



姚海兰, 何编. 2026. 全球大气环流模式 FAMIL 水平分辨率提高对全球云辐射效应模拟的影响 [J]. 大气科学, 50(4): 1135–1151. YAO Hailan, HE Bian. 2026. Impact of Increased Horizontal Resolution in the Global Atmospheric Circulation Model FAMIL on the Simulation of Global Cloud Radiative Effects [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 50(4): 1135–1151. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2507.25042

全球大气环流模式 FAMIL 水平分辨率提高对全球云辐射效应模拟的影响

姚海兰^{1,2,3} 何编^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所地球系统数值模拟与应用全国重点实验室 (LabESM), 北京 100029

2 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

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 云模拟的不确定性会影响气候模式中的关键物理过程。本文利用 CloudSat/CALIPSO 和 CERES 卫星资料及 ERA5 再分析资料, 分析了 LASG/IAP 开发的气候系统模式 FGOALS-f3 中的大气分量 FAMIL 在 100 km、25 km、12.5 km 分辨率下对全球气候态云量和云辐射效应 (CRE) 模拟的分布特征; 并基于 Xu-Randall 云量诊断方案, 讨论了模式偏差的可能来源。结果表明, 不同分辨率下, 云量模拟结果均呈现低 (高) 纬地区均被低 (高) 估的特征, 而随分辨率增加, 模拟技巧呈非线性变化。在全球尺度上, 25 km 模式云量模拟偏差较 100 km 模式增大, 12.5 km 模式较 25 km 模式在西太平洋暖池等区域云量偏差改善了约 4%。模式分辨率增加后, 模拟的 CRE 随云量的减少而偏低。在 Xu-Randall 方案中, 相对湿度 (RH) 是气候态云量形成的主导因子, 因此分辨率的提升会通过影响温度和垂直速度等变量进一步改变 RH, 间接影响云量偏差。在低纬度对流层中高层, 100 km 模式垂直速度偏弱, 间接导致云量被低估; 25 km 模式较 100 km 模式温度偏高, 导致云量偏差增大; 12.5 km 模式较 25 km 模式温度偏低, 致使云量偏差减小。

关键词 全球大气环流模式 高分辨率 数值模拟 云量 云辐射效应

文章编号 1006-9895(2026)04-1135-17

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2507.25042

Impact of Increased Horizontal Resolution in the Global Atmospheric Circulation Model FAMIL on the Simulation of Global Cloud Radiative Effects

YAO Hailan^{1,2,3} and HE Bian^{1,2}

1 National Laboratory for Earth System Modeling and Application (LabESM), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2025-03-09; 网络预出版日期 2025-09-10

作者简介 姚海兰, 女, 博士研究生, 主要从事气候模式云模拟研究。E-mail: yaohailan@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 何编, 男, 研究员, 主要从事青藏高原和亚洲季风动力学, 全球气候变化, 大气环流模式研发、评估及应用等方面的研究。E-mail: heb@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2022YFF0802003, 国家自然科学基金项目 42475020, 国家重大科技基础设施“地球系统数值模拟装置”

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2022YFF0802003), National Natural Science Foundation of China (Grant 42475020), National Large Scientific and Technological Infrastructure “Earth System Numerical Simulation Facility”

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Uncertainties in cloud simulations can affect key physical processes in climate modelling. Using satellite data from CloudSat/CALIPSO and CERES, together with ERA5 reanalysis data, this study analyzes the distribution characteristics of global climatological cloud fraction and cloud radiative effects (CREs) simulated by the atmospheric component FAMIL in the climate system model FGOALS-f3 at resolutions of 100, 25, and 12.5 km. Moreover, the study investigates the potential sources of simulation errors based on the Xu–Randall cloud diagnostic scheme. The results show that at different resolutions, cloud fraction is underestimated in low-latitude areas and overestimated in high-latitude areas and that the simulation performance changes nonlinearly with increasing resolution. On the global scale, the deviation in the 25 km model increases compared with the 100 km model, and the cloud fraction deviation of the 12.5 km model is approximately 4% higher than that of the 25 km model in regions such as the Western Pacific Warm Pool. As model resolution increases, the simulated CRE decreases in association with a reduction in cloud fraction. In the Xu–Randall scheme, relative humidity (RH) is the dominant factor controlling climatological cloud fraction. Resolution enhancement further changes RH by affecting variables such as temperature and vertical velocity, thereby indirectly affecting cloud fraction bias. The weak vertical velocity in the 100 km model indirectly leads to underestimation of middle- and high-level cloud fractions in low-latitude areas. The higher temperature in the 25 km model compared with the 100 km model increases the cloud fraction bias. Furthermore, the lower temperature in the 12.5 km model compared with the 25 km model decreases the cloud fraction bias.

Keywords Global atmospheric circulation model, High resolution, Numerical simulation, Cloud fraction, Cloud radiative effect

1 引言

云在气候系统中扮演着重要角色，其通过调节辐射和能量平衡、参与水循环过程，对全球气候有着决定性影响（Ramanathan et al., 1989; GEWEX Cloud System, Science Team, 1993）。云量、云状、云高和云水含量等云参数的细微变化，都可能改变气候系统的辐射和能量平衡，进而对天气和气候产生显著影响（汪宏七和赵高祥, 1994; 赵高祥和汪宏七, 1994; 张华等, 2022）。根据一维辐射对流模式的研究，当云量、云光学厚度以及云高均增加 3% 时，可以导致地气系统的太阳短波辐射强迫与红外长波辐射强迫之和为 -4.78 W m^{-2} ，足以抵消大气 CO_2 浓度倍增所引起的辐射强迫（刘玉芝等, 2007）。云高的变化影响短波和长波云辐射效应，低云反射太阳短波辐射，减少地表能量输入，表现为冷却效应；高云吸收地面长波辐射，增强大气层内能量滞留，表现为温室效应（张华等, 2009; 吕巧谊等, 2017; Berry et al., 2020）。政府间气候变化专门委员会（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC）多次评估报告指出，云仍是未来气候预测中不确定性极高的因素，不同气候模式间云量模拟的差异是气候不确定性的重要来源，因而改进模式对云的描述和相应辐射的表示，是提高气候预测准

确性的首要任务（IPCC, 2007, 2014, 2023）。

过去数十年来，提高气候模式对云的模拟能力一直是研究的重点和难点。在耦合模式比较计划（the Coupled Model Intercomparison Project, 简称 CMIP）各阶段中，云和云辐射效应的模拟始终存在明显偏差，例如 CMIP3 阶段对云的模拟偏差主要体现在云量、液态水含量和云辐射效应的方面（Lauer and Hamilton, 2013）。Jiang et al.（2012）通过 NASA-Train 卫星观测评估了模式中云的模拟情况，指出 CMIP5 在全球范围内模拟总云量、云水路径和云冰路径较 CMIP3 有明显改善。与 CMIP5 相比，CMIP6 进一步改进了模拟效果，但也表现出更高的气候敏感性（Zelinka et al., 2020）。CAMSCSM 在 CMIP6 调整了积云对流方案中云水向降水的转换率，但其模拟的热带太平洋仍存在系统性降水高估和热带辐合带偏差（Rong et al., 2021）。Lauer et al.（2023）利用卫星数据评估并比较了 CMIP6 和 CMIP5 历史模拟结果，对于总云量、云水路径和云辐射效应等参数，CMIP6 多模式集合均值在均值偏差（mean bias）、空间型相关系数（pattern correlation）和相对均方根偏差（relative root-mean square deviation）方面略优于 CMIP5 集合均值，但与 CMIP5 相比，CMIP6 模式间的差异

并未显著减少。

在全球大气模式发展过程中, 提高模式水平分辨率是国际前沿的研究热点 (俞永强等, 2024)。但在气候模拟领域, 水平分辨率的提高对云和辐射等过程的影响十分复杂。研究表明, 在低分辨率下, 模式无法区分次网格尺度和网格尺度的云特征, 而倾向于将多个独立小对流云团合并为大云团, 使得云量增加; 随着分辨率提高到中等水平, 模式解析能力提高, 能够分辨出部分云结构, 减少了低分辨率下因小对流云团合并造成的虚假云量, 但仍无法充分解析云结构; 当分辨率进一步提高, 能够更准确地捕捉对流云的结构和分布时, 云量通常增加 (Glotfelty et al., 2020; Zhang and Zhang, 2022)。高分辨率模式能够更准确地模拟云的分布和类型, 从而改善大气中的辐射传输过程, 包括太阳辐射和长波辐射的吸收与反射 (Davini et al., 2022)。但研究指出, 水平分辨率的提升对辐射偏差的影响因模式而异, 如 CESM2 模式在较高水平分辨率下表现出更好的辐射模拟能力; 但在特定条件下, 某些低分辨率模式的模拟结果可能优于高分辨率模式 (Lin and Yu, 2022)。

