

CFMIP 大气环流模式模拟的东亚云辐射强迫特征^{* 1}

吴春强^{1,2} 周天军¹

WU Chunqiang^{1,2} ZHOU Tianjun¹

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG),北京,100029
2. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2009-10-09 收稿,2010-03-12 改回.

Wu Chunqiang, Zhou Tianjun. 2011. Characteristics of cloud radiative forcings over East Asia as simulated by the AGCMs in the CFMIP. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(3):381-399

Abstract Based on observational evidences from the satellite-based cloud and radiation retrievals, the authors evaluate the performances of ten current state-of-the-art Atmospheric General Circulation Models (AGCMs) in simulating the cloud amount, cloud vertical structure, and cloud optical properties as well as its radiative characteristics over the East Asia domain. The simulations of ten AGCMs involved in the Cloud Feedback Model Inter-comparison Program (CFMIP) are analyzed. The ISCCP simulator was employed in all models to facilitate the comparison between model results and satellite products. The results show that both the boreal winter and summer mean spatial patterns of cloud amount as well as cloud radiative characteristics are reasonably simulated by most of models. However, there still exist some discrepancies. Many AGCMs fail in capturing the boreal wintertime cloud maxima center on the lee side of Tibetan Plateau, and underestimate the middle- and low-level cloud amount around the East China Sea. The underestimate in total cloud amounts on the lee side of Tibetan Plateau and over the East China Sea are due to the underestimate of low- and middle- cloud amount. Many models are able to reasonably reproduce the total cloud maxima center over the Bay of Bengal and the southwestern China as well as a high cloud amount belt from southwest China to Japan in summer, but the amount of high level cloud is over-predicted and the middle- and low-level clouds are under-predicted over the cloud-abounding region. The spatial pattern of simulated shortwave cloud radiative forcing resembles that of total cloud amount, while the spatial pattern of simulated longwave cloud forcing is similar to that of the high level cloud amount. However, the simulated cloud radiative forcing is better than the cloud amount both in spatial pattern and magnitude. The better simulation of shortwave cloud radiative forcing is resulted from the compensation of overestimated cloud optical thickness and underestimated cloud amount. In most models, the cloud optical depths at most levels are overestimated. The cloud radiative forcing is composited by the effects in both the cloudy and clear sky conditions. Besides cloud properties, the clear sky albedo is another cause to the discrepancy in shortwave cloud radiative forcing in boreal winter over land. The overestimate of clear sky surface albedo leads to a underestimate of shortwave cloud radiative forcing. The authors also propose whether the middle- and low-level cloud amount on the lee side of Tibetan Plateau can be properly reproduced in models is closely related to the fidelity of the simulated large scale circulation.

Key words East Asia, Cloud amount, Cloud optical properties, Cloud radiative forcing

摘 要 通过与卫星观测云和辐射资料的比较,检验了10个大气环流模式对东亚地区云量、垂直结构、光学属性以及辐射特

* 资助课题:国家财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200706005, GYHY200706010)和国家自然科学基金项目(40625014,40821092, 40523001)。

作者简介:吴春强,主要从事气候模拟、云-气候相互作用研究。E-mail: wucq@mail.iap.ac.cn

征的模拟能力。10个模式的模拟结果均来自“云反馈模式比较计划”(CFMIP),为便于与国际卫星云气候计划(ISCCP)资料的比较,所有模式都引入了ISCCP模拟器。结果表明,10个模式均能模拟出东亚地区冬、夏两季云量及其辐射特征的基本分布,但也存在偏差。在北半球冬季,10个CFMIP模式能够合理地再现东海沿岸的总云量大值中心,一半的模式能够较合理地模拟出四川盆地上空的大值中心,但在这两个区域模拟的总云量总体偏少且主要由中低云引起。北半球夏季,CFMIP模式能够模拟出孟加拉湾和中国西南一直延伸至日本的带状多云区和西北太平洋的少云区,但模拟的多云区内高(中低云)云偏多(少)。模拟的短波(长波)云辐射强迫的空间分布和总云量(高云量)基本一致,但模式对辐射强迫的模拟能力优于云量,原因是模式模拟的云光学厚度偏大,从而部分抵消了中低云量偏少对短波辐射强迫的影响。云辐射强迫综合了晴空和全天的辐射特征,一些模式中除云属性的偏差外,冬季陆地晴空反照率偏大亦是导致短波辐射强迫偏小的重要原因。CFMIP模式对高原东侧中低云的模拟能力,依赖于其对垂直环流场的模拟效果。

关键词 东亚, 云量, 云光学属性, 云辐射强迫

中图法分类号 P46

1 引言

云是气候系统的重要组成部分,它的存在可以显著地影响地气系统的辐射平衡。一方面,云通过反射太阳辐射对地气系统起冷却作用;另一方面,云通过吸收地表和对流层下层向上的长波辐射,并以较低的温度向外放射长波的方式对地气系统起加热作用,这两种效应的共同作用决定着云对地气系统辐射平衡的影响。研究表明,低云4%的变化即可抵消CO₂浓度加倍引起的2—3℃的增温(Randall, et al, 1984)。因此,云的微小变化可以改变全球气候对人为温室气体、气溶胶等强迫的响应。此外,辐射收支的空间不均匀分布是大气环流的重要驱动力,影响着全球气温和降水等的分布(Schneider, 1972; Liou, 1986; Rossow, et al, 1990; Hartmann, et al, 1992)。所以,云在整个气候系统中占有重要位置(汪宏七等, 1994)。

气候模式是理解气候变化机理、预估未来气候变化的重要工具。然而,当前的气候系统模式对未来气候变化的情景预估结果存在很大的不确定性,参加国际耦合模式比较计划(CMIP3)的20余个模式的气候敏感度^①在2—5℃(Stephens, 2005; Randall, et al, 2007),而云反馈的不确定性被认为是导致上述模式偏差的主要原因(Cess, et al, 1990, 1996; Bony, et al, 2005; Stephens, 2005)。为改进云反馈的模拟效果,国际气候模拟界长期以来进行着不懈的努力。Weare等(1996)比较了参加大气模式第1阶段比较计划(AMIP I)的大气模式,发现当时模式模拟的高云量是卫星观测的2—5倍,而低云量则比卫星和地面观测少10%—20%。最

近,Weare(2004)从纬向平均的角度比较了参加AMIP II的模式对云的模拟能力,结果显示,现在的模式对云的模拟能力较之10年前有很大的改进,能够较为合理地模拟出云量、光学厚度的空间分布,但是对云水含量的模拟能力仍然较差。此外,许多学者从不同的侧面评估了模式对云和辐射的模拟能力,并讨论了可能的改进方案(Ringer, et al, 2004; Wang, et al, 2005, 2008; Williams, et al, 2005, 2009; Zhang, et al, 2006; Chen, et al, 2009; Karlsson, et al, 2008; Li, et al, 2008)。

在云辐射强迫研究领域,此前的工作多关注全球或者热带东太平洋、北太平洋(Williams, et al, 2005; Mansbach, et al, 2007; Karlsson, et al, 2008),而对东亚地区则少有涉及。东亚是典型的季风区,并受到青藏高原地形的影响,其云辐射特征非常独特。例如,它是全球唯一的陆地层云区(Klein, et al, 1993),具有同纬度最大的光学厚度(Yu, et al, 2004; Li, et al, 2004)。即使是在对流旺盛的夏季,东亚季风区的云辐射特征和其他地区亦存在显著差异(Rajeevan, et al, 2000)。因此,研究东亚区域的云辐射特征,对于了解云-季风相互作用至关重要。Wang等(2004)指出,大气环流模式(AGCM)能够大致模拟出东亚地区云辐射强迫的季节演变特征,但在强度上存在偏差,而这些偏差和不同层次云量的偏差有关。Li等(2009)比较了IPCC AR4大气模式和耦合模式模拟的东亚季风区辐射特征,指出耦合与非耦合模式模拟的云辐射强迫的气候态,无论在强度还是中心位置上,都和观测存在较大差异。汪方等(2008)指出模式模拟的东亚区域地表短波辐射存在显著偏差。

^①气候敏感度指CO₂浓度加倍引起的全球年平均地表气温的变化。

上述关于云辐射强迫的评估工作,为气候模式的发展改进提供了重要参考。但是,云辐射强迫受云量、垂直结构、微物理性质等属性的影响,要从根本上理解造成模式偏差的原因,还需要进一步考察模式对不同层次的云量和光学属性的模拟能力。国际卫星云气候计划(ISCCP)所提供的云资料为开展这方面的研究提供了契机。但是,由于卫星观测和气候模式对云量的定义方法不同,要对二者进行直接比较很困难。为克服这一难题,国际上常在气候模式中加入 ISCCP 云模拟器(Klein, et al, 1999; Webb, et al, 2001),把模拟结果按照 ISCCP 的云定义进行转化。应用这一方法,国际上开展了许多关于全球和大洋上云辐射特征的模拟分析(Webb, et al, 2001; Tselioudis, et al, 2002; Lin, et al, 2004; Zhang, et al, 2005; Williams, et al, 2006; Chen, et al, 2009),但是针对东亚地区的研究尚属空白。本文的目的,是基于上述方法,从不同层次的云量、光学属性等方面,检验和分析“云反馈模式比较计划”(CFMIP)大气环流模式对东亚区域云、辐射特征的模拟能力,以期改进气候模式对东亚季风区云辐射的模拟能力提供依据。

2 资料、模式和方法介绍

2.1 资料介绍

本文用到的观测资料包括:

(1) ISCCP 逐月的云资料(Rossow, et al, 1999)。ISCCP 资料的时间范围为 1984 年 1 月至 2005 年 12 月共 22 年,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。由于 ISCCP D2 逐月资料对云顶气压和光学厚度的划分较粗,逐月 ISCCP 资料由 3 h 一次的 ISCCP D1 平均得到。ISCCP D1 根据光学厚度(6 个厚度段)和云顶气压(7 个气压段)把云分成 42 类,分别给出每个网格内每类云的出现频率。其中,位于 1000—680 hPa 的定义为低云,680—440 hPa 为中云,小于 440 hPa 的为高云。

(2) MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 逐月云资料(Wielicki, et al, 1996)。这里的 MODIS 指 CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) D2 云资料,它由 CERES 3 h 一次的 SSF(Single Scanner Footprint)

资料和 MODIS 云量资料计算得到,为和后面的 CERES 辐射资料相区别,故以“MODIS”简称。MODIS 包含类似于 ISCCP D1 的 42 类云的信息,时间范围是 2002 年 1 月至 2006 年 12 月共 5 年,空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。关于该资料的详细信息请参考:<http://eosweb.larc.nasa.gov>。

(3) CERES Terra FM1 逐月辐射资料(文中记为 CERES),时间范围是 2001 年 1 月至 2006 年 12 月共 7 年,空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ (Loeb, et al, 2003)。

(4) ISCCP FD 逐月辐射资料(MPF),该资料基于 ISCCP D1 云信息计算得到,其时空分辨率和 ISCCP 云资料一致(Zhang, et al, 2004)。该资料被广泛应用于模式评估的研究(Sun, et al, 2003; Bony, et al, 2005; Collins, et al, 2006; Schmidt, et al, 2006)。

(5) NCEP/DOE (Kanamitsu, et al, 2002) 和 ERA40(Uppala, et al, 2005)再分析资料。

2.2 模式介绍

本文用到的 10 个大气环流模式信息如表 1 所示,模式结果来自“云反馈模式比较计划”,CFMIP 计划重在研究气候模式对云的空间分布和变化特征的模拟能力,并在此基础上讨论云反馈的气候影响。参加 CFMIP 的模式均加入了 ISCCP 模拟器。本文使用的是 CMIP 计划的“参照试验”模拟结果^①。各模式的积分时间长度不一,但均超过 20 年,本文取后 20 年的平均值代表气候态进行分析。同时,为便于分析,文中将不同分辨率的观测和模式结果线性插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率。

