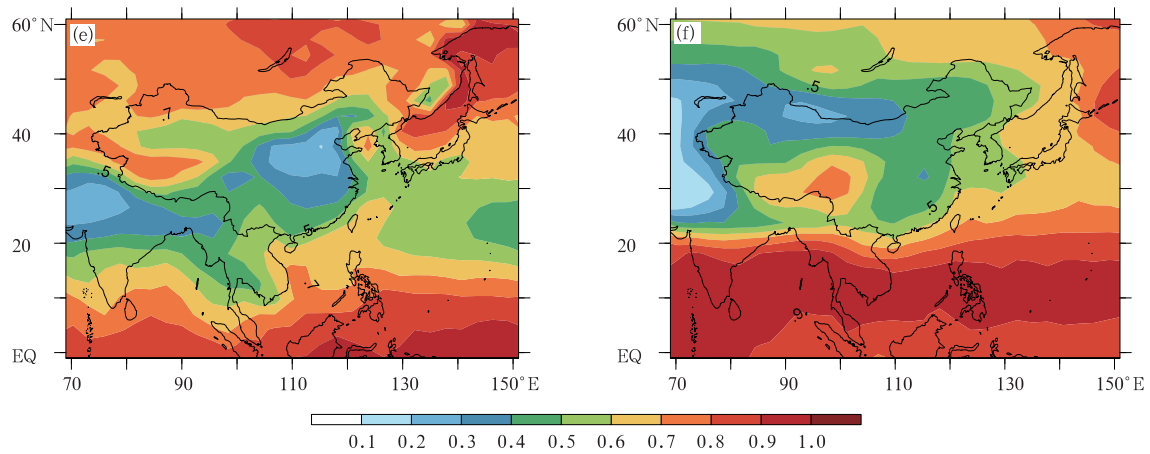


图8 CERES 卫星资料(a,b)和试验1(c,d)、试验2(e,f)模拟的冬(a,c,e)、夏(b,d,f)两季东亚平均总云量的分布

Fig. 8 Total cloud fractions in East Asia from CERES satellite data (a, b) and from simulation results of EXP1 (c, d) and EXP2 (e, f) averaged in winter (a, c, e) and summer (b, d, f)