中国科学院 (CAS) 大气物理研究所 (IAP) 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 开发了全球耦合气候系统模式 FGOALS-f3 (The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model Finite Volume version 3)。多项评估研究表明, 该模式的云量模拟偏差依赖于分辨率的改进。在低分辨率版本 (FGOALS-f3-L) 中, 模式显著低估白天低云量并高估高云量, 影响了云辐射效应偏差评估的准确性 (Yang et al., 2025)。在高分辨率版本 (FGOALS-f3-H) 中, 对流过程和云结构得到更好解析, 热带气旋模拟随之改进 (Li et al., 2021); 但 CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy Systems) 数据显示短波云辐射效应的日变化偏差仍达观测值的 30% (Bao et al., 2020)。当前 FGOALS-f3-L/H 下, 云量垂直结构特征是否被准确刻画, 云量和云辐射效应偏差随分辨率如何变化, 这些问题尚不清楚, 还需要进一步发展更高分辨率模式, 并系统比较不同分辨率下的模拟差异。

因此, 本文旨在通过对比 CloudSat/CALIPSO 和 CERES 卫星观测资料, 从云的空间分布和垂直结构角度, 评估 FGOALS-f3 全球大气环流模式

FAMIL 在不同分辨率 (100 km、25 km 和 12.5 km) 下全球云分布和云辐射效应的模拟能力, 并结合 ERA5 再分析资料, 从相对湿度和垂直环流等方面, 探究水平分辨率提升的影响以及模拟误差的可能来源。

2 数据资料说明

2.1 观测和再分析数据

CloudSat 和 CALIPSO 卫星于 2006 年发射, 是 A-Train 卫星的组成部分。两颗卫星轨道高度约为 705 km, 倾斜角为 98.26°, 在几乎相同的轨道平面上运行, 因而能够对同一区域进行准同步观测, 提供互补的云和气溶胶垂直剖面信息 (Stephens et al., 2002)。在 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的 R04 版本数据产品中, 2B-GEOPROF 提供 CloudSat 云廓线雷达探测的云信息, 2B-GEOPROF-LIDAR 提供 CALIPSO 激光雷达探测的云信息。为便于比较, 本文使用了产品原始轨道资料格点化并做月平均处理后的数据, 其水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直层从 1000~0 hPa, 共 41 层; 使用的单层变量有总云量、高云量、中云量、低云量, 多层变量仅总云量。

CERES 是搭载于 TRMM、Terra 和 Aqua 卫星上的地球辐射能量系统探测器, CERES-EBAF 是该计划发布的关键数据产品, 旨在对地球的辐射能量收支进行精确估算 (数据网站: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ceres-ebaf-clouds-and-earths-radiant-energy-systems-ceres-energy-balanced-and-filled> [2025-07-20])。本研究使用了 CERES EBAF Ed4.2 产品 (水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$) 提供的大气层顶月平均辐射通量数据, 包括全天空和晴空下的短波辐射通量、长波辐射通量, 以及短波云辐射效应、长波云辐射效应。

ERA5 是欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 发布的全球再分析资料, 空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 垂直方向从地表延伸至 1 hPa, 共 37 层。本文选取该资料的相对湿度、温度、经向风、垂直速度等变量。为保证数据的一致性和可比性, 本研究统一以上数据资料均采用 2007 年 1 月至 2010 年 12 月这一时间段, 并且将云量插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 将辐射通量、相对湿度、温度、经向风和垂直速度等数据插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 以匹配卫星观测数据。

2.2 模式介绍

由 LASG/IAP 发展的 FGOALS-f3 目前有三种

分辨率: FGOALS-f3-L (“L”表示 100 km 的低水平分辨率)、FGOALS-f3-H (“H”表示 25 km 的高水平分辨率)以及 FGOALS-f3-HH 版本(目前发展中的更高分辨率 12.5 km)。

FGOALS-f3-L 包含五个组成部分: 大气模式 FAMIL2.2 (He et al., 2019; Bao et al., 2020; Li et al., 2021)、海洋模式 LICOM3.0 (Li et al., 2020)、陆面模式 CLM4.0 (Lawrence et al., 2011)、海冰模式 CICE4.0 (Hunke and Lipscomb, 2010)以及 NCAR 开发的耦合器 CPL7 (Craig et al., 2012)。FGOALS-f3-L 大气分量 FAMIL2.2 (version 2.2 of the Finite-volume Atmospheric Model) 的动力框架采用了有限体积的立方球面网格 (Bao et al., 2010, 2013; Zhou et al., 2015), 水平分辨率约为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。在垂直方向上, 模式采用了 32 层的混合坐标, 最顶层到 2.16 hPa。主要物理参数化方案包括云微物理方案 (Lin et al., 1983; Harris and Lin, 2014)、边界层参数化方案 (Park and Bretherton, 2009)、重力波拖曳参数化方案 (Palmer et al., 1986)、显示对流计算方案 (Bao and Li, 2020)、云量参数化方案 (Xu and Randall, 1996)、辐射传输参数化方案 (Clough et al., 2005)。

FGOALS-f3-H 和 FGOALS-f3-HH 模式的组成和模式物理过程与 FGOALS-f3-L 相同, 三个模式版本唯一区别就是水平分辨率的不同。FGOALS-f3-H 中的 FAMIL2.2 水平分辨率约为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 而 FGOALS-f3-HH 的约为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 。FGOALS-f3-L/H 目前已参与了多个 CMIP6 项目, 包括气候的诊断、评估和表征 (the Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima, 简称 DECK) 试验 (He et al., 2019, 2020b), 历史气候模拟试验 (Bao et al., 2020), 以及一些 CMIP6 批准的 MPIs, 如全球季风模式比较计划 (GMMIP; He et al., 2020a)、高分辨率模式比较计划 (HighResMIP; Bao et al., 2020) 等。

2.3 AMIP 试验设计介绍

国际大气环流模式比较计划 (Atmospheric Model Intercomparison Project, AMIP) 是 CMIP6 DECK 试验之一, 其利用 1979 年以来的观测海温和海冰数据作为边界条件, 开展大气环流模拟, 以评估模式在受观测海洋条件约束下的表现 (Eyring et al., 2016)。在 AMIP 试验中, 外强迫场均使用了月平均观测值: 海温和海冰观测数据由 PCMDI

(The program for Climate Model Diagnosis & Intercomparison) 提供; 温室气体采用了 Meinshausen et al. (2017) 的全球平均浓度; 太阳辐射来自于 Matthes et al. (2017) 的太阳辐照度变化; 臭氧来自于 CCMI (Chemistry-Climate Model Initiative); 气溶胶包括五类 (硫酸盐、海盐、黑碳、有机碳和沙尘), 来自于 NCAR CAM-Chem 模式 (Community Atmosphere Model with Chemistry; Lamarque et al., 2012); 土地利用数据是平均气候态 (Hurt et al., 2011)。

AMIP 试验包含三个集合成员 (r1i1p1f1、r2i1p1f1 和 r3i1p1f1), 所有成员使用的物理参数和外部强迫均相同, 仅通过起始时间差异生成初始条件扰动 (He et al., 2019)。本研究三个分辨率模式均使用了 r1i1p1f1 输出了 2007~2010 年的云量、辐射通量、温湿风等变量数据, 用于讨论不同分辨率下云辐射效应的模拟评估。为方便展示和描述, 本文简称 CMIP6 AMIP 试验的低分辨率模式为 100 km 模式、高分辨率模式为 25 km 模式, 基于 AMIP 试验设计的更高分辨率为 12.5 km 模式。

3 云量的模拟

3.1 总云量空间分布

CloudSat/CALIPSO 卫星观测的 2007~2010 年全球年平均云量空间分布如图 1 所示。总云量空间分布 (图 1a) 呈现赤道附近区域总云量普遍在 70% 以上, 特别是非洲中部、西太暖池、南美北部, 总云量达 80% 以上。赤道地区为 Hadley 环流上升区, 对流旺盛, 有利于形成高云, 如图 1b 赤道附近高云量大多在 60% 以上; 中云量较少 (图 1c), 仅 20% 左右; 低云 (图 1d) 受到海洋表面的水汽和温度的影响, 东太平洋低云量能达 50% 左右, 其余区域低云量均少于 40%。因而赤道及其附近地区总云量的大值区主要由高云量贡献。在副热带地区, Hadley 环流的下沉气流抑制了云量的垂直发展, 在南北纬 30° 附近, 高云量相比于赤道地区减少了约 30%, 大部分区域中云量低于 10%, 低云量在海洋上普遍在 50% 左右、陆地则为 20% 左右。可见副热带地区总云量较赤道地区的偏少, 且总云量主要是由高云量和低云量贡献。中高纬度地区总云量大值区主要在分布太平洋北部、大西洋北部以及南大洋等海域, 云量达 80%, 且云量大值区主要集中在低层。