上述 10 个模式中,云水方案分为诊断和预报云水方案两类。诊断云水方案即利用其他预报量,如相对湿度、垂直速度以及垂直温度差诊断云水含量、云水有效半径等(Slingo, 1987),10 个模式中有两个模式(CCCMA AGCM4 和 UIUC)属于此类。诊断云方案的优点在于应用方便、计算耗时少,但该方法将云水/冰过程从模式水循环中独立出来,且缺乏物理基础。为了更好地描述云微物理过程,现在的大部分模式采用预报云方案。目前,大部分预报云水/冰方案根据 Sundqvist (1978)提出的方程建立云水/冰预报方程,各云水/冰方案的差异在于云微

^①<http://cfmip.metoffice.com/>

表1 10个大气环流模式的基本信息

Table 1 Specifications for the 10 atmospheric general circulation models

模式	分辨率	云水方案	参考文献
CCCMA AGCM	T47L35	诊断	McFarlane等(2005);Scinocca等(2008)
GFDL MLM2	N72L24	预报 Rotstayn等(2000)	Delworth等(2006)
IPSL CM4	N48L19	预报 Le Trent等(1991)	Hourdin等(2006)
CCSR MIROC	T42L20	预报 Le Trent等(1991)	K-1 Model Developers (2004)
MPI ECHAM5	T42L19	预报 Lohmann等(1996)	Roeckner(2003)
NCAR CCSM3	T85L26	预报 Rasch等(1998)	Collins等(2006)
UIUC	N36L25	预报	Andronova等(1999);Yang等(1999)
UKMO HadSM3	N48L19	预报 Smith(1990)	Pope等(2000);Williams等(2001)
UKMO HadSM4	N48L38	预报 Smith(1990);Wilson等(1999)	Webb等(2001)
UKMO HadGSM1	N96L38	预报 Smith(1990);Wilson等(1999)	Martin等(2006);Johns等(2006)

物理过程参数化的不同。在表1所列的方案中,Smith(1990)和Le Trent等(1991)的方案相对简单,这两个方案基于云水、水汽含量以及温度构建一个守恒量,所以只增加一个预报方程。在经过不同过程对该守恒量的调整以后,利用云模型得到新的云水/冰含量,然后考虑各个云微物理过程对云水/冰含量的影响。Smith(1990)方案考虑了水汽的凝结、云水/冰的蒸发、云水/冰聚集成雨水、雨水的蒸发等过程。水汽的凝结和云水/冰的蒸发通过一个统计模型实现。对云水/冰聚集成雨水的处理,则首先根据温度将云水/冰含量分成云水、云冰,然后分别计算两者的转化率,其中,当 $-15\sim 0^{\circ}\text{C}$ 时云水和云冰共存,故需计算两者所占的比例。与Smith(1990)相比,Le Trent等(1991)考虑了平流对云水/冰收支的作用。另外,Le Trent等(1991)和Smith(1990)在处理云水/冰聚集成雨水的具体细节上存在差异,如云水/冰共存温度的选取、转化率的计算等。Lohmann等(1996)、Rasch等(1998)、Wilson等(1999)和Rotstayn等(2000)的方案相对复杂。在这些方案中,分别建立云水和云冰的预报方程,并考虑水汽、云水/冰和雨雪转化的诸多微物理过程,具体参见表2。不同方案的区别在于对同一微物理过程采用不同的参数化方案。另外,不同的方案在处理云水/冰共存的温度区间上也存在显著差异。

2.3 分析方法

云对辐射的影响常用云辐射强迫来表示。根据Ramanathan等(1989)的定义,将长波(短波)云辐射强迫 $R_L(R_S)$ 表示为

$$R_L = R_{\text{clr}} - R \quad (1)$$

$$R_S = S_{\text{clr}} - S \quad (2)$$

其中, R_{clr} 、 R 分别表示晴空和全天大气层顶向上的长波辐射通量, S_{clr} 、 S 分别表示晴空和全天大气层顶上地气系统反射的太阳短波辐射通量。

表2 4个云水预报方案中考虑的云微物理过程
Table 2 The option of the microphysical processes set in the four prognostic cloud schemes

微物理过程	Lohmann等(1996)	Rasch等(1998)	Wilson等(1999)	Rotstayn等(2000)
水汽凝结成云水	Y	Y	Y	Y
水汽凝华成云冰	-	Y	Y	Y
云水聚集成雨水	Y	Y	Y	Y
云水冻结成云冰	Y	Y	Y	Y
云水蒸发	Y	Y	Y	Y
云冰贝吉龙增长	-	-	Y	Y
云冰融化成云水	-	-	-	Y
云冰积聚成雪	-	Y	Y	Y
云冰升华	Y	Y	Y	Y
雨水蒸发	Y	Y	Y	Y
雨水捕获云水	Y	Y	Y	Y
雨水凝结增长	-	Y	Y	Y
雪融化成雨水	-	-	Y	Y
雪升华	Y	Y	Y	Y
雪捕获云水	-	-	-	Y
雪捕获雨水	-	Y	Y	-
雪捕获云冰	Y	Y	-	-

3 结果讨论

3.1 云分布特征的模拟

东亚是典型的季风区,云量分布具有显著的季节差异,下文将分别检查模式对冬、夏两季云辐射特征的模拟能力。从东亚及周边区域 ISCCP、MODIS 及 10 个模式中多年冬季平均总云量的空间分布(图1)可以看出,观测中(ISCCP和MODIS)总云量存在一条从四川盆地经华南一直延伸到日本的高值带,两个超过80%的大值中心分别位于四川盆地和

中国东海。尽管两套观测资料总云量的空间分布总体上相似,但在部分地区依然存在细微差别,如在四川盆地(青藏高原和中国北部干旱、半干旱区),MODIS的总云量要大(小)于ISCCP。风云2号C星(FY-2C)与地面观测资料的总云量的空间分布与上述结果类似,只是在东亚的大部分区域FY-2C的总云量略小于ISCCP和MODIS,而地面观测的云量略大于ISCCP和MODIS(Li, et al, 2004, Jin, et al, 2009)。10个CFMIP模式中,大部分模式能

基本模拟出总云量的空间分布和大小。模式的偏差主要表现在:(1)除UKMO HadGSM1模式外,其他模式模拟的总云量在中国东海和四川盆地偏少,特别地,一些模式(如GFDL MLM2、IPSL CM4、CCSR MIROC和NCAR CCSM3)未能再现四川盆地的总云量大值中心。(2)一些模式在干旱、半干旱区域的总云量偏多,如MPI ECHAM5和UIUC模式在这些区域的总云量较之观测均偏多20%以上。

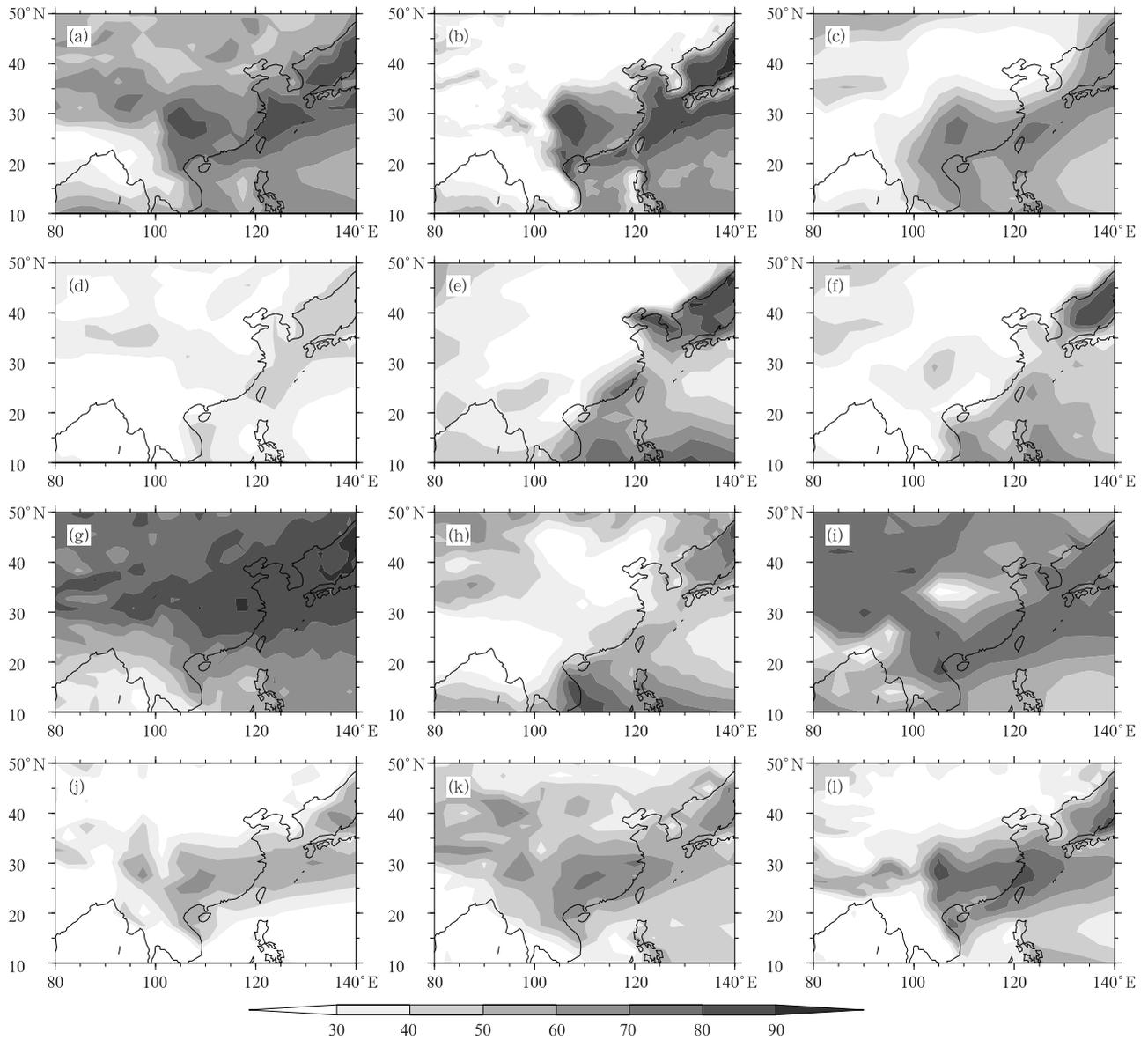


图1 冬季(12月至次年2月)平均总云量的空间分布(a. ISCCP, b. MODIS, c. CCCMA AGCM4, d. GFDL MLM2, e. IPSL CM4, f. CCSR MIROC, g. MPI ECHAM5, h. NCAR CCSM3, i. UIUC, j. UKMO HadSM3, k. UKMO HadSM4, l. UKMO HadGSM1; 单位:%)
 Fig.1 Spatial distributions of the winter (DJF) time mean total cloud amount from (a) the ISCCP and (b) the MODIS, as well as from the model results (c-l)

除总云量以外,不同层次的云量也是决定云辐射特征的重要因素(Wang, et al, 1998)。图 2 和 3 分别给出了多年冬季平均的高云量以及中、低云量之和的空间分布。因 ISCCP 和 MODIS 对中、低云的识别存在差异(Zhang, et al, 2005),故文中只给出中、低云量之和。观测中,冬季东亚区域的高云主要位于青藏高原,且云量在 30%左右(图 2a,b)。除 MPI ECHAM5 模式外,其余模式较为合理地再现了青藏高原上空高云量的大值中心。模式高云量的偏差主要体现在:(1)一些模式中高云量大值中心的

位置和观测不一致,分辨率较高的模式结果(如 NCAR CCSM,UKMO HadGSM1)模拟要明显优于分辨率较低的模式(如 CCCMA AGCM、UIUC)。观测分析表明,高原上空卷云的形成与地形对暖湿空气的抬升有关(Chen, et al, 2005),所以该偏差可能与模式对地形的刻画能力有关。(2)一些模式(主要是 UIUC 和 UKMO 的 3 个模式)模拟的高空急流出口区的高云量偏多。(3)部分模式(IPSL CM4、NCAR CCSM3 和 UKMO HadGSM1)模拟的热带地区高云范围过于北伸。