续图 8

Fig. 8 Continued

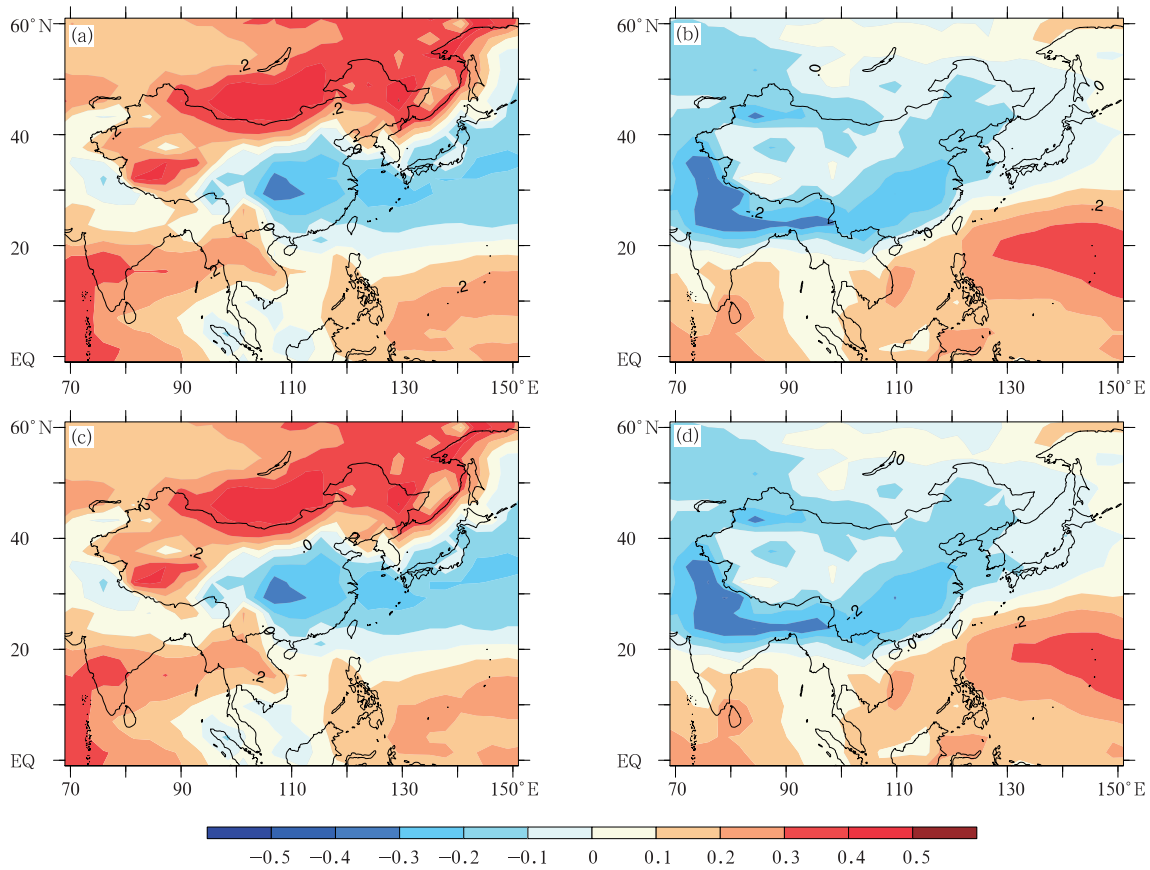


图 9 试验 1(a,b)、试验 2(c,d)与 CERES 卫星资料冬(a,c)、夏(b,d)两季东亚平均总云量的差值(试验 1(2)减 CERES)分布

Fig. 9 Differences (EXP1(2) - CERES) between simulations of (a, b) EXP1, (c, d) EXP2 and the CERES observed total cloud fraction averaged in winter (a, c) and summer (b, d) in East Asia

的正偏差;在陆地上存在明显的负偏差。冬、夏两季云量的差异主要集中在陆地上。从数值上看,冬季

的东亚平均差值试验 2 比试验 1 小 3.4%(试验 1、2 平均差值分别为 0.117 和 0.113),夏季的东亚平均

差值试验 2 比试验 1 小 25.9% (试验 1、2 平均差值分别为 0.027 和 0.020)。可见, L_{cf}^* 对模拟的东亚总云量有所改进, 特别是对夏季总云量的模拟。

从试验 2 与试验 1 模拟得到的东亚冬、夏两季总云量差异 (图 10) 可见, 东亚地区大多呈现负偏差。与 L_{cf} 取全球平均值相比, L_{cf}^* 模拟的东亚总云量, 冬季在中高纬度大陆区域有所减少, 在日本以东

和低纬度海洋区域有所增大 (图 11); 夏季在西北太平洋有显著减小。这是因为 L_{cf}^* 冬季中高纬度大陆大于 2 km, 在日本以东和低纬度海洋区域小于 2 km; 夏季在西北太平洋大于 2 km。试验 2 相对试验 1 的以上差异, 可以抵消模式模拟中相应的正、负偏差 (图 8)。可见 L_{cf}^* 使得模拟结果向正确的方向偏移。

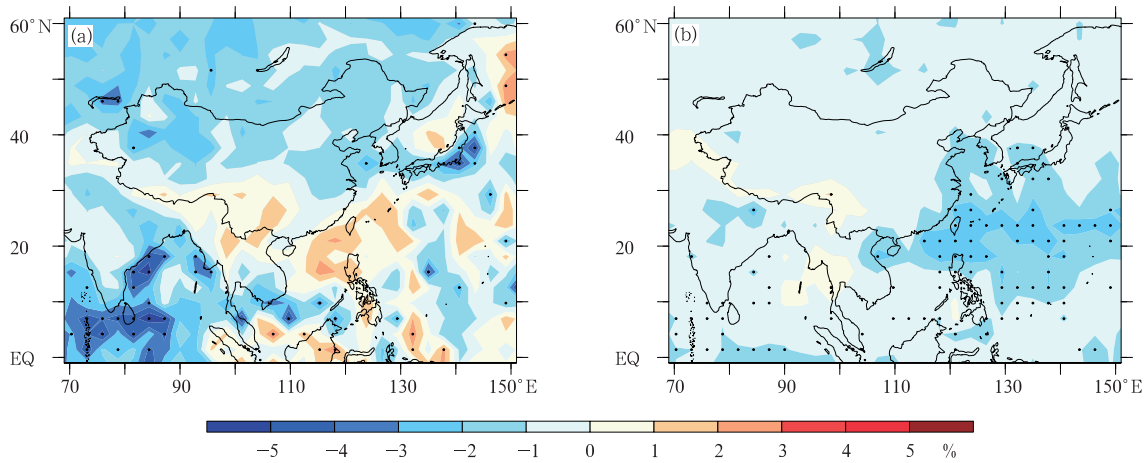


图 10 试验 1、2 冬 (a)、夏 (b) 两季东亚平均总云量差值 (试验 2 减试验 1) 的分布
(黑色点标示的地方代表通过了显著性水平为 0.1 的 t 检验)