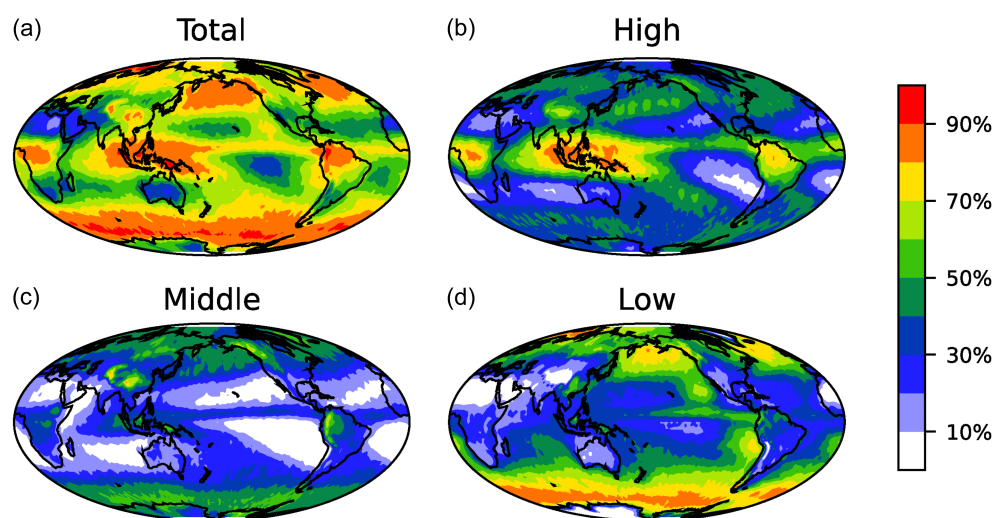


图1 2007~2010年 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的全球年平均 (a) 总云量、(b) 高云云量、(c) 中云云量和 (d) 低云云量的空间分布。
Fig. 1 Spatial distributions of the global annual average cloud fraction observed by CloudSat/CALIPSO satellites during 2007–2010: (a) Total cloud fraction; (b) high-level cloud fraction; (c) mid-level cloud fraction; (d) low-level cloud fraction.

图 2a 为 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的总云量 (同图 1a), 右上角 M 表示全球平均值。图 2b–d 为全球大气环流模式 FAMIL 中三组不同分辨率试验模拟的 2007–2010 年年平均总云量, 右上角 RMSE (Root Mean Square Error) 为均方根误差, 数值越小表明空间分布模拟得越好; MB (Mean Bias) 表示该模式与 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的全球平均偏差, 负值表示模式云量整体偏少。对比图 2b–d, 随着模式分辨率的提高, RMSE 数值变小, 更高分辨率模式模拟云量的空间分布特征更准确, 但 MB 绝对值随分辨率增大, 整体云量持续偏低, 即总云量模拟在数值上仍有明显偏差。以 100 km 模式与观测相比较 (图 2e) 为例, 整体上模式在低纬度地区模拟偏少、高纬度地区模拟偏多, 偏差程度普遍达 12% 以上, 尤其是低纬度和高纬度地区。对比模式不同分辨率之间的差异发现, 25 km 模式相比于 100 km 模式总云量在大部分区域仍是偏少的 (图 2f), 尤其是在赤道及附近地区, 低估程度仍达 10% 左右。而相比于 25 km 模式, 更高分辨率的 12.5 km 模式 (图 2g) 在大部分陆地地区出现了明显的改善, 大多有 4% 左右; 而在西太暖池区域的模拟改善最为突出, 甚至达到 10%。可见, 随着分辨率 100 km、25 km 到 12.5 km 的变化, 总云量的模拟并未呈现简单的单调递减变化, 尤其是从 25 km 到 12.5 km 的提升, 这种变化是非线性的。

3.2 纬向平均云量垂直结构

图 1 表明不同高度的云量对总云量的贡献不同。为了更直观地了解云量在垂直结构上的情况, 图 3a 给出 CloudSat/CALIPSO 卫星观测的云量纬向平均的垂直结构, 赤道及其附近地区处于 Hadley 环流上升支, 存在明显的深对流结构, 且云量大值区主要集中于高层 100~300 hPa 左右; 副热带地区盛行下沉气流, 云量较少, 以低云量为主; 而中高纬度地区 Ferrel 环流与极地环流相遇, 形成极锋, 中低层云量发展旺盛。云量的垂直结构与图 1b–d 云量空间分布匹配。然而, 三种分辨率模式均不能再现深对流结构 (图 3b–d), 并且随着分辨率的提高, 高层云量大值中心位置稍低、范围缩减。模式模拟的副热带地区云量一致低估, 高纬度地区则为高估, 与图 2 空间分布结果匹配。图 3e 100 km 模式与卫星观测的偏差显示, 云量低估从 925 hPa 延伸到 400 hPa, 尤其是 925~700 hPa, 负偏差达 8% 以上; 对流层顶也表现为云量低估, 尤其是低纬度上。云量高估主要分布于对流层 200~400 hPa 附近, 正偏差在 2%~5% 左右; 以及高纬度地区 700 hPa 以下, 正偏差甚至达 16% 以上。因此, 100 km 分辨率下, 低纬度地区云量在空间分布上大范围的低估主要来源于其垂直方向上中低层 (925~400 hPa) 云量的模拟不足, 高纬度地区云量的高估主要是高纬度上整层云量的过度模拟。当分辨率提高到 25 km 时, 相比于 100 km

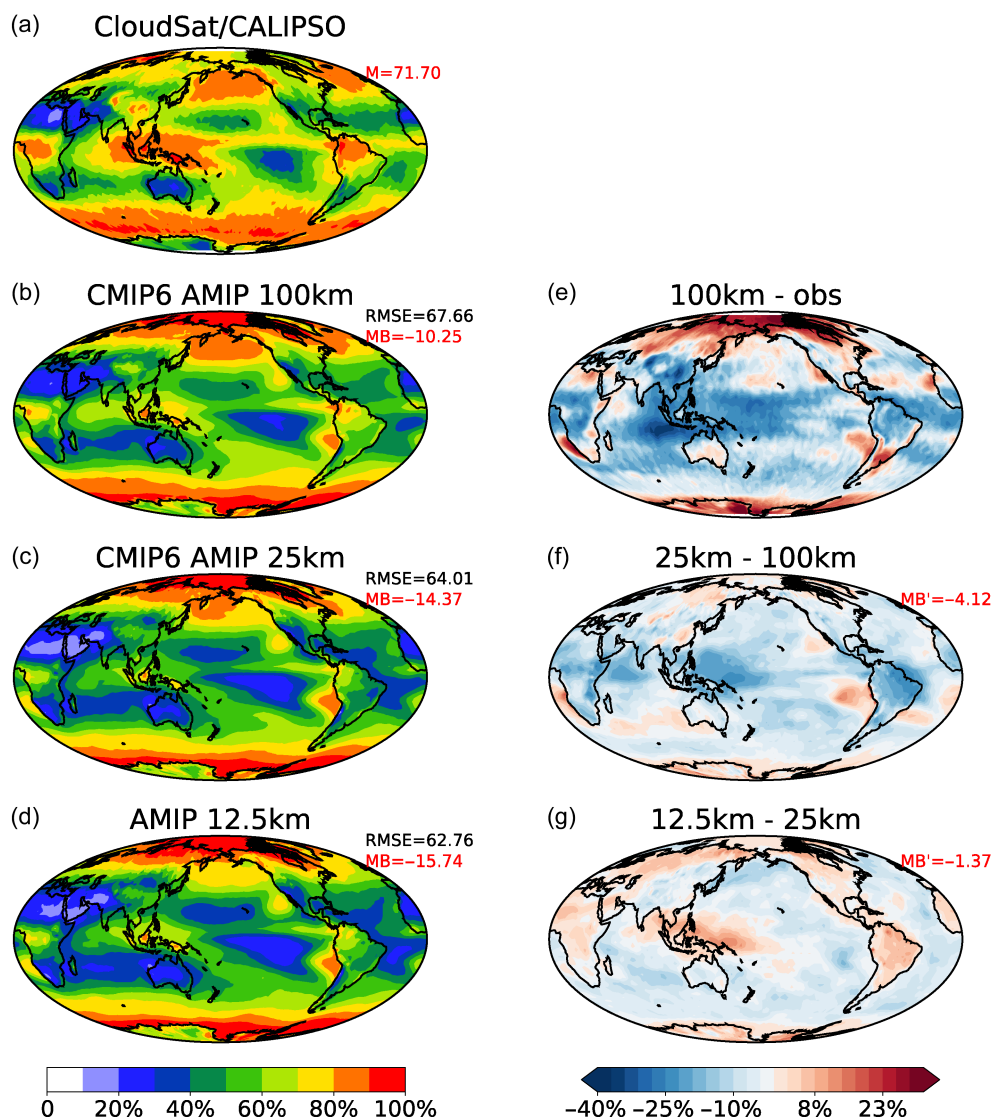


图2 2007~2010年(a) CloudSat/CALIPSO卫星观测和(b-d)国际大气环流模式比较计划(AMIP)不同分辨率模拟的全球年平均总云量空间分布及其(e-g)偏差:(b) 100 km模式;(c) 25 km模式;(d) 12.5 km模式;(e) 100 km模式与观测的差值;(f) 25 km模式与100 km模式的差值;(g) 12.5 km模式与25 km模式的差值。图中 M 表示观测的全球空间平均, RMSE表示模式与观测的均方根误差, MB表示模式与观测的平均偏差, MB'表示模式与模式的平均偏差,下同。

Fig. 2 Spatial distributions of the global annual average total cloud fraction and (e-g) biases during 2007–2010 by (a) CloudSat/CALIPSO satellite observations and (b-g) AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) simulations with different resolutions: (b) 100 km model; (c) 25 km model; (d) 12.5 km model; (e) 100 km model minus observations; (f) 25 km model minus 100 km model; (g) 12.5 km model minus 25 km model. In figures, M represents the global spatial mean of the observations, RMSE denotes the root mean square error between the model and observations, MB represents the mean bias between the model and observations, MB' indicates the mean bias between different model configurations, the same below.