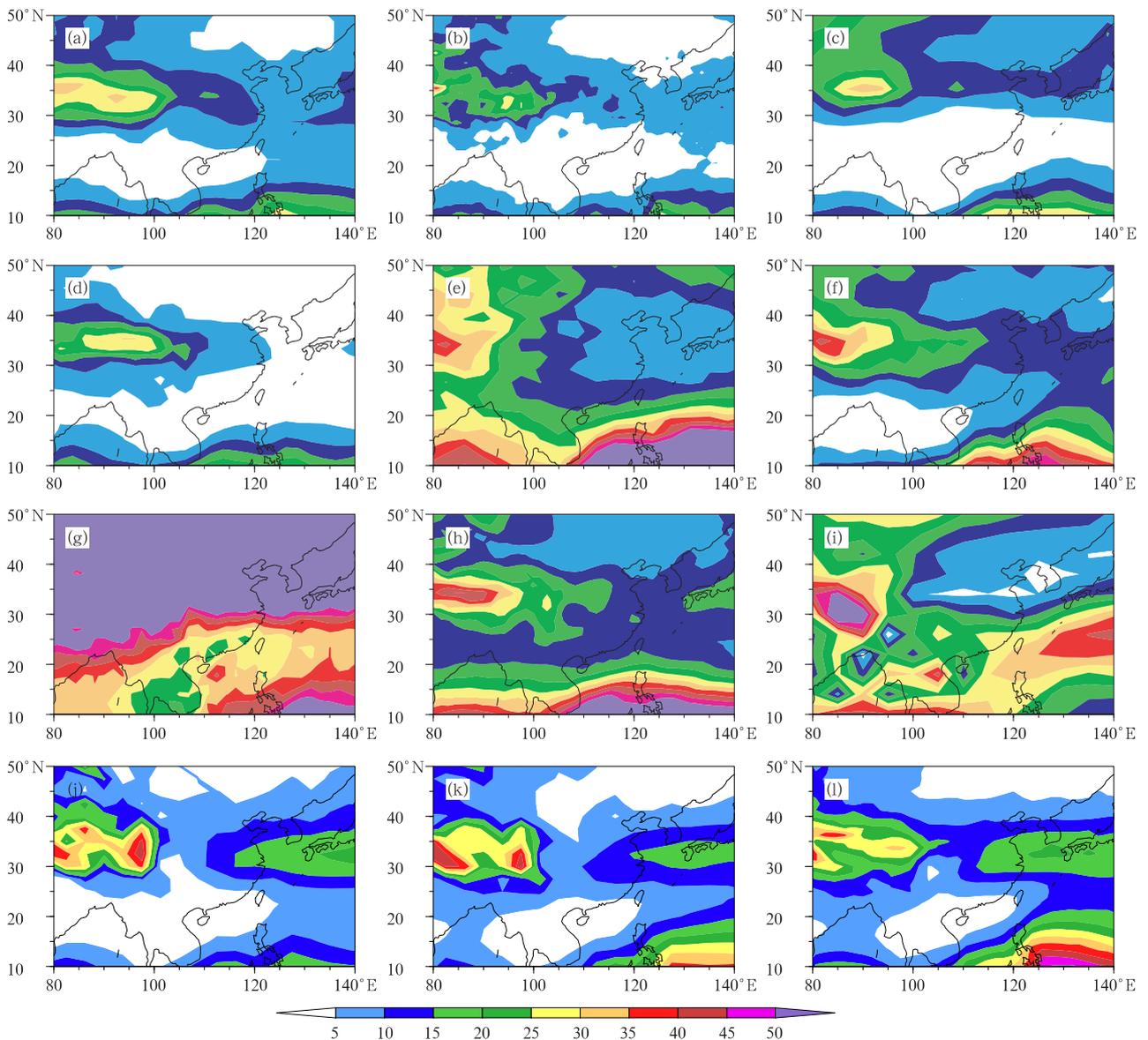


图 2 同图 1,但是为高云量的结果

Fig. 2 As in Fig. 1 but for the high cloud amount

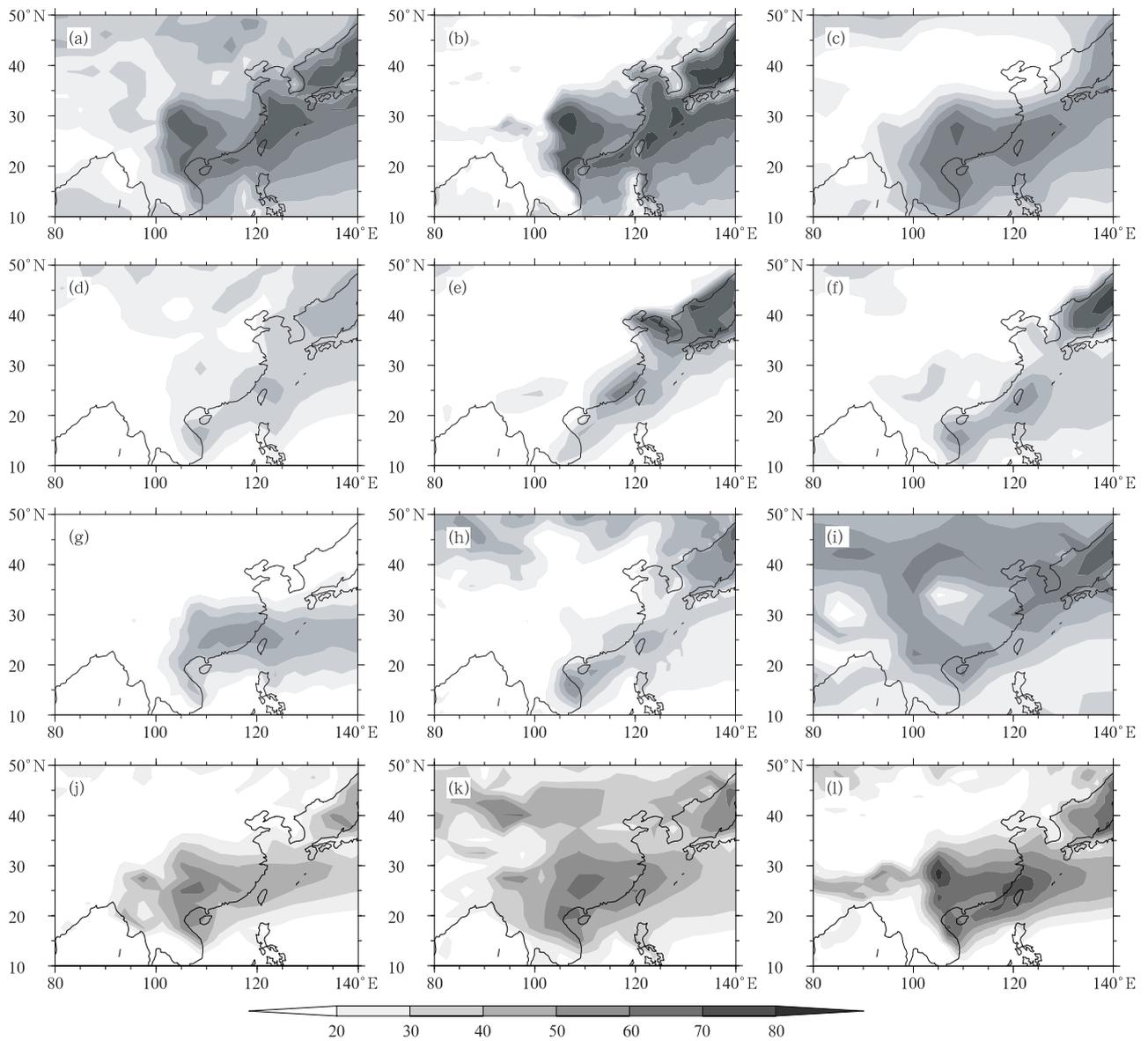


图3 同图1,但是为中、低云量之和的结果

Fig. 3 As in Fig. 1 but for the sum of middle- and low-cloud amount

对比图1和3可以发现,在观测中,中、低云量之和的空间分布和总云量基本一致,反映出东亚季风区冬季以中、低云为主的特征(Yu, et al, 2001)。大部分模式模拟的中、低云量之和的偏差和总云量的偏差基本一致。除 CCCMA AGCM 和 UKMO HadGSM1 模式外,其余模式模拟的中、低云高值带(特别是四川盆地和中国东海)的云量显著小于观测(约20%)。另外,ISCCP 由上而下的观测特性,无法识别被高云遮挡的中、低云,所以模式中高云的偏差能够引起中、低云之和的偏差。为此,基于随机重叠假设扣除了高云对中、低云的遮挡作用,结果显示

大部分模式的中、低云量之和较之观测仍显著偏小。所以,冬季东亚区域模式总云量的偏差主要来自中低云量之和。

进入5月,东亚季风全面爆发(Ding, 1994, Zhou, et al, 2002, 2009),与之相对应,云的空间分布也发生显著的变化。多年夏季平均东亚区域总云量空间分布(图4)的主要特征如下:(1)总云量的高值区位于孟加拉湾和中国西南的广阔范围内,包括青藏高原东部和长江上游地区,大值中心位于孟加拉湾(大于80%);(2)在日本海亦存在一总云量大值区,平均云量超过60%;(3)包括中国东海在内的

副热带西北太平洋、中国西北干旱半干旱区为总云量低值区,数量均小于40%(图4a、b)。其他资料中夏季总云量的分布与ISCCP和MODIS基本类似(Li, et al, 2004, Jin, et al, 2009)。模式基本能够模拟出孟加拉湾和中国西南区域的总云量高值区,除GFDL MLM2模拟的总云量偏小以外,其他模式

的总云量都在观测误差范围之内(图4)。绝大部分模式在副热带西太平洋上的总云量较之观测偏高10%以上,一些模式(GFDL MLM2、CCSR MIROC、NCAR CCSM3、UIUC、UKMO HadGSM3)模拟的中国东南部总云量偏少。