Fig. 10 Differences (EXP2 - EXP1) in total cloud fraction simulation between EXP1 and EXP2 for winter (a) and summer (b) in East Asia
(Black dots indicate significance at the level of 0.1 by t -test)

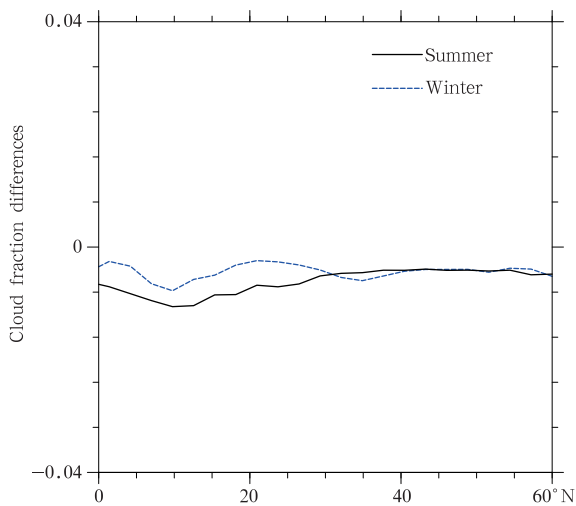


图 11 试验 1、2 冬、夏两季东亚平均总云量差值的纬向平均分布

Fig. 11 Differences in simulated zonal mean total cloud fraction between EXP1 and EXP2 for winter and summer in East Asia

4 结 论

利用中国国家气候中心大气环流模式 BCC_AGCM2.0, 研究了在模式中引入基于卫星观测的、时空变化的云重叠参数 (即 L_{cf}^*) 对模拟的全球尤其是东亚地区总云量的影响。

对全球总云量的模拟结果与 CERES 卫星资料对比发现, L_{cf}^* 比之前固定 L_{cf} 为 2 km 的误差减少了 1.6%。冬季在北半球中高纬度地区以及赤道地区存在正偏差; 在南北半球的中纬度洋面存在负偏差。夏季, 在赤道两侧的洋面存在正偏差; 在北半球中纬度陆地以及南半球中纬度洋面存在负偏差。对比 L_{cf}^* 和固定 L_{cf} 为 2 km 模拟的全球总云量与 CERES 卫星资料的差值, 冬、夏两季分别减少了 5.7% 和 9.5%。

对于东亚地区, 引入 L_{cf}^* 后, 冬、夏两季的东亚平均总云量与 CERES 卫星资料的误差比目前全球

模式都采用的固定 L_{cf} 为 2 km 的结果分别减少了 1.8% 和 1.4%。冬季在蒙古高原、中国东北部存在正偏差;在东亚以东洋面上以及中国东部存在负偏差。夏季,在东亚以东洋面上存在正偏差;在陆地上存在负偏差。对比两组试验与 CERES 卫星资料的东亚总云量的差值,冬季的东亚平均差值试验 2 比试验 1 小 3.4%,夏季的东亚平均差值试验 2 比试验 1 小 25.9%。引入 L_{cf}^* 一定程度上减小了云量偏差,这对提高辐射场的模拟精度具有积极意义。

综合在全球特别是东亚地区,模拟结果与 CERES 卫星观测结果的差异以及两组模拟试验之间的差异,可以得出: L_{cf}^* 使得模拟的总云量向正确的方向偏移,说明具有时空变化特征的 L_{cf}^* 比定常不变的 L_{cf} 在描述全球特别是东亚地区次网格云重叠方案时更精确。

最后需要说明的是,提高全球气候模式对总云量的模拟精度涉及到诸多因子。 L_{cf} 的改善只是其中的一个因素。相对于模拟与观测总云量之间的误差,云重叠参数的改进对模拟总云量精度的提高要小得多。可见,模式总云量的模拟误差主要来源于全球模式中的云方案本身的误差,不应忽视对云本身参数化过程的改进与提高。