模式云量模拟仍是低估的,在垂直结构上整体偏少了2%~5%(图3f),赤道附近700~200 hPa负偏差达5%以上,即中高层大气中25 km分辨率的云量模拟效果并没有得到明显改善。而与25 km模式相比,更高分辨率的12.5 km模式模拟的云量不再持续减少。如图3g所示,12.5 km模式在850~200 hPa的中低纬度地区云量模拟改善,较25 km模

式的偏多1%左右。尽管改善数值较小,但在一定程度上缓解了100 km模式和25 km模式下的严重低估。

4 云辐射效应的影响

4.1 短波云辐射效应

图4第一列为CERES卫星观测的短波辐射,其余三列是模式模拟结果。参考Wild(2020),

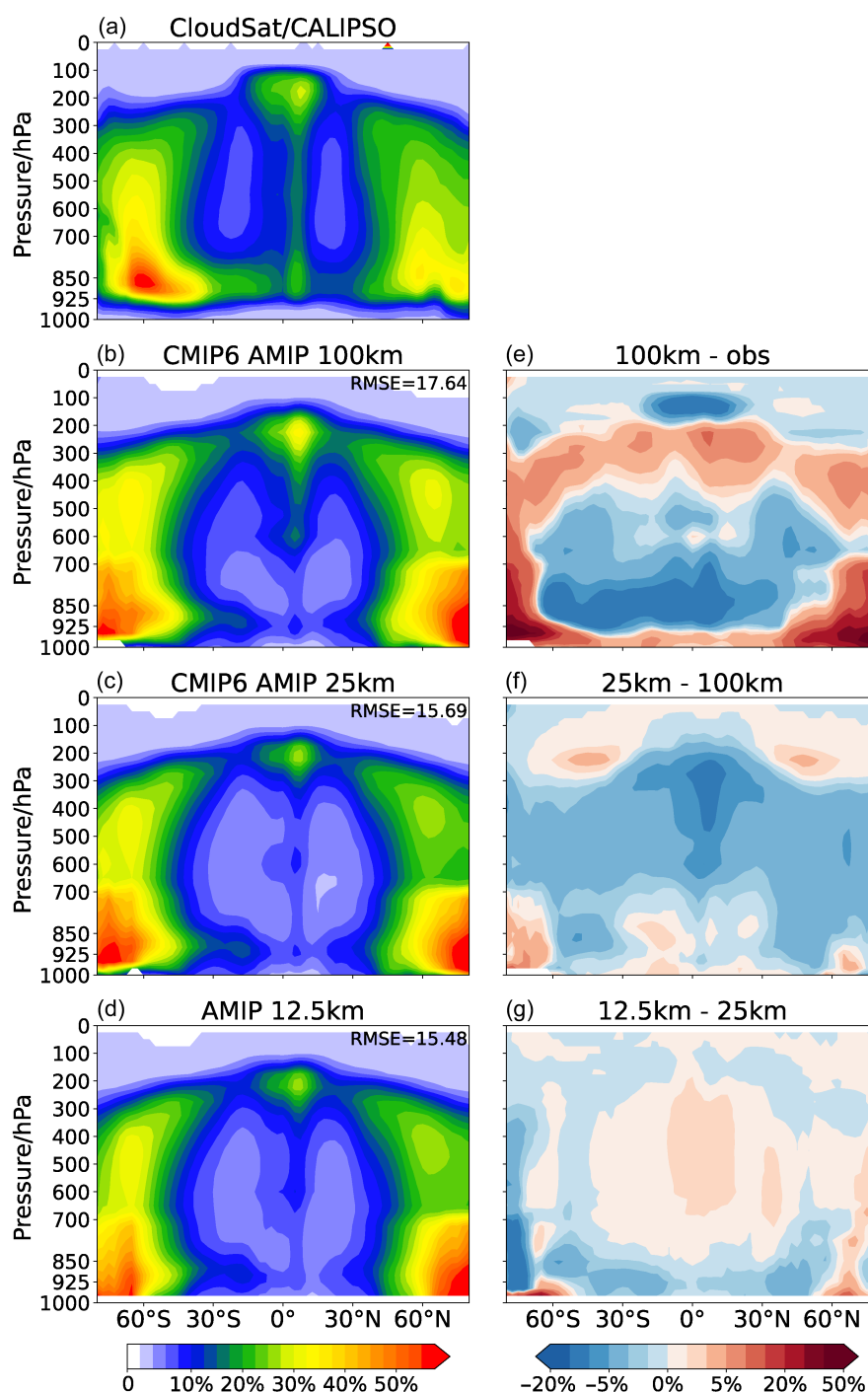


图3 2007~2010年(a) CloudSat/CALIPSO卫星观测和(b-d) AMIP不同分辨率模拟的全球年平均云量纬向平均垂直结构及其(e-g)偏差:(b) 100 km模式;(c) 25 km模式;(d) 12.5 km模式;(e) 100 km模式与观测的差值;(f) 25 km模式与100 km模式的差值;(g) 12.5 km模式与25 km模式的差值。

Fig. 3 Zonal mean vertical structure of the global annual average cloud fraction and (e-g) biases during 2007–2010 by (a) CloudSat/CALIPSO satellite observations and (b-d) AMIP simulations with different resolution: (b) 100 km model; (c) 25 km model; (d) 12.5 km model; (e) 100 km model minus observations; (f) 25 km model minus 100 km model; (g) 12.5 km model minus 25 km model.

短波云辐射效应 (SWCRE, 图 4i) 定义为向上短波辐射 (图 4a) 减去晴空向上短波辐射 (图 4e)。其中, 向上短波辐射包含被云层阻挡并反射回太空

的太阳短波辐射和地表反射的太阳短波辐射, 晴空向上短波辐射是指无云时主要由气溶胶粒子散射和地表反射的太阳短波辐射。取向辐射为正值, 则

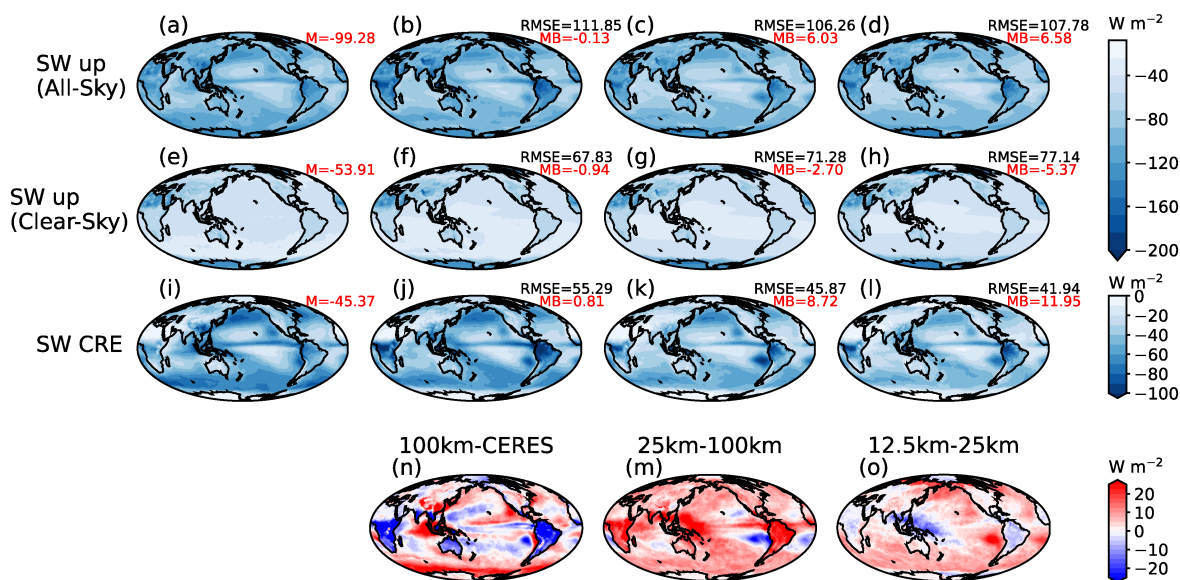


图 4 2007~2010 年 CERES 卫星观测 (第一列) 以及 AMIP 100 km 模式 (第二列)、AMIP 25 km 模式 (第三列) 和 AMIP 12.5 km 模式 (第四列) 模拟的全球年平均全天空向上短波辐射 (第一行)、晴空向上短波辐射 (第二行) 和短波云辐射效应 (第三行) 的空间分布, (n-o) 分别是 AMIP 100 km 模式减观测、AMIP 25 km 模式减去 100 km 模式结果以及 AMIP 12.5 km 模式减去 25 km 模式结果的短波云辐射效应偏差分布。

Fig. 4 Global annual mean spatial distributions of all-sky upward shortwave radiation (top line), clear-sky upward shortwave radiation (second line), and shortwave cloud radiative effect (SWCRE, third line) during 2007–2010 as observed by CERES satellite (first column), and as simulated by AMIP 100 km model (second column), AMIP 25 km model (third column), and AMIP 12.5 km model (fourth column) resolutions. Panels (n-o) show the SWCRE differences for: AMIP 100 km model minus observations, AMIP 25 km model minus 100 km model results, and AMIP 12.5 km model minus 25 km model results, respectively.