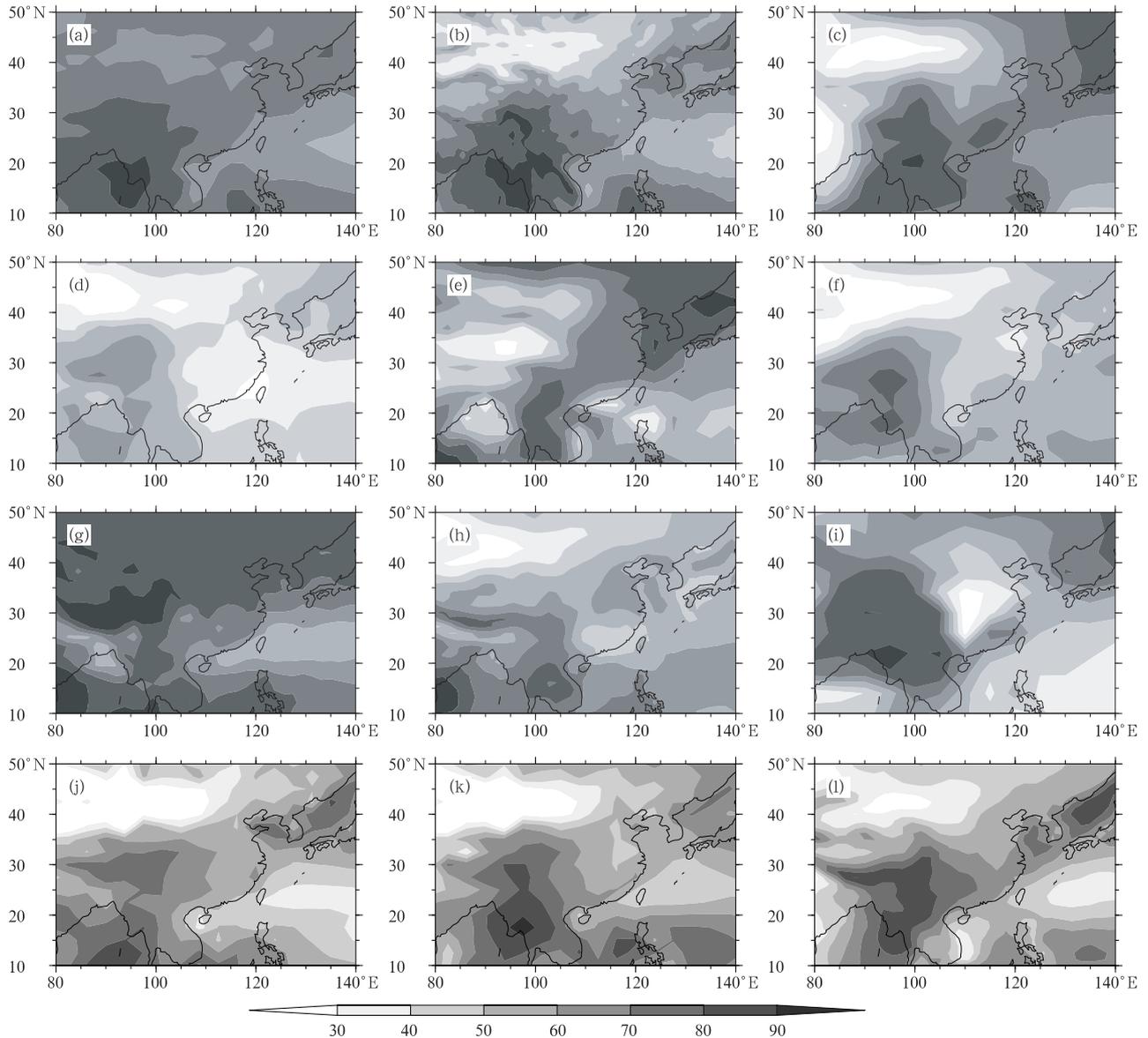


图4 同图1,但是为夏季(6—8月)平均总云量的空间分布

Fig. 4 As in Fig. 1 but for the summer (June–August) mean total cloud amount

从观测和模式模拟的夏季平均高云量的空间分布(图5)可见,观测中,高云量的大值区位于孟加拉湾、青藏高原东部和热带西太平洋,云量均大于50%。此外,与梅雨锋对应,存在一条较弱的高云带

(35%)从长江流域延伸到日本。虽然中国南部的总云量在70%左右,但高云量小于30%,说明该区域主要为中、低云(Yu, et al, 2001)。总体而言,模式能够再现夏季高云量的气候态特征,特别是孟加拉

湾和青藏高原的云量高值特征。模式对高云量的模拟偏差主要表现在:(1)除 GFDL MLM2 以外,其他模式模拟的中国南部的高云显著偏多,特别是 UKMO HadGSM1 偏多尤为严重;(2)除 IPSL CM4、UKMO HadSM3 和 UKMO HadGSM1 以外,其他模式均不能模拟出长江流域一直延伸到日本的高云量相对高值带。

夏季平均中低云量之和的空间分布(图 6)可见,在观测中,日本海,中南半岛北部及华南等地均存在大量的中、低云(图 6a、b),其云量在 40%左右。

绝大部分的模式能够较为合理地再现日本海附近中、低云的特征,但未能再现中国南部中、低云的特征。除 CCCMA AGCM 和 MPI ECHAM5 模式以外,其余模式模拟的华南中、低云量之和约为 20%,远小于观测。上文指出 ISCCP 的各层云中,高云的偏差可以影响中、低云。为此,利用随机重叠假设,计算了扣除高云遮挡作用以后的中、低云量,结果发现,在扣除高云影响以后,中国南部中、低云量的模拟偏差反而增大了,说明模式在该区域不同层次的云量存在显著的偏差,模拟的中低云明显偏少。

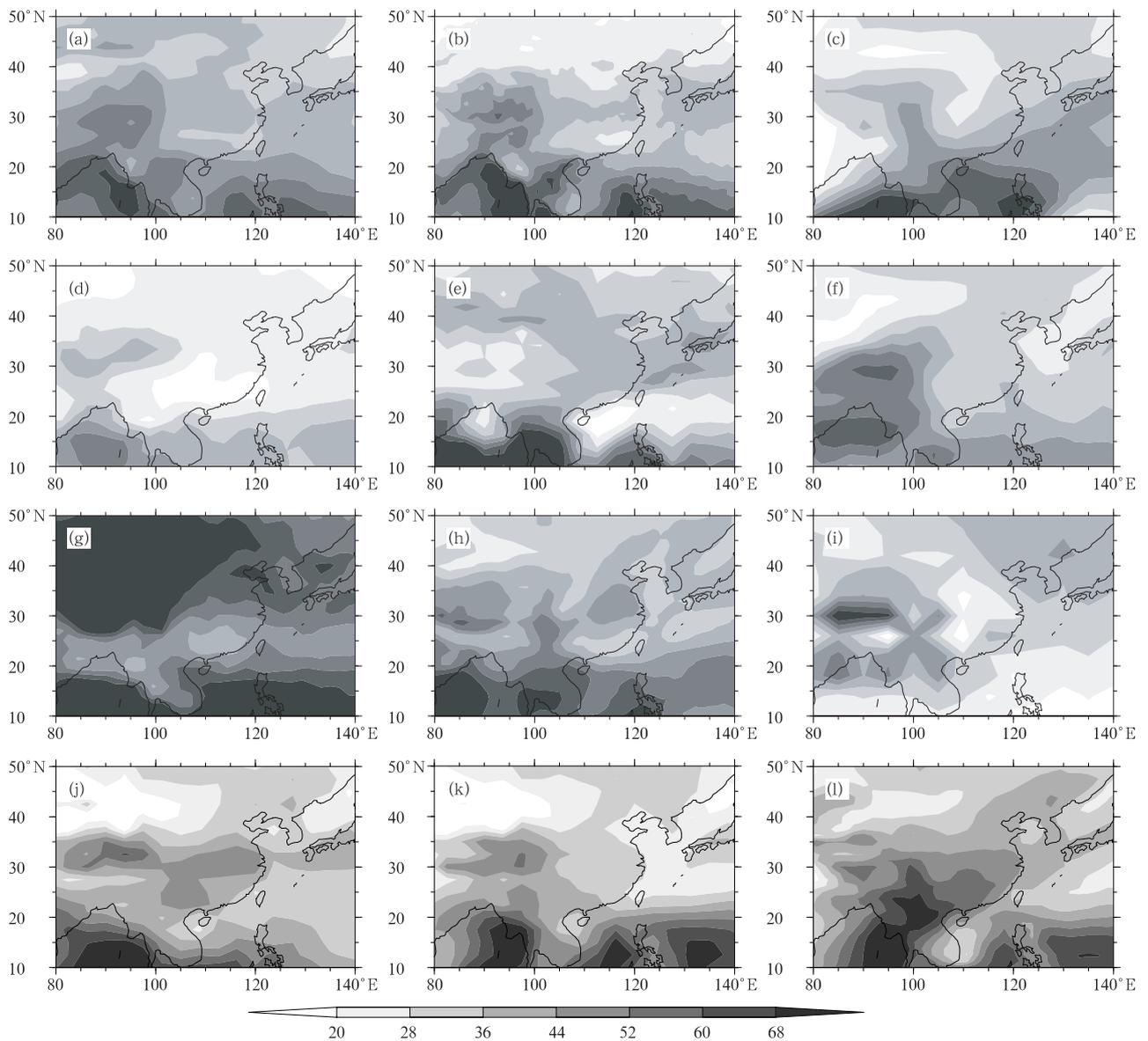


图 5 同图 4,但是为高云量的空间分布
Fig. 5 As in Fig. 4 but for the high cloud amount

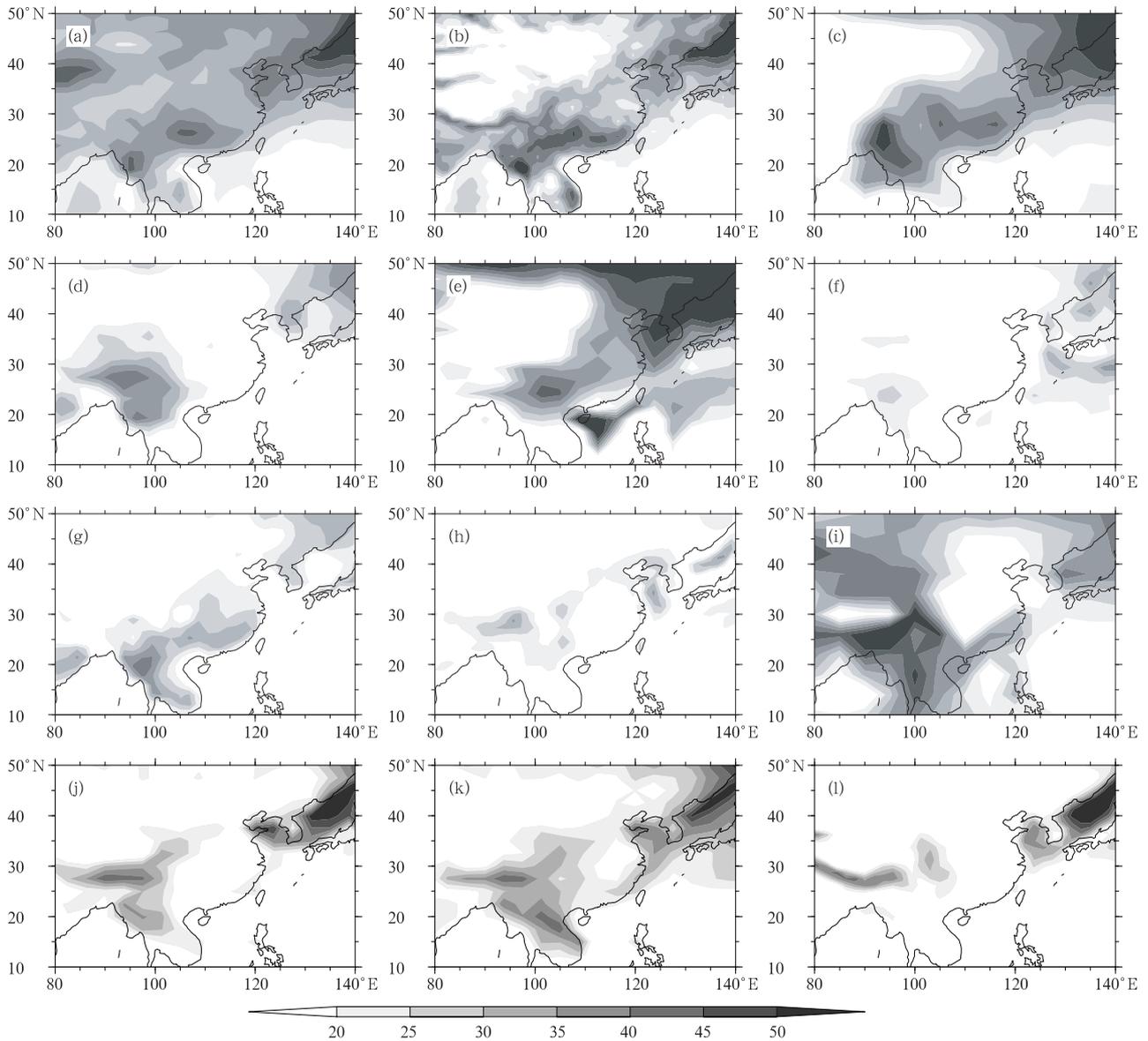


图6 同图4,但是为中、低云量之和的空间分布
Fig. 6 As in Fig. 4 but for the sum of middle and low cloud amount