参考文献

- 荆现文, 张华. 2012. McICA 云-辐射方案在国家气候中心全球气候模式中的应用与评估. 大气科学, 36(5): 945-958. Jing X W, Zhang H. 2012. Application and evaluation of McICA Cloud Radiation framework in the AGCM of the National Climate Center. Chinese J Atmos Sci, 36(5): 945-958 (in Chinese)
- 彭杰, 张华, 沈新勇. 2013. 东亚地区云垂直结构的 CloudSat 卫星观测研究. 大气科学, 37(1): 91-100. Peng J, Zhang H, Shen X Y. 2013. Analysis of vertical structure of clouds in East Asia with CloudSat data. Chinese J Atmos Sci, 37(1): 91-100 (in Chinese)
- 吴春强, 周天军. 2011. CFMIP 大气环流模式模拟的东亚云辐射强迫特征. 气象学报, 69(3): 381-399. Wu C Q, Zhou T J. 2011. Characteristics of cloud radiative forcings over East Asia as simulated by the AGCMs in the CFMIP. Acta Meteor Sinica, 69(3): 381-399 (in Chinese)
- 张华. 2016. BCC_RAD 大气辐射传输模式. 北京: 气象出版社, 44-177. Zhang H. 2016. Atmospheric Radiative Transfer Model of BCC_RAD. Beijing: China Meteorological Press, 44-177 (in Chinese)
- 张华, 荆现文. 2016. 气候模式中云的垂直重叠及其辐射传输问题研究进展. 气象学报, 74(1): 103-113. Zhang H, Jing X W. 2016. Advances in studies of cloud overlap and its radiative transfer issues in the climate models. Acta Meteor Sinica, 74(1): 103-113 (in Chinese)
- Barker H W. 2008. Representing cloud overlap with an effective decorrelation length: An assessment using CloudSat and CALIPSO data. J Geophys Res, 113(D24): D24205
- Bergman J W, Rasch P J. 2002. Parameterizing vertically coherent cloud distributions. J Atmos Sci, 59(14): 2165-2182
- Bouniol D, Protat A, Delanoë J, et al. 2010. Using continuous ground-based radar and lidar measurements for evaluating the representation of clouds in four operational models. J Appl Meteor Climatol, 49(9): 1971-1991
- Di Giuseppe F, Tompkins A M. 2015. Generalizing cloud overlap treatment to include the effect of wind shear. J Atmos Sci, 72(8): 2865-2876
- Hagihara Y, Okamoto H, Yoshida R. 2010. Development of a combined CloudSat-CALIPSO cloud mask to show global cloud distribution. J Geophys Res, 115(D4): D00H33
- Hinkelman L M, Ackerman T P, Marchand R T. 1999. An evaluation of NCEP Eta model predictions of surface energy budget and cloud properties by comparison with measured ARM data. J Geophys Res, 104(D16): 19535-19549
- Hogan R J, Illingworth A J. 2000. Deriving cloud overlap statistics from radar. Quart J Roy Meteor Soc, 126(569): 2903-2909
- Hogan R J, Jakob C, Illingworth A J. 2001. Comparison of ECMWF winter-season cloud fraction with radar-derived values. J Appl Meteor, 40(3): 513-525
- Jing X W, Zhang H, Peng J, et al. 2016. Cloud overlapping parameter obtained from CloudSat/CALIPSO dataset and its application in AGCM with McICA scheme. Atmos Res, 170: 52-65
- Jing X W, Zhang H, Satoh M, et al. 2018. Improving representation of tropical cloud overlap in GCMs based on cloud-resolving model data. J Meteor Res, 32(2): 233-245
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. J Climate, 6(8): 1587-1606
- Li J, Dobbie S, Räisänen P, et al. 2005. Accounting for unresolved clouds in a 1-D solar radiative-transfer model. Quart J Roy Meteor Soc, 131(608): 1607-1629
- Li J, Huang J, Stamnes K, et al. 2015. A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements. Atmos Chem Phys, 15(1): 519-536
- Li Y Y, Yu R C, Xu Y P, et al. 2004. Spatial distribution and seasonal variation of cloud over China based on ISCCP data and surface observations. J Meteor Soc Japan, 82(2): 761-773
- Liou K N, Davies R. 1993. Radiation and cloud processes in the atmosphere. Phys Today, 46(9): 66
- Lu C S, Liu Y G, Niu S J, et al. 2013. Exploring parameterization for turbulent entrainment-mixing processes in clouds. J Geophys Res, 118(1): 185-194
- Mace G G, Benson-Troth S. 2002. Cloud-layer overlap characteris-