向上短波辐射和晴空向上短波辐射均为负值, 且晴空向上短波辐射的绝对值更小。

结合图 1a 和图 4a, 在云量多的地区 (如赤道地区), 到达地表的短波辐射减少, 向上短波辐射增多, 导致其辐射变强, 绝对值增大, 因而计算得到的 SWCRE 绝对值增大, 冷却效应增强; 在云量少的地区 (如副热带地区), 向上短波辐射减少, 因而 SWCRE 绝对值减小, 冷却效应减弱。从模式模拟的情况来看, 三种不同分辨率模式模拟的辐射分布结构与 CERES 观测结果基本一致, 总云量多的地区向上短波辐射强, SWCRE 绝对值更大; 云量偏少的地区向上短波辐射弱, SWCRE 绝对值更小。图 4n-o 是将 SWCRE 两两计算差值的结果, 差值为正值表示作为减数的模式在该区域 SWCRE 绝对值更小。需要说明的是, 由于卫星观测的总云量和辐射通量使用不同的数据资料, CERES 结果仅作参考, 不深入讨论模式与其之间的偏差, 本文主要关注不同分辨率模式之间的差异。

由图 2f 可知, 与 100 km 模式相比, 25 km 模式模拟的云量在大部分地区低估加剧。对应的

图 4m 显示了 25 km 与 100 km 模式之间 SWCRE 的差值, 大部分地区 25 km 模式模拟的 SWCRE 绝对值比 100 km 模式更小, 冷却效应减弱, 在低纬度对流旺盛区域差异可达 20 W m^{-2} 。随着分辨率提高到 12.5 km, 图 2g 显示部分地区总云量相对于 25 km 并未持续减少, 对应的图 4o 显示 12.5 km 模式 SWCRE 绝对值在低纬度地区高于 25 km 模式, 尤其在西太暖池区域甚至偏高 $10 \sim 20 \text{ W m}^{-2}$ 。因此, 高分辨率 25 km 模式在低纬度对流区域低估了云量的模拟, 导致对应区域模拟的 SWCRE 偏低、冷却效应减弱; 而在更高分辨率 12.5 km 模式下, 云量低估和由此造成的冷却效应在部分对流区域有所改善。

4.2 长波云辐射效应

图 5 展示了长波云辐射效应 (LWCRE) 的结果, 与图 4 的分析类似, LWCRE 定义为输出长波辐射减去晴空输出长波辐射, 两者均为负值。由于没有云层阻挡, 晴空输出长波辐射更强, 即绝对值更大, 因而计算得到的 LWCRE 为正值。

CloudSat/CALIPSO 卫星观测的总云量 (图 2a)

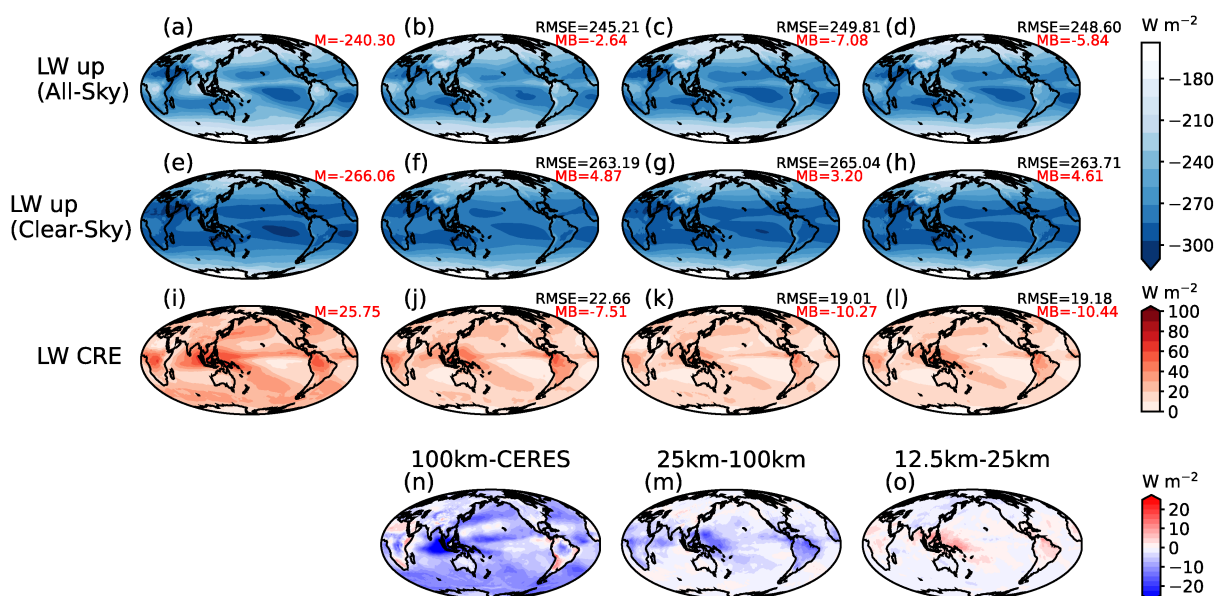


图5 2007~2010年 CERES 卫星观测（第一列）以及 AMIP 100 km 模式（第二列）、AMIP 25 km 模式（第三列）和 AMIP 12.5 km 模式（第四列）模拟的全球年平均全天空输出长波辐射（第一行）、晴空输出长波辐射（第二行）和长波云辐射效应（第三行）的空间分布。（n-o）分别是 AMIP 100 km 模式减观测、AMIP 25 km 模式减 100 km 模式结果、AMIP 12.5 km 模式减 25 km 模式结果的长波云辐射效应偏差分布。

Fig. 5 Global annual mean spatial distributions of all-sky outgoing longwave radiation (top line), clear-sky outgoing longwave radiation (second line), and longwave cloud radiative effect (LWCRE, third line) during 2007–2010 as observed by CERES satellite (first column), and as simulated by AMIP 100 km (second column), AMIP 25 km (third column), and AMIP 12.5 km (fourth column) models. Panels (n–o) show the LWCRE differences for: AMIP 100 km model minus observations, AMIP 25 km minus 100 km models, and AMIP 12.5 km minus 25 km models, respectively.

与 CERES 卫星观测的辐射（图 5a）结合分析表明，在云量较多的地区，云层阻挡长波向外辐射，即输出长波辐射弱，计算得到的 LWCRE 值更高（图 5i），保温效应强。与短波辐射结果类似，三种分辨率模式同样较好再现了 CERES 卫星观测的辐射空间分布结构。随着分辨率的提高，模式中输出长波辐射（图 5b–d）和晴空输出长波辐射（图 5f–h）发生明显变化，尤其在低纬度地区，其范围均呈现先扩大后略有缩小。随着输出长波辐射的变化，LWCRE 明显先变低后变高（图 5j–l），西太暖池区域最为明显。图 2 中模式模拟的总云量随分辨率的变化具有非线性特征，该特征同样体现在 LWCRE 中。图 5m 显示，在低纬度地区，25 km 模式模拟的 LWCRE 值比 100 km 模式偏低约 10 W m^{-2} （保温效应减弱），在西太暖池等对流旺盛区域甚至偏低 18 W m^{-2} 以上，这与 25 km 模式模拟的总云量比 100 km 模式偏少相吻合（图 2f）。从图 5o 可见，12.5 km 模式模拟的 LWCRE 值相对于 25 km 模式偏高（保温效应增强），在西太暖池与南美北部等区域最为显著，普遍偏高 3% 以上。