3.2 云辐射强迫的模拟

云的辐射效应是云气候效应的重要方面,下面分别针对 CFMIP 模式在短波云辐射强迫和长波云辐射强迫两方面的模拟能力进行分析。冬季平均短波云辐射强迫的空间分布(图7)中,最明显的特征是在中国南部一直到日本存在一个短波云辐射强迫高值带,且具有四川盆地和东海两个大值中心(图7a、b),这与上文总云量及中、低云量之和的空间分布基本一致。两套资料(ISCCP FD 和 CERES)揭示的东海附近短波云辐射强迫的强度基本一致,均为 -85 W/m^2 左右,但在四川盆地,基于 ISCCP FD 资料的短波云辐射强迫强度(-85 W/m^2)要明显弱

于 CERES(-115 W/m^2)。

云辐射强迫综合了晴空与全天时辐射的特征,那么两套资料在这两种情况下的辐射特征是否一致?对比发现,冬季海洋上 ISCCP FD 和 CERES 晴空向外反射太阳辐射通量只相差 5 W/m^2 左右,而在中国东部,ISCCP FD 则较之 CERES 强 20 W/m^2 以上。所以,就大气层顶反射太阳辐射通量而言,两套资料在海洋上较为一致,在陆地上则差异较大且主要体现在晴空辐射。

针对 CFMIP 模式的分析表明,整体而言,10 个模式基本能够模拟出中国沿海地区西南至东北向的短波云辐射强迫高值带,尽管大部分模式的短波云

辐射强迫值在东海附近偏弱(图7)。模式的最大偏差来自对四川盆地短波云辐射强迫高值中心的模拟。这种短波云辐射强迫模拟偏差来自晴空还是全天? 分析发现,在海洋上,模拟的晴空向外反射太阳辐射通量与观测的偏差在 5 W/m^2 以内(图略),因此,海洋上短波云辐射强迫偏弱的问题主要来自全天时辐射,亦即受云模拟偏差的影响。陆地上的情况与海洋不同,一些模式模拟的陆地短波云辐射强迫的偏差与晴空反照率偏强有关。以中国东部区域($20^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$, $100^\circ\text{--}120^\circ\text{E}$)为例,在 ISCCP FD、CERES、CCC-

MA AGCM4、GFDL MLM2、UKMO HadSM3、UKMO HadSM4 和 UKMO HadGSM1 资料中,冬季平均的晴空大气层顶向外反射太阳辐射通量分别为 48.29 、 43.00 、 70.89 、 64.01 、 59.81 、 59.83 、 64.51 W/m^2 ,而全天大气层顶向外反射太阳辐射通量分别为 109.69 、 103.37 、 112.63 、 103.02 、 109.21 、 107.96 、 108.40 W/m^2 。比较可见,CCCMA AGCM4 模拟的全天时大气层顶上向外反射太阳辐射通量较之观测稍大(约 3 W/m^2),其他模式的结果均介于两套观测资料之间,而在晴空时,模式结果较之两套观测资料

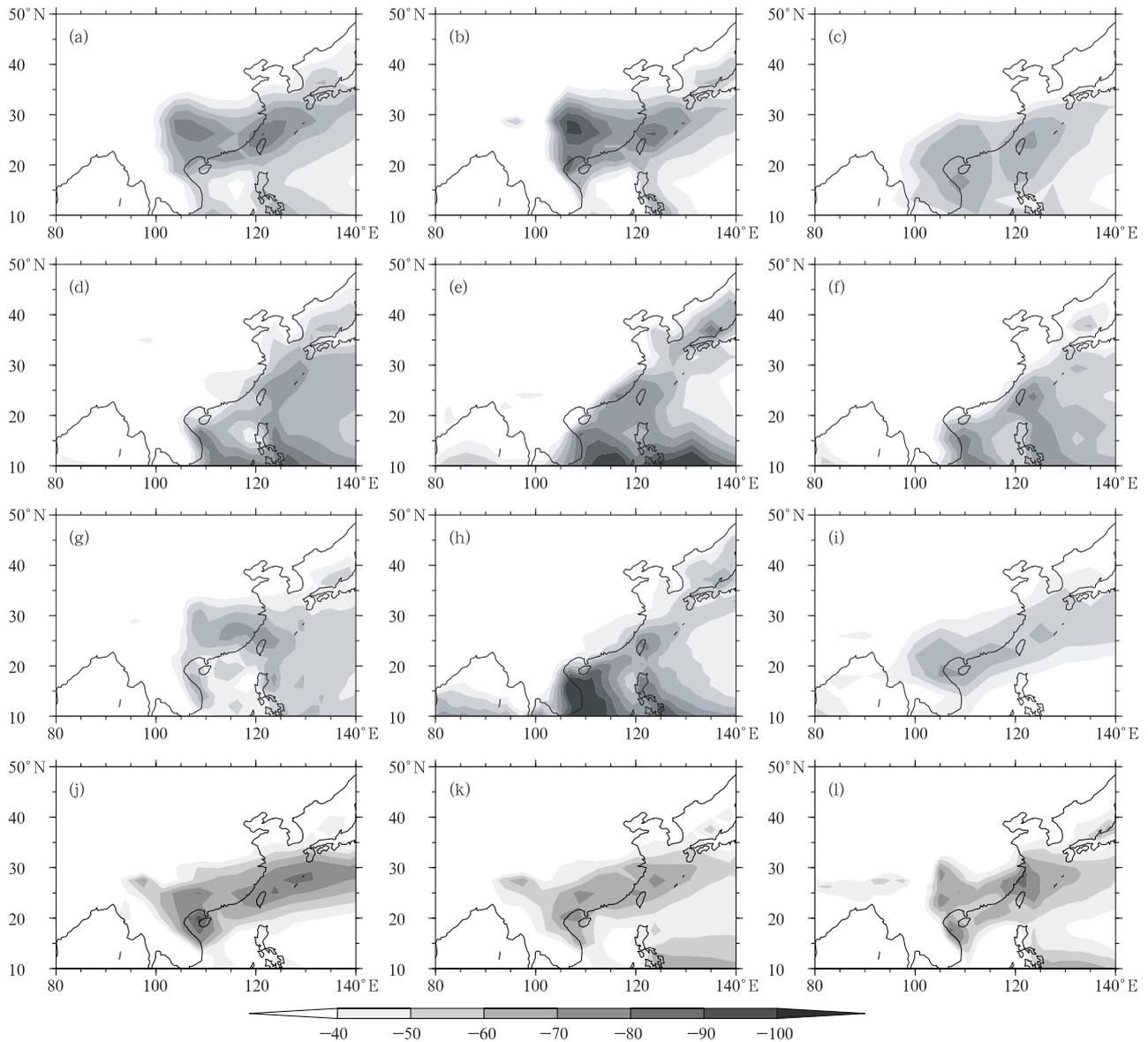


图7 冬季平均云短波辐射强迫(SWCRF)的空间分布(a. ISCCP, b. CERES, c. CCCMA AGCM4, d. GFDL MLM2, e. IPSL CM4, f. CCSR MIROC, g. MPI ECHAMS, h. NCAR CCSMS, i. UIUC, j. UKMO HadSM3, k. UKMO Had SM4, l. UKMO HadGSM1; 单位: W/m^2)
 Fig.7 Spatial distributions of the winter (DJF) time mean cloud shortwave radiative forcing from (a) the ISCCP FD and (b) the CERES, as well as from the model results (c - l); unit: W/m^2

至少强 10 W/m^2 。由此可见,一些模式中冬季陆地 SWCRF 的偏差源自对晴空反照率的模拟。所以,未来的模式改进中,在关注模式云辐射特征的同时,也需要考虑晴空时陆地的辐射特征。

我们还进一步分析了 CFMIP 模式对冬季长波云辐射强迫的模拟效果(图略),发现观测中长波云辐射强迫大值区位于青藏高原和日本海,强度分别为 30 和 40 W/m^2 ;长波云辐射强迫的空间分布和高云基本一致(图 2a、b),但尽管高原上的高云量多于日本海,其长波云辐射强迫却较弱,原因在于高原高海拔地区地表温度较低、晴空射出长波辐射较弱。模拟的长波云辐射强迫在日本海附近与观测量值相当,在高

原上空较之观测明显偏小。此外,对应西北太平洋的高云大值区,IPSL CM4、NCAR CCSM3 和 UIUC 等模式中存在长波云辐射强迫大值区。

关于夏季短波云辐射强迫的空间分布,在观测中其分布型和总云量基本一致,即孟加拉湾经中国东部一直到日本海为短波云辐射强迫的高值带(图 8a、b),中心值在孟加拉湾和中国西南均超过 -130 W/m^2 。副热带西太平洋和中国西北为短波云辐射强迫的小值区(小于 -50 W/m^2)。基于 CERES 和 ISCCP FD 资料的短波云辐射强迫和晴空大气层顶反射太阳辐射通量分布特征和强度基本一致。大部分 CFMIP 模式能够再现孟加拉湾经中国东部一直

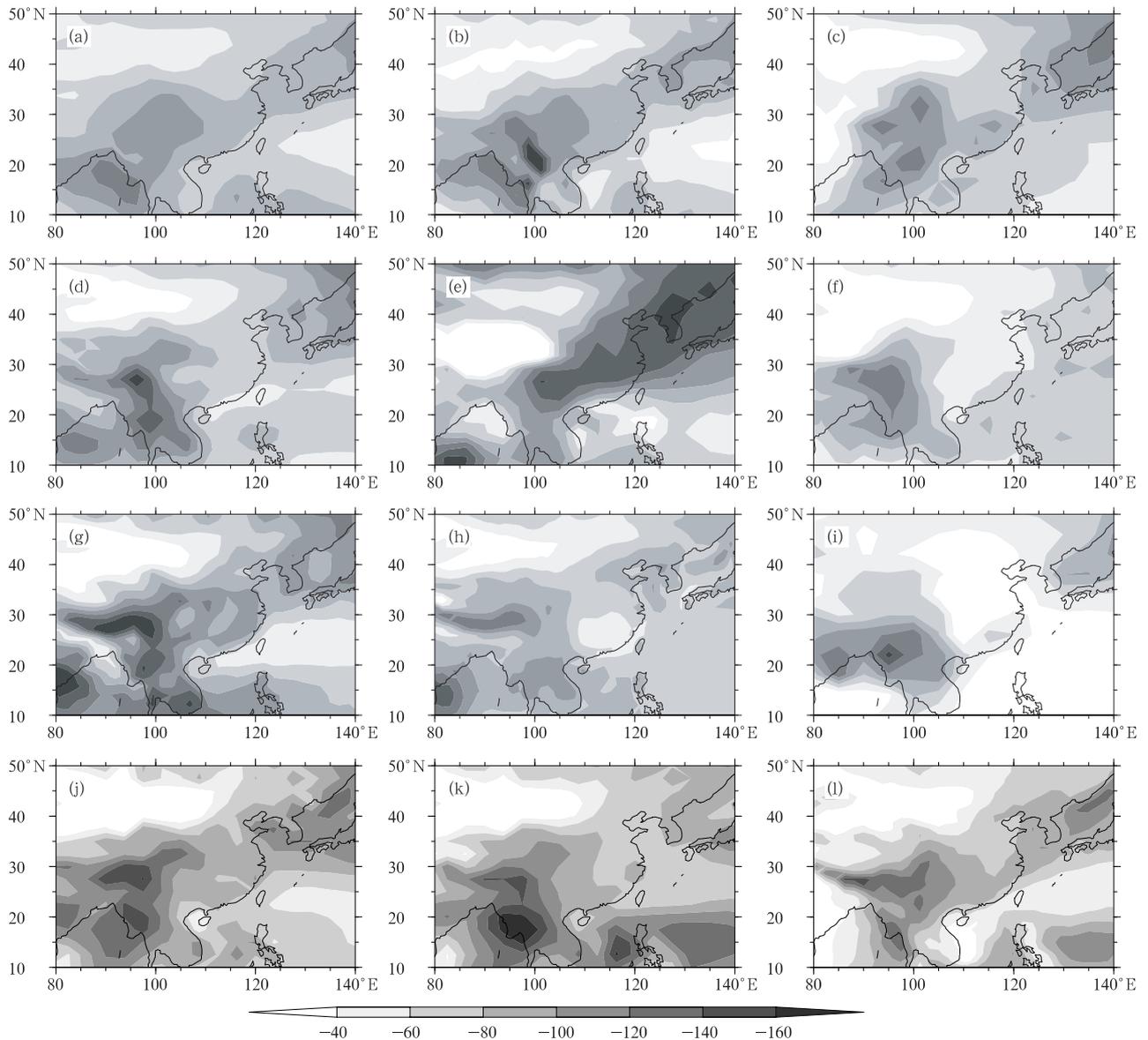


图 8 同图 7,但是为夏季平均的结果

Fig. 8 As in Fig. 7 but for the summer time mean

到日本海的“西南—东北”走向的短波云辐射强迫高值带,只是模拟的孟加拉湾、中国西南和喜马拉雅山南麓的短波云辐射强迫值偏强,其中有 6 个模式的中心值大于 -150 W/m^2 。此外,有 4 个模式(GFDL MLM2、CCSR MIROC、NCAR CCSM3 和 UIUC)模拟的短波云辐射强迫在中国东南地区偏小。模拟的短波云辐射强迫偏差,既可能来自晴空反照率,也可能来自云量。计算发现,除 GFDL MLM2 以外,其他模式在该地区晴空反射太阳辐射通量的模拟偏差在 10 W/m^2 左右,远小于短波云辐射强迫的偏差,因此,夏季云模拟的偏差是造成辐射强迫偏差的主要因子。