- tics derived from long-term cloud radar data. *J Climate*, 15(17): 2505-2515
- Mace G G, Zhang Q Q, Vaughan M, et al. 2009. A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data. *J Geophys Res*, 114(D8): D00A26
- Naud C M, Del Genio A, Mace G G, et al. 2008. Impact of dynamics and atmospheric state on cloud vertical overlap. *J Climate*, 21(8): 1758-1770
- Oreopoulos L, Norris P M. 2011. An analysis of cloud overlap at a midlatitude atmospheric observation facility. *Atmos Chem Phys*, 11(12): 5557-5567
- Oreopoulos L, Lee D, Sud Y C, et al. 2012. Radiative impacts of cloud heterogeneity and overlap in an atmospheric General Circulation Model. *Atmos Chem Phys Discuss*, 12(19): 12287-12329
- Paquin-Ricard D, Jones C, Vaillancourt P A. 2010. Using ARM observations to evaluate cloud and clear-sky radiation processes as simulated by the Canadian regional climate model GEM. *Mon Wea Rev*, 138(3): 818-838
- Pincus R, Barker H W, Morcrette J J. 2003. A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous cloud fields. *J Geophys Res*, 108(D13): 4376
- Räisänen P, Barker H W. 2004a. Evaluation and optimization of sampling errors for the Monte Carlo Independent Column Approximation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 130(601): 2069-2085
- Räisänen P, Barker H W, Khairoutdinov M F, et al. 2004b. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 130(601): 2047-2067
- Randall D A, Coakley Jr A J, Fairall C W, et al. 1984. Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds. *Bull Amer Meteor Soc*, 65(12): 1290-1301
- Sengupta M, Clothiaux E E, Ackerman T P. 2004. Climatology of warm boundary layer clouds at the ARM SGP site and their comparison to models. *J Climate*, 17(24): 4760-4782
- Shonk J K P, Hogan R J, Edwards J M, et al. 2010. Effect of improving representation of horizontal and vertical cloud structure on the Earth's global radiation budget. Part I: Review and parametrization. *Quart J Roy Meteor Soc*, 136(650): 1191-1204
- Song H, Lin W Y, Lin Y L, et al. 2013. Evaluation of precipitation simulated by seven SCMs against the ARM observations at the SGP site. *J Climate*, 26(15): 5467-5492
- Wang P H, Minnis P, McCormick M P, et al. 1998. A study of the vertical structure of tropical (20°S–20°N) optically thin clouds from SAGE II observations. *Atmos Res*, 47-48: 599-614
- Wigley T M L, Jones P D, Briffa K R, et al. 1990. Obtaining sub-grid-scale information from coarse-resolution general circulation model output. *J Geophys Res*, 95(D2): 1943-1953
- Wood R. 2012. Stratocumulus clouds. *Mon Wea Rev*, 140(8): 2373-2423
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2010. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate. *Climate Dyn*, 34(1): 123-147
- Wyant M C, Khairoutdinov M, Bretherton C S. 2006. Climate sensitivity and cloud response of a GCM with a superparameterization. *Geophys Res Lett*, 33(6): L06714
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau. *J Climate*, 17(13): 2702-2713
- Zhang D M, Luo T, Liu D, et al. 2014a. Spatial scales of altocumulus clouds observed with collocated CALIPSO and CloudSat measurements. *Atmos Res*, 149: 58-69
- Zhang H, Nakajima T, Shi G Y, et al. 2003. An optimal approach to overlapping bands with correlated k distribution method and its application to radiative calculations. *J Geophys Res*, 108(D20): 4641
- Zhang H, Shi G Y, Nakajima T, et al. 2006a. The effects of the choice of the k -interval number on radiative calculations. *J Quant Spectrosc Rad Trans*, 98(1): 31-43
- Zhang H, Suzuki T, Nakajima T, et al. 2006b. Effects of band division on radiative calculations. *Opt Eng*, 45(1): 016002
- Zhang H, Peng J, Jing X W, et al. 2013. The features of cloud overlapping in eastern Asia and their effect on cloud radiative forcing. *Sci China Earth Sci*, 56(5): 737-747
- Zhang H, Jing X, Li J. 2014b. Application and evaluation of a new radiation code under McICA scheme in BCC_AGCM2.0.1. *Geosci Model Dev*, 7(3): 737-754