这与图 2e 低纬度地区 12.5 km 模式模拟的总云量比 25 km 模式偏多相一致。

5 基于诊断云参数化方案的模拟误差原因分析

云的形成与水汽的多寡密切相关，而大气中的水汽含量常用相对湿度 RH（Relative Humidity）来衡量。RH 定义为大气中水汽压与同温度下饱和水汽压的百分比，其主要由比湿和饱和水汽压决定：

$$\text{RH} = \frac{e}{e_s} \times 100\% = \frac{q \cdot P}{e_s} \times 100\%, \quad (1)$$

其中， e 为水汽压， e_s 为饱和水汽压， q 为比湿， P 为气压。RH 越高，水汽越接近饱和状态，空气越湿润，反之空气越干燥（刘俊红等, 2023）。而 e_s 又是温度 T 的函数，则有：

$$e_s(T) = \begin{cases} 610.78 \cdot \exp\left[\frac{17.67(T-273.15)}{T-29.65}\right], & T \geq 268.15\text{K}, \\ 610.78 \cdot \exp\left[\frac{22.514(T-273.15)}{T}\right], & T \leq 233.15\text{K}, \end{cases} \quad (2)$$

式中, $T \geq 268.15$ K 时计算得到水面饱和水汽压, $T \leq 233.15$ K 时计算为冰面饱和水汽压。因此 RH 与 q 和 T 相关联。

在 FAMIL 中, 云量诊断参数化应用了 Xu and Randall (1996) 方案 (以下简称 Xu-Randall 方案)。该方案是一种基于大尺度变量的半经验诊断方法, 通过建立 RH 和云水混合比与云量的统计关系来估算云量。Xu-Randall 方案将云分为层状云和积云两类, 并认为在上对流层 (300~230 hPa) 的层状云在整个三维云中占主导, 尤其是深对流活跃时, 因此在该方案中主要考虑了层状云的模拟:

$$C_s = \begin{cases} \text{RH}^{0.25} \left[1 - \exp \left(- \frac{100 \cdot \bar{q}_l}{[q^* (1 - \text{RH})]^{0.49}} \right) \right], & \text{RH} < 1, \\ 1, & \text{RH} > 1, \end{cases} \quad (3)$$

其中, C_s 为总云量中的层状分量, $\bar{q}_l$ 为大尺度平均凝结水 (云水和云冰) 混合比, q^* 为饱和水汽混合比, 公式中的系数 (0.25、100 和 0.49) 是通过模拟数据的统计拟合和物理约束优化得到的。

对于云量重叠假设的处理, 模式中采用最大随机重叠假设 (Iacono et al., 2000), 既考虑了云量在垂直方向上的连续性, 又考虑了被晴空层分离的云层间的随机重叠。而各层云量是基于气压范围对高、中、低云进行划分, 高云气压范围为 50~400 hPa, 中云为 400~700 hPa, 低云为 700 hPa 到近地表。

图 6 为 ERA5 再分析资料 (图 6a) 与模式模拟 (图 6b-d) 的相对湿度纬向平均垂直结构及其差异 (图 6e-g)。图 6a 中 RH 与云量垂直结构 (图 3a) 类似, 低纬度地区 RH 大值区从地表延伸到 500 hPa 左右; 副热带地区因下沉气流抑制, 饱和水汽主要集中在 850 hPa 以下; 中高纬度地区温度低, 水汽易达到饱和, 故 RH 大值区范围向上空扩展。模式三种分辨率的 RH 垂直结构 (图 6b-d) 与 ERA5 再分析资料 (图 6a) 总体形态一致, 但存在系统性偏差。低分辨率下, RH 整体上比 ERA5 再分析资料偏高 (图 6e), 尤其是南半球中高纬度地区的 925~700 hPa。结合图 3e 云量垂直结构偏差, 100 km 模式模拟的云量在 925~400 hPa 偏少, 与 RH 的偏高并不对应。不同分辨率模式间的 RH 差异 (图 6f-g) 与云量差异 (图 3f-g) 垂直结构也并非完全匹配。25 km 模式较 100 km 模式在 400~200 hPa 的 RH 偏低 (图 6f), 且负值区随着纬度

增高向中低层扩展; 400 hPa 以下的 RH 普遍偏高, 其中 RH 差异在副热带地区最大, 向赤道和高纬度递减。图 6f 的 RH 差异结构与图 3f 云量差异有相似之处, 但 RH 的低估比云量的低估明显范围更窄、高度层更高。12.5 km 模式较 25 km 模式模拟的 RH 一致偏低 (图 6g), 而图 3g 显示云量在中低纬度地区 850~200 hPa 明显偏多。

当前模式使用的云量诊断方案以 RH 作为关键因子, 但全球尺度分析表明, RH 偏差与总云量偏差存在结构上的不匹配, 这种不一致性突显了云量对区域环境的敏感性。取西太平洋暖池作散点图量化区域 RH 和总云量的统计关系 (图 7), 该区域是全球对流最旺盛、云过程最复杂的典型区域之一, 具有极强的代表性。观测显示 (图 7 左列), 中高层 RH 和云量呈显著正相关 (相关系数 $R > 60\%$), 但低层 RH 均值超 75% 时云量并未同步增加。模式中 RH 和云量呈现过度线性化现象, 相关系数甚至达到 96% (图 7b-c), 远超观测。各分辨率模式的垂直方向上 (对比同一分辨率), 亦表现为中高层 RH—云量相关性高, 低层 RH > 50% 但云量骤降至 25% 以下, 相关性显著降低。不同分辨率间对比显示, 100 km 模式和 25 km 模式的 RH 和云量的敏感性较强, 12.5 km 模式的数据点离散度增大、但敏感性更趋近观测。因此云量和 RH 区域敏感度在对流层中高层偏高, 而更高分辨率模式下诊断云量与气候态云量差异有所改善。

根据公式 (1) 和 (3), RH 与比湿 q 和温度 T 密切相关。由于 q 变化量级小 (约 $10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$), 对 RH 变动的贡献不显著, 因而 RH 偏差可主要追溯至温度异常。图 8 为温度纬向平均的垂直结构及偏差情况。在 100 km 模式下 (图 8e), 低纬度地区的中高层温度较 ERA5 的偏低。根据克拉珀龙-克劳修斯关系, 温度偏低导致饱和水汽压减小, 促使水汽析出凝结成云, 云量增加。但 100 km 模式对应高度的模拟云量反而减少 (图 3e), 这表明该分辨率下两者物理关系存在不一致性。当分辨率提高到 25 km 时 (图 8f), 200 hPa 以下温度普遍偏高, 饱和水汽压增大抑制凝结, 云量减少 (图 3f), 温度与云量关系的一致性得到改善。更高分辨率 12.5 km 下 (图 8g), 低纬度 850~200 hPa 温度偏低, 对应云量增加 (图 3g)。综上, 随着分辨率的提升, 温度与云量关系的物理一致性有所改善, 并呈现出非线性特征。