进一步分析 CFMIP 模式对夏季长波云辐射强迫的模拟效果(图略),发现与夏季的高云量相对应,观测中的长波云辐射强迫的高值区位于孟加拉湾和热带西北太平洋,强度大约为 80 W/m^2 ;同时,地形的特殊性使得青藏高原东部高云虽多,但长波云辐射强迫相对较小。对 CFMIP 模式结果的分析表明,大部分模式能够模拟出长波云辐射强迫的基本

分布特征。不过,尽管在大部分模式中华南高云量偏多(图 5),但长波云辐射强迫模拟偏差却不大,强度介于 ISCCP FD 和 CERES 资料观测值之间,其原因有待研究。

为定量评估模式的模拟能力,分别给出了冬、夏两季东亚区域($20^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$, $100^\circ\text{--}130^\circ\text{E}$)总云量、各层云量及长、短波云辐射强迫的泰勒图(图 9, Taylor, 2001),图中显示的是上述模式变量与观测结果的空间相关系数、均方根误差和标准差。在图 9 中,各点与参考点(REF)距离越近,则说明该变量的空间分布和观测越接近;如果同一变量的各点越集中,则说明该变量在模式间的离差越小。从图 9 可以看出,模式对冬季短波云辐射强迫的模拟能力最强,其次是总云量、长波云辐射强迫和高云量,而对中、低云量之和的模拟能力最差(图 9a),这和前面的定性分析结果一致。在各模式之间,短波云辐射强迫、总云量和中低云量之和的离差较小,而长波云辐射强迫和高云量的离差较大。Li 等(2009)分析亚澳季风区辐射强迫时指出,大气模式对长波云辐射强

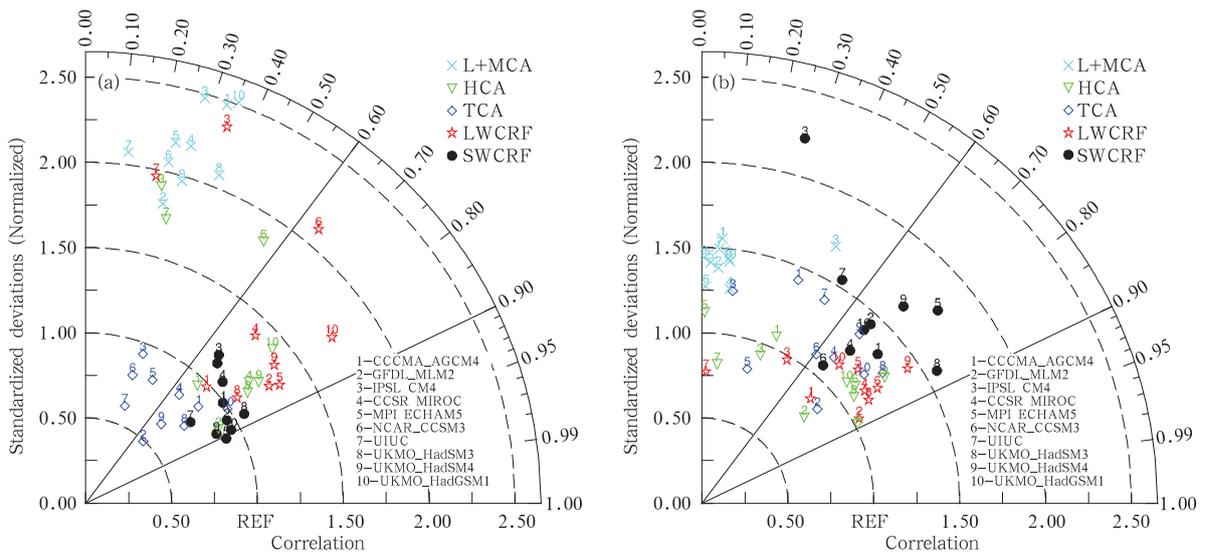


图 9 东亚区域冬季(a)和夏季(b)平均云及辐射强迫空间分布的泰勒图

(REF 表示参考点。各个模式到原点的半径距离代表其相对于观测(ISCCP 和 ISCCP FD)的标准差;模式在图中方位角的余弦代表模式与观测的空间相关系数;模式点到参考点的距离代表其均方根误差(Taylor, 2001))

Fig. 9 Error statistics of cloud and radiation simulated for winter (a) and summer (b) over East Asian for the ten models

(The REF stands for the reference based on the ISCCP and ISCCP FD as observations for cloud and radiation, respectively.

The radial coordinate gives the magnitude of total standard deviation, normalized by the observed value, and the angular coordinate gives the correlation with observations. It follows that the distance between the REF point and the model's point is proportional to the RMSE (Taylor, 2001))

迫的模拟能力强于短波云辐射强迫,而我们的结果与之相左,原因在于所选的区域不同。与冬季的情况相比,模式对夏季长波云辐射强迫、高云量空间分布的模拟有略微改进,而对短波云辐射强迫和总云量空间分布的模拟能力却有所下降(图 9b)。比较之下,UKMO 的 3 个模式,特别是 UKMO HadGSM1 模式,对东亚区域云辐射特征具有较强的模拟能力。

3.3 云光学厚度的模拟

上述分析表明,模拟的短波云辐射强迫偏差与云量及晴空地表反照率有关,但是这两者并不能完全解释短波云辐射强迫的偏差。例如,在 GFDL MLM2、NCAR CCSM3 中,冬季云量在东海远小于观测,但其短波云辐射强迫值却与观测相当;另外,UKMO HadSM4 中冬季云量(短波云辐射强迫)大(小)于 UKMO HadSM3。除云量及晴空地表反照率外,尚有其他因子影响云短波辐射强迫(汪宏七等,1996,1998;张凤等,2005),云光学厚度能够综合反映这些因子对短波辐射的影响(石广玉,2007)。要揭示模式对云、辐射的模拟偏差,需要进一步分析模拟的云的光学厚度。本文重点考查冬季的层云及夏季的对流云,因为这是影响东亚气候的主要云系。

冬季,东亚区域典型的层云分别位于四川盆地和中国东海,由于模式对四川盆地层状云及地表晴空反照率的模拟能力较差,本文针对东海地区进行

分析。冬季东海(20°—35°N,120°—140°E)区域平均的晴空和全天大气层顶反射太阳辐射通量、总云量以及高、中、低三层云量(表 3)可见,模式对中国东海辐射通量的模拟能力优于云量,模拟的辐射通量与观测相当,而中、低云偏少。注意中、低云主要影响短波辐射,既然模式在中、低云的模拟上偏差较大,为何又能较为“合理”地再现全天大气层顶反射太阳辐射通量呢?为了回答这一问题,图 10 给出该区域冬季平均的“云光学厚度-云顶气压”的信息。两套观测资料一致显示,冬季中国东海主要存在光学厚度较大的中云及中等光学厚度的低云(图 10a),其光学厚度在 1.27—22.63。大部分模式能够再现东海以中、低云为主的特征。但与观测相比,大部分模式中、低云的光学厚度偏大,如 CCCMA AGCM4、UIUC 和 UKMO HadSM3 模式的中、低云的光学厚度大于 22.63,而光学厚度小于 9.38 的中、低云则很少(图 10c,i,j)。因此,在一些模式中,光学厚度的模拟偏差,部分抵消了云量的模拟偏差。

东亚地区夏季主要受对流云影响。分析表明,对流云亦存在与层云相似的光学厚度模拟偏差(图略)。比较夏季孟加拉湾及中国西南地区的区域平均大气层顶反射短波辐射值,发现反射太阳辐射通量偏大。从“云光学厚度-云顶气压”分布来看,观测中该区域以光学厚度小于 22.63 的高云为主,同时存在中等光学厚度的中云。与观测相比,CFMIP 模式模拟的高云的光学厚度偏强,大部分超过了 22.63。

表 3 冬季中国东海平均的晴空、全天大气层顶反射太阳辐射通量、总云量、高云量、中云量和低云量

Table 3 The winter mean clear- and full-sky reflected solar radiation flux at the top of the atmosphere, total cloud amount, high-, middle- and low-level cloud amounts averaged over the East China Sea

模式	大气层顶反射太阳辐射(W/m ²)		总云量(%)	高云量(%)	中云量(%)	低云量(%)
	晴空	全天				
ISCCP FD/ISCCP	43.43	105.71	66.75	8.033	23.23	35.48
CERES/ MODIS	35.38	95.06	61.92	5.829	18.16	37.92
CCCMA AGCM	48.23	104.64	58.77	6.668	15.83	36.26
GFDL MLM2	34.06	94.42	38.84	3.768	11.19	23.88
IPSL CM4	36.77	92.23	52.67	10.99	12.47	29.21
CCSR MIROC	37.15	90.33	71.10	34.27	11.74	25.08
MPI ECHAM5	38.02	91.11	81.32	46.50	11.13	23.68
NCAR CCSM3	37.86	91.35	45.70	13.49	6.086	26.12
UIUC	39.16	91.20	78.96	28.83	17.93	32.19
UKMO HadSM3	36.64	96.72	46.41	11.83	7.826	26.75
UKMO HadSM4	36.94	90.07	52.68	11.53	14.03	27.11
UKMO HadGSM1	38.32	92.61	63.01	14.66	18.45	29.89