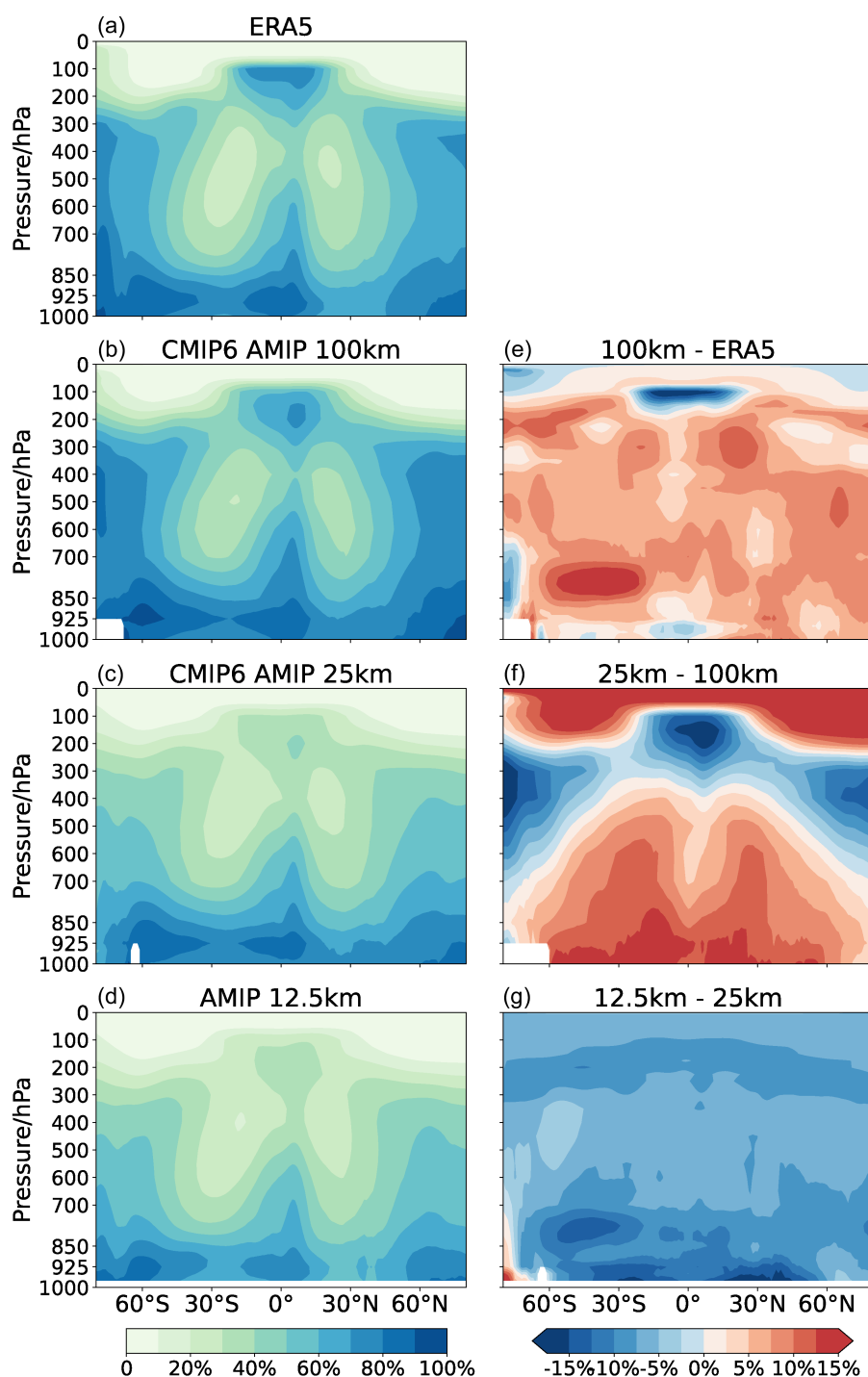


图6 同图3, 但为相对湿度纬向平均的垂直结构及其偏差。

Fig. 6 Same as Fig. 3, but for the zonal mean vertical structure of relative humidity and their biases.

尽管模式中对流运动为诊断量, 但其通过水汽垂直输送、温度平流和云水转换率显著影响云的生成 (刘屹岷等, 2007; 刘琨等, 2010)。图9展示了垂直环流纬向平均分布及偏差。垂直速度中定义负值表示上升运动, 因而模式与观测偏差分析时需注意, 上升运动正偏差表示模式上升气流偏弱, 下沉

运动正偏差表示下沉气流偏强。图9e显示热带和中高纬度地区上升运动为正偏差, 表明100 km模式上升运动偏弱, 抑制云的形成, 与图3a云量偏少一致; 副热带地区下沉运动为负偏差, 即100 km模式下沉气流较弱, 云量应偏多, 但实际模式中副热带地区云量被低估。25 km模式相比于100 km

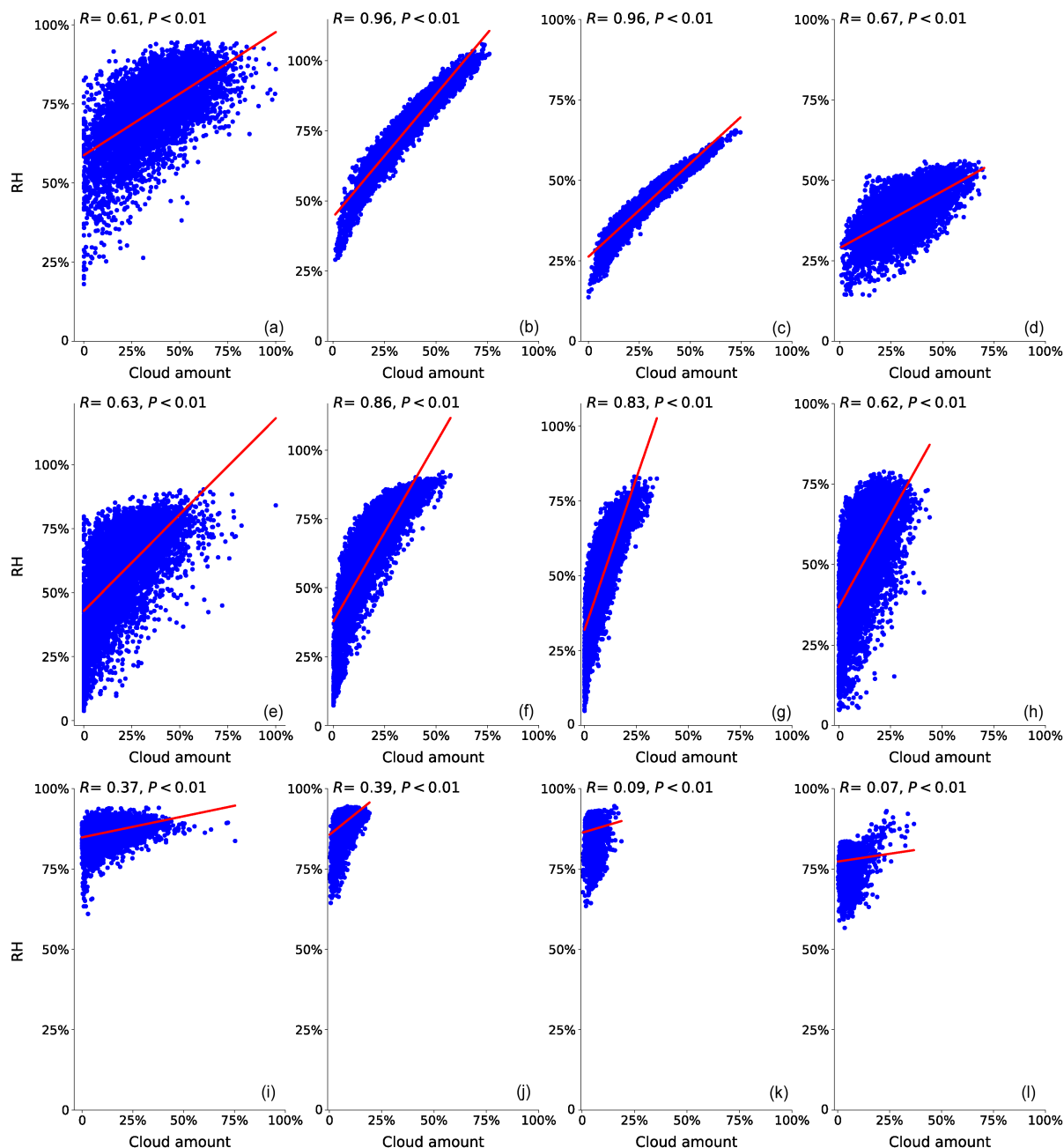


图 7 2007~2010 年西太平洋区域 CloudSat/CALIPSO 卫星观测 (第一列) 及 AMIP 100 km (第二列)、25 km (第三列)、12.5 km (第四列) 模式模拟的 200 hPa (第一行)、500 hPa (第二行)、925 hPa (第三行) 年平均相对湿度与云量的散点关系。图中红色线为线性拟合曲线。

Fig. 7 Scatter relationships between annual mean relative humidity and cloud fraction at 200 hPa (top line), 500 hPa (second line), and 925 hPa (third line) over the Western Pacific region during 2007–2010 from CloudSat/CALIPSO satellite observations (first column) and AMIP simulations with resolutions of 100 km (second column), 25 km (third column), and 12.5 km (fourth column). In figures, the red lines represent linear fitting curves.

模式上升运动偏强 (图 9f), 本应促进云量增加, 但图 3f 中 25 km 模式云量偏少, 模式可能低估了上升运动中水汽凝结成云的效率; 同时, 25 km 模式的下沉运动偏强未能抑制云量发展, 模式可能低估了副热带地区边界层过程 (如湍流混合、逆温层等) 对低云的影响。更高分辨率的 12.5 km 相比于

25 km 模式垂直运动均偏弱 (图 9g), 与云量偏差无显著关联 (图 3g)。在模式参数化方案中, 垂直运动由对流参数化方案诊断得到, 而气候态下垂直运动与云量通过辐射—环流反馈形成稳定关联。由上述分析可知, 模式模拟的垂直运动偏差与云量偏差并不完全对应, 这种不一致性与参数化方案的