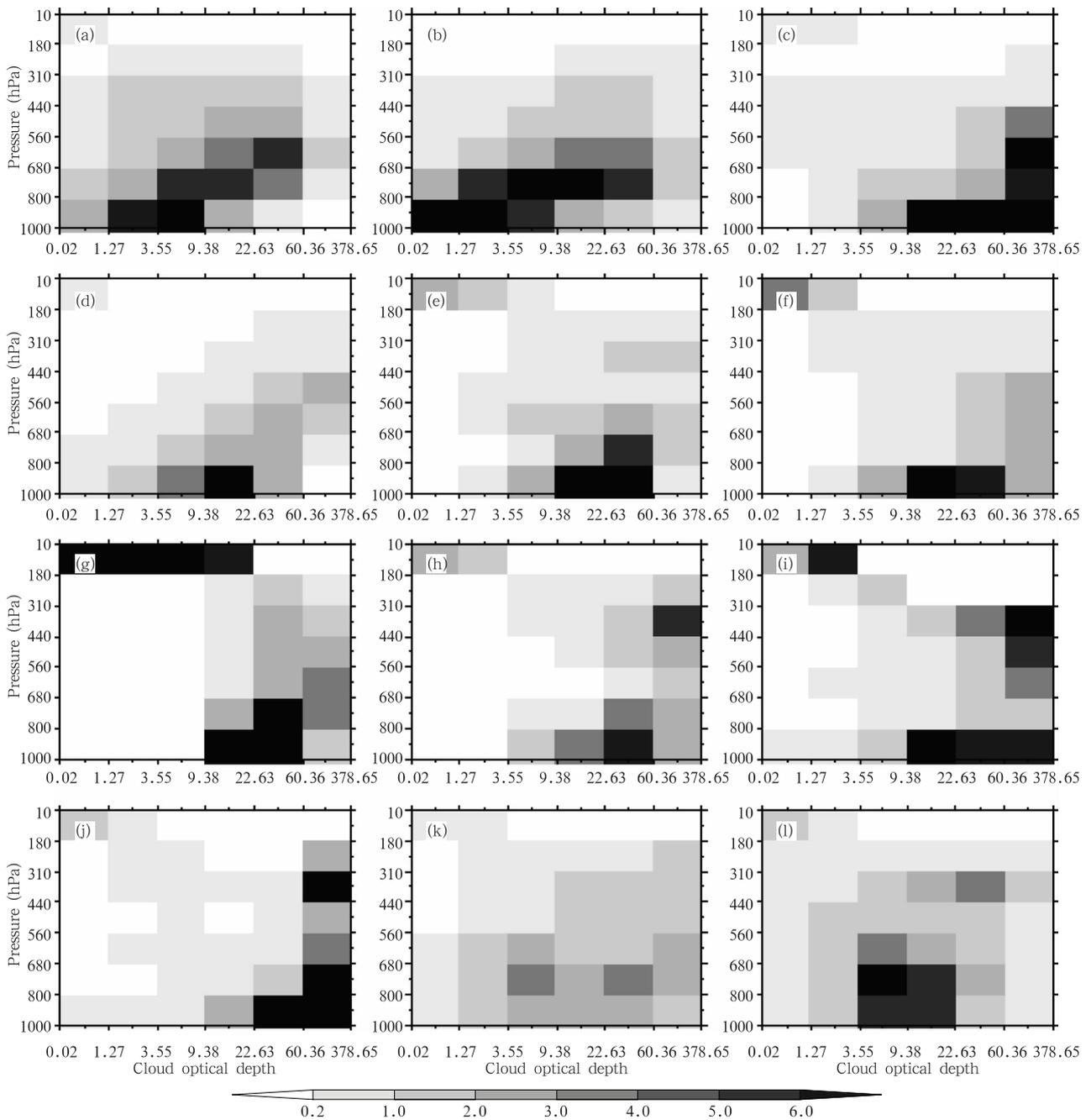


图 10 中国东海冬季平均观测(a,b)和模拟(c-l)的云的云顶高度-光学厚度信息(a. ISCCP, b. MODIS, c. CCCMA AGCM4, d. GFDL MLM2, e. IPSL CM4, f. CCSR MIROC, g. MPI ECHAMS, h. NCAR CCSMS, i. UIUC, j. UKMO HadSM3, k. UKMO HadSM4, l. UKMO HadGSM1; 填色表示对应云顶高度-光学厚度段内云的相对发生频率)

Fig. 10 Winter time mean cloud top pressure vs. cloud optical thickness histograms averaged over the East China Sea for the observations (a, b) and the model outputs (c-l) (Colors indicate the relative frequency of occurrence in each CTP- τ class)

3.4 关于高原东侧云模拟偏差的讨论

分析表明,四川盆地具有独特的云、辐射特征(Klein, et al, 1993; Yu, et al, 2001, 2004)。但是大部分 CFMIP 模式不能合理模拟出上述特征。在 10

个模式中,有一半的模式未能模拟出冬季四川盆地的云量大值区(图 3)。观测分析表明,四川盆地云的形成与高原的动力、热力作用有关,其中盆地上空的辐合辐散起着重要的作用(Yu, et al, 2001, 2004; Li, et

al, 2006)。为考察模式对大尺度动力特征的模拟能力,给出四川盆地地区(20° — 32° N, 105° — 115° E)平均的辐合辐散场和垂直速度的廓线(图 11)。为方便讨论,这里将能够较为合理地模拟中低云量分布的 5 个模式归为第 1 类(CCCMA AGCM4、MPI ECHAM5、UKMO HadSM3、UKMO HadSM4 和 UKMO HadGSM1),模拟效果较差的 5 个模式归为第 2 类(GFDL MLM2、IPSL CM4、CCSR MIROC、NCAR CCSM3 和 UIUC)。再分析资料中,四川盆地低层为辐合、而 700—300 hPa 则为辐散(图 11a)。对应地,

在 900—500 hPa 为上升运动,而在 500 hPa 以上高度,上升运动逐渐减小并逐步转变为下沉运动(图 11b)。第 1 类基本能够再现上述动力特征,而第 2 类则不能。为进一步说明低层辐合场与中、低云量的关系,计算了四川盆地地区平均冬季 850 hPa 辐散场和中、低云量的相关系数,发现除 MPI ECHAM5 和 UIUC 这两个模式以外,在另外 8 个模式中,两者的相关系数都超过了 -0.37 ,通过了 95% 的信度检验。因此,模式能否再现四川盆地的环流场特征,对于中、低云的合理模拟至关重要。

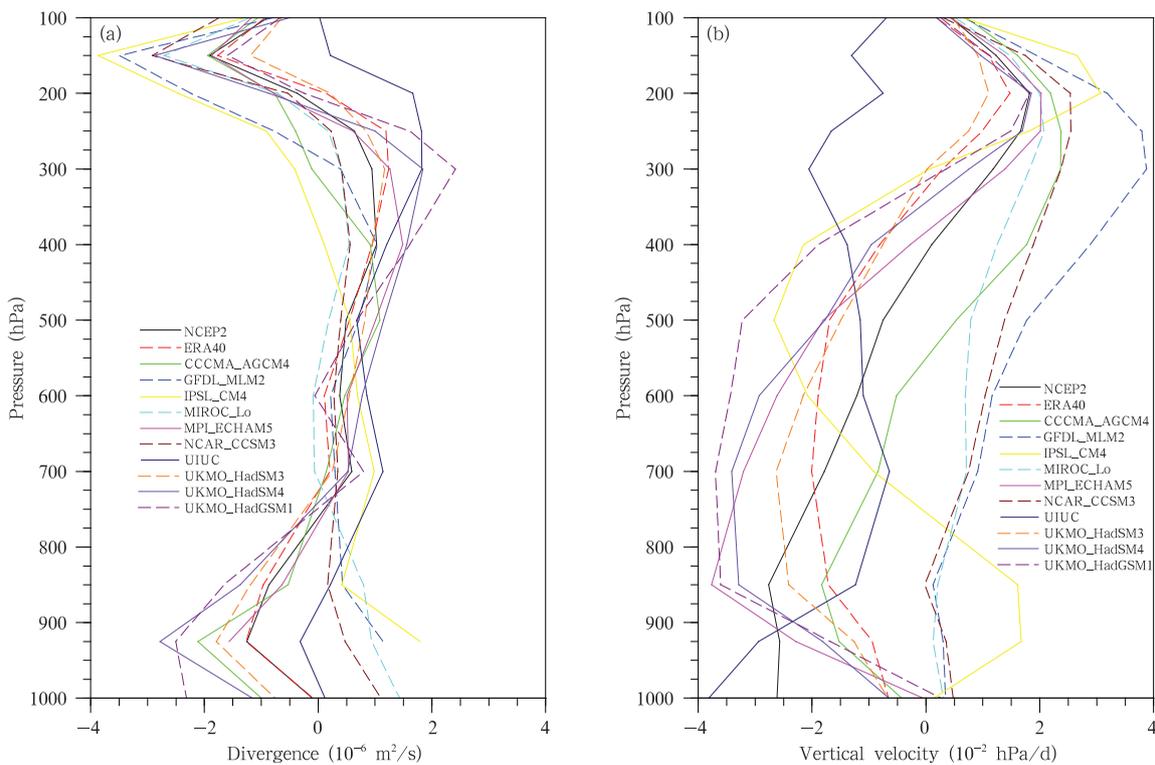


图 11 四川盆地冬季平均的辐合辐散场(a)和垂直速度(b)的垂直结构

Fig. 11 Vertical profiles of winter time mean horizontal divergence (a) and vertical velocity (b) averaged over the Sichuan Basin

此外,由表 1 可见,本文所用的 10 个 CFMIP 模式的分辨率存在显著差异,其中 UIUC 和 CCCMA AGCM 的分辨率较低,而 NCAR CCSM3 和 UKMO HadGSM1 的分辨率则较高。比较上文结果不难发现,高分辨率模式对四川盆地中低云的模拟没有明显优势。如 NCAR CCSM3 在这 10 个模式中水平分辨率最高,但它模拟的云属性、辐射特征和大尺度环流特征都不理想。因此,对于四川盆地云属性的模拟而言,模式分辨率的影响不是决定性的,重

要的是模式对大尺度环流场的模拟能力。

在云辐射特征的模拟中,模式对云微物理过程的处理至关重要。研究表明,云水方案的选取对模式的气候敏感性和气候态的模拟都有显著的影响(Li, et al, 1992, Gregory, et al, 1996)。徐幼平(2009)指出云水方案的改进能够有效改善模式对降水落区、中心位置和移动的预报。同时,程锐等(2009a, 2009b)细致研究了云微物理参数化方案的选取对台风的云结构、降水强度以及移动路径的影

响。然而,在进行多模式比较时,由于各模式之间除了云水方案存在差异外,其他的物理过程也显著不同,所以其他物理过程的差异一定程度上掩盖了云水方案对云辐射特征的影响。例如,采用诊断云方案的 CCCMA AGCM4 对云辐射特征的模拟效果,并不比采用更复杂且更具物理基础的预报云方案的其他模式差。同时,即使采用相同的预报云水方案的模式,如 IPSL CM4 和 CCSR MIROC 以及 UKMO HadSM4 和 UKMO HadGSM1,它们在对云辐射的模拟上亦存在显著差异。所以,为进一步突出云水方案对云辐射模拟的影响,尚需在同一模式框架下开展更为深入的研究。

4 结 论

本文从云垂直结构、光学属性和辐射特征的角度,对比分析了参加“云反馈模式比较计划”CFMIP 的 10 个大气模式对东亚地区云辐射的模拟能力,并结合对环流场的分析,讨论了云量模拟偏差与环流模拟偏差的联系,主要结论如下:

(1)在观测中,冬季东亚地区以中低云为主,在四川盆地和东海沿岸存在两个大值中心。10 个 CFMIP 模式均能够较为合理地再现东海沿岸的云量大值中心,只是模拟的中低云云量偏少;只有一半的模式能够较为合理地模拟出四川盆地上空的云量大值中心。

(2)在观测中,夏季东亚地区存在由孟加拉湾延伸到中国西南地区和日本海的总云量高值带,副热带西太平洋的总云量则较少。从不同层次来看,孟加拉湾至中国西南一带的多云区存在高、中、低三种云并存的现象。CFMIP 模式对上述带状多云区和西北太平洋低云区有一定模拟能力。但是在多云区特别是中国西南地区,模拟的总云量主要由高云主导,而中低云则偏少,模式未能再现观测中的高、中、低云共存的特征。

(3)较之云量和垂直结构,模式在辐射特征的模拟上偏差较小。CFMIP 模式模拟的中、低云云量较之观测明显偏少,特别是在夏季;与此同时,几乎所有的 CFMIP 模式都高估了各层云的光学厚度,云量模拟偏差和光学厚度偏差部分抵消,使得模式模拟的短波辐射特征看似合理。

(4)云辐射强迫上的模拟偏差不单纯由云量决定,陆地晴空反照率亦有显著影响。部分 CFMIP 模式不能合理再现东亚陆地的晴空反照率,模式偏

差在冬季尤为突出,模拟的晴空反照率较之观测明显偏强,从而导致向外反射的太阳辐射偏强、短波云辐射强迫偏弱。由于云辐射强迫综合考虑了晴空和全天时的情况,所以在利用该标准评估模式时,要同时关注云和晴空反照率的模拟偏差。

(5)大气模式对高原东侧盆地上空中低云的模拟能力,取决于模式对该区域环流场的模拟能力,以冬季为例,有能力合理再现“低层辐合、高层辐散”环流特征的模式,基本能够合理模拟中、低云的分布,反之亦然。

参考文献

- 程锐, 宇如聪, 傅云飞等. 2009a. 台风“云娜”在近海强度变化及结构特征的数值研究 I: 云微物理参数化对云结构及降水特征的影响. *气象学报*, 67(5): 764-776
- 程锐, 宇如聪, 徐幼平等. 2009b. 台风“云娜”在近海强度变化及结构特征的数值研究 II: 云微物理参数化对强度和路径的影响. *气象学报*, 67(5): 777-786
- 石广玉. 2007. *大气辐射学*. 北京: 科学出版社, 402pp
- 汪方, 丁一汇, 徐影. 2005. 一个海气耦合模式模拟的云辐射过程. *气象学报*, 63(5): 716-727
- 汪方, 丁一汇, 徐影. 2007. 辐射参数化方案对一个海气耦合模式云和辐射模拟的影响. *应用气象学报*, 18(3): 257-265
- 汪方, 丁一汇. 2008. 全球气候模式对东亚地区地表短波辐射的模拟检验. *应用气象学报*, 19(6): 749-759
- 汪宏七, 赵高祥. 1994. 云和辐射(I): 云气候学和云的辐射作用. *大气科学*, 18(增刊): 910-932
- 汪宏七, 赵高祥. 1996. 云微物理特性对云光学和云辐射性质的影响. *应用气象学报*, 7(1): 36-44
- 汪宏七, 赵高祥. 1998. 水云的短波光学性质参数化研究. *科学通报*, 43(16): 1771-1775
- 徐幼平. 2009. *AREM 载水预报框架的发展和评估[D]*. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 159pp
- 张凤, 曾庆存. 2005. IAP AGCM 中短波辐射方案的改进研究 II: 短波辐射方案的改进. *气候与环境研究*, 10(3): 560-573
- Andronova N G, Rozanov E V, Yang F, et al. 1999. Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994. *J Geophys Res*, 104(D14): 16807-16826
- Bony S, Colman R, Kattsov V M, et al. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J Climate*, 19(15): 3445-3482
- Bony S, Dufresne J. 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys Res Lett*, 32(20), doi:10.1029/2005GL023851
- Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. 1990. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J Geophys Res*, 95(D10): 16601-16615
- Cess R D, Zhang M H, Ingram W J, et al. 1996. Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *J Geophys Res*, 101(D8): 12791-12794
- Chen B, Liu X. 2005. Seasonal migration of cirrus clouds over the

- Asian Monsoon regions and the Tibetan Plateau measured from MODIS/Terra. *Geophys Res Lett*, 32(1), doi:10.1029/2004GL020868
- Chen Y, Del Genio A D. 2009. Evaluation of tropical cloud regimes in observations and a general circulation model. *Climate Dyn*, 32(2-3): 355-369
- Collins W D, Bitz C M, Blackmon M L, et al. 2006. The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). *J Climate*, 19(11): 2122-2143
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2006. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3). *J Climate*, 19(11): 2144-2161
- Delworth T L, Broccoli A J, Rosati A, et al. 2006. GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics. *J Climate*, 19(5): 643-674
- Ding Y H. 1994. *Monsoons over China*. Kluwer Academic, 419pp
- Gregory D, Morris D. 1996. The sensitivity of climate simulations to the specification of mixed phase clouds. *Clim Dyn*, 12(9): 641-651
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on earth-energy balance: Global analysis. *J Climate*, 5(11): 1281-1304
- Hourdin F, Musat I, Bony S, et al. 2006. The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dyn*, 27(7-8): 787-813
- Jin X, Wu T, Li, Z, et al. 2009. Cloudiness characteristics over Southeast Asia from satellite FY-2C and their comparison to three other cloud data sets. *J Geophys Res*, 114(D17207), doi:10.1029/2008JD011422
- Johns T C, Durman C F, Banks H T, et al. 2006. The new Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations. *J Climate*, 19(7): 1327-1353
- K-1 Model Developers. 2005. K-1 Coupled Model (MIROC) Description. K-1 Technical Report 1//Hasumi H, Emori S. Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc*, 83(11): 1631-1643
- Karlsson J, Svensson G, Rodhe H. 2008. Cloud radiative forcing of subtropical low level clouds in global models. *Climate Dyn*, 30(7-8): 779-788
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Climate*, 6(8): 1587-1606
- Klein S A, Jakob C. 1999. Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model. *Mon Wea Rev*, 127(10): 2514-2531
- Le Trent H, Li Z X. 1991. Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes; Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Climate Dyn*, 5(3): 175-187
- Li G, Zhang G J. 2008. Understanding biases in shortwave cloud radiative forcing in the national center for atmospheric research community atmosphere model (CAM3) during El Niño. *J Geophys Res*, 113(D2), doi:10.1029/2007JD008963
- Li J D, Liu Y M, Wu G X. 2009. Cloud radiative forcing in Asian monsoon region simulated by IPCC AR4 AMIP models. *Adv Atmos Sci*, 26(5): 923-939
- Li Y, Gu H. 2006. Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China. *Geophys Res Lett*, 33(9), doi:10.1029/2005GL025615
- Li Y, Yu R, Xu Y, 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
- Li Z, Treut H. 1992. Cloud-radiation feedbacks in a general circulation model and their dependence on cloud modelling assumptions. *Clim Dyn*, 7(3): 133-139
- Lin W, Zhang M. 2004. Evaluation of clouds and their radiative effects simulated by the NCAR Community Atmospheric Model against satellite observations. *J Climate*, 17(17): 3302-3318
- Liou K N. 1986. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes; A global perspective. *Mon Wea Rev*, 114(6): 1167-1199
- Loeb N G, Manalo-Smith N, Kato S, et al. 2003. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's radiant energy system instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. Part I: Methodology. *J Appl Meteor*, 42(2): 240-265
- Lohmann U, Roeckner E. 1996. Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *Climate Dyn*, 12(8): 557-572
- Mansbach D K, Norris J R. 2007. Low-level cloud variability over the equatorial cold tongue in observations and models. *J Climate*, 20(8): 1555-1570
- Martin G M, Ringer M A, Pope V D, et al. 2006. The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: Model description and global climatology. *J Climate*, 19(7): 1274-1301
- Mcfarlane N A, Scinocca J F, Lazare M, et al. 2005. The CCCMA third generation atmospheric general circulation model. CCCMA Internal Rep, <http://www.cccma.ec.gc.ca/models/gem3.shtm>. 25pp
- Pope V D, Gallani M L, Rowntree P R, et al. 2000. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model; HadAM3. *Climate Dyn*, 16(2-3): 123-146
- Rajeevan M, Srinivasan J. 2000. Net cloud radiative forcing at the top of the atmosphere in the Asian monsoon region. *J Climate*, 13(3): 650-657
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate; Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243(4887): 57-63
- Randall D A, Coakley Jr J A, Lenschow D H, et al. 1984. Open access outlook for research on subtropical marine stratification clouds. *Bull Amer Meteor Soc*, 65(12): 1290-1301
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. *Climate Models and Their Evaluation*. *Climate Change // Solomon S, et al. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 589-662
- Rasch P J, Kristjansson J E. 1998. A comparison of the CCM3

- model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J Climate*, 11(7): 1587-1614
- Ringer M, Allan R. 2004. Evaluating climate model simulations of tropical cloud. *Tellus*, 56(4): 308-327
- Roeckner E, Bauml G, Bonaventura L, et al. 2003. The Atmospheric General Circulation Model ECHAM 5. Part I: Model Description. Technical Report, Max Planck Institute for Meteorology, 349pp
- Rossow W B, Laci A A. 1990. Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II. Cloud properties and radiative effects. *J Climate*, 3(11): 1204-1253
- Rossow W B, Schiffer R A. 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull Amer Meteor Soc*, 80(11): 2261-2287
- Rotstajn L D, Ryan B F, Katzfey J J. 2000. A scheme for calculation of the liquid fraction in mixed-phase stratiform clouds in large-scale models. *Mon Wea Rev*, 128(4): 1070-1088
- Schmidt G A, Ruedy R, Hansen J E, et al. 2006. Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. *J Climate*, 19(2): 153-192
- Schneider S H. 1972. Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness. *J Atmos Sci*, 29(8): 1413-1422
- Scinocca J F, Mcfarlane N A, Lazare M, et al. 2008. Technical note: The CCCMA third generation AGCM and its extension into the middle atmosphere. *Atmos Chem Phys Discuss*, 8(23): 7055-7074
- Slingo J M. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 113: 899-927
- Smith R. 1990. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 116(492): 435-460
- Stephens G L. 2005. Cloud feedbacks in the climate system; A critical review. *J Climate*, 18(2): 237-273
- Sundqvist H. 1978. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart J Roy Meteor Soc*, 104: 677-690
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106(D7): 7183-7192
- Tselioudis G, Jakob C. 2002. Evaluation of midlatitude cloud properties in a weather and a climate model: Dependence on dynamic regime and spatial resolution. *J Geophys Res*, 107(D24), doi: 10.1029/2002JD002259
- Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131: 2961-3012
- Wang J, Rossow W B. 1998. Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM. *J Climate*, 11(11): 3010-3029
- Wang W C, Gong W, Kau W S, et al. 2004. Characteristics of cloud radiation forcing over east China. *J Climate*, 17(4): 845-853
- Weare B C. 2004. A comparison of AMIP II model cloud layer properties with ISCCP D2 estimates. *Climate Dyn*, 22(2-3): 281-292
- Weare B C, AMIP Groups. 1996. Evaluation of the vertical structure of zonally averaged cloudiness and its variability in the atmospheric model intercomparison project. *J Climate*, 9(12): 3419-3431
- Webb M, Senior C, Bony S, et al. 2001. Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Climate Dyn*, 17(12): 905-922
- Wielicki B A, Barkstrom B R, Harrison E F, et al. 1996. Clouds and the earth's radiant energy system (CERES): An earth observing system experiment. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(5): 853-868
- Williams K D, Jones A, Roberts D L, et al. 2001. The response of the climate system to the indirect effects of anthropogenic sulfate aerosol. *Climate Dyn*, 17(11): 845-856
- Williams K D, Webb M J. 2009. A quantitative performance assessment of cloud regimes in climate models. *Climate Dyn*, 33(1): 141-157
- Williams K, Ringer M, Senior C, et al. 2006. Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Climate Dyn*, 26(2-3): 145-165
- Williams K, Senior C, Slingo A, et al. 2005. Towards evaluating cloud response to climate change using clustering technique identification of cloud regimes. *Climate Dyn*, 24(7-8): 701-719
- Wilson D R, Ballard S P. 1999. A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 125(557): 1607-1636
- Yang F, Schlesinger M E, Rozanov E. 2000. Description and performance of the UIUC 24-layer stratosphere/troposphere general circulation model. *J Geophys Res*, 105(D14): 17925-17954
- 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
- Yu R, Yu Y, Zhang M. 2001. Comparing cloud radiative properties between the eastern China and the Indian monsoon region. *Adv Atmos Sci*, 18(6): 1090-1102
- Zhang M H, Lin W Y, Klein S A, et al. 2005. Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J Geophys Res*, 110(D15), doi:10.1029/2004JD005021
- Zhang T, Sun D Z. 2006. Response of water vapor and clouds to El Nino warming in three NCAR models. *J Geophys Res*, 111, doi:10.1029/2005JD006700
- Zhang Y, Rossow W B, Laci A A, et al. 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets; Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J Geophys Res*, 109(D19), doi:1029/2003JD004457
- Zhou T, Li Z. 2002. Simulation of the east Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dyn*, 19:167-180
- Zhou T, Gong D, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon: Recent progress and state of affairs. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(4): 455-467