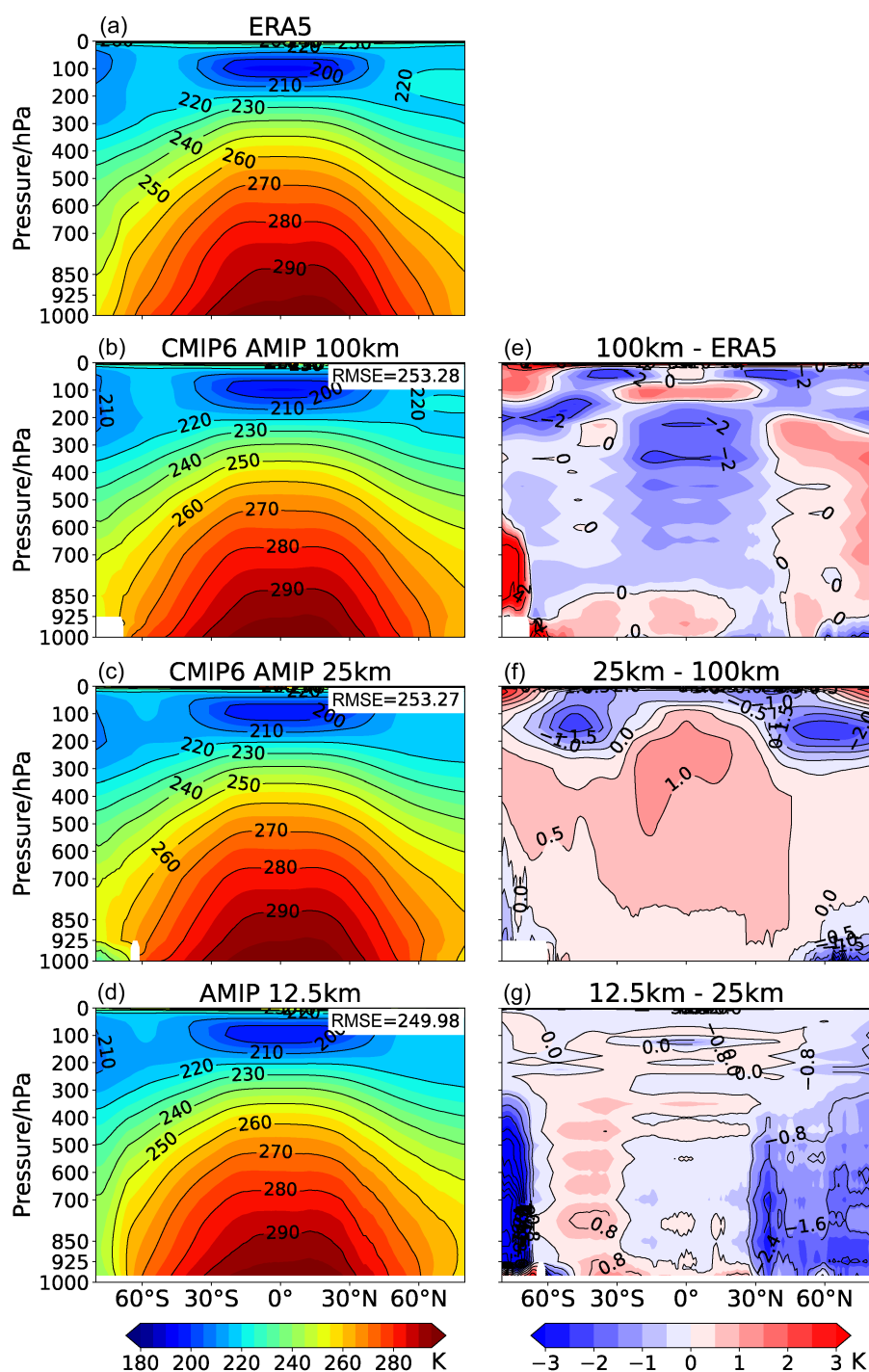


图8 同图3, 但为温度纬向平均的垂直结构及其偏差(单位: K)。

Fig. 8 Same as Fig. 3, but for the zonal mean vertical structure of temperature and their biases (units: K).

选择有关。

6 总结与讨论

本文通过与 CloudSat/CALIPSO 和 CERES 卫星观测资料对比, 分析 FGOALS-f3 全球大气环流

模式 FAMIL 100 km、25 km 和 12.5 km 的云量和云辐射效应分布特点, 并与 ERA5 再分析资料对比, 基于云量参数化方案, 从相对湿度、温度、环流场等方面探究模拟误差的可能来源。主要结论有:

(1) 不同分辨率模式模拟的总云量空间分布

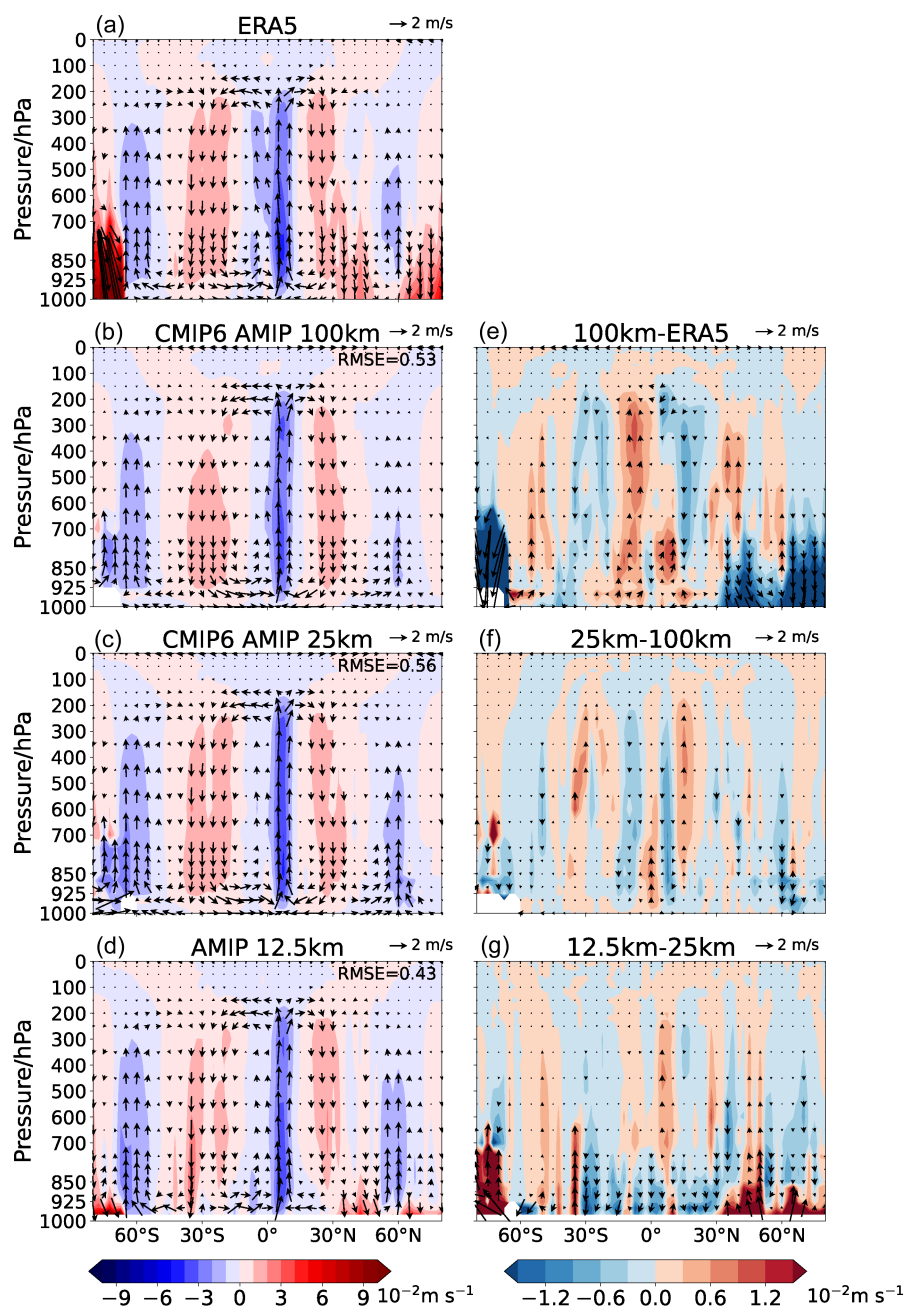


图9 同图3, 但为垂直环流纬向平均的垂直结构及其偏差(单位: 10^{-2} m s^{-1})。

Fig. 9 Same as Fig. 3, but for the zonal mean vertical structure of the vertical circulation and their bias (units: 10^{-2} m s^{-1}).

一致呈现低纬度地区被低估、高纬度地区被高估的特征, 这种偏差主要来源于云垂直结构的模拟差异。例如, 低纬度地区的低估来源于 925~400 hPa 云量的模拟不足。随着分辨率的提升, 25 km 模式偏差加剧, 12.5 km 模式相比 25 km 模式云量模拟改善 4% 左右, 尤其是西太暖池等区域。短波云辐射效应和长波云辐射效应均随总云量的减少而偏低, 并且随分辨率的提升呈现非线性变化。

(2) 基于 Xu-Randall 云量诊断方案, 相对湿度是模拟云量的关键基本量。在对流旺盛区域的中高层, 相对湿度与云量敏感度最高; 100 km 和 25 km 模式区域敏感度高于 12.5 km 模式, 但后者相关系数更接近于观测。模式中相对湿度和云量的偏差在范围、高度和程度上并非完全匹配的, 其通过温度和垂直速度的偏差影响相对湿度, 间接作用于云量偏差。例如, 100 km 模式垂直速度偏弱弱间

接影响低纬度地区中高层云量被低估; 25 km 模式相比于 100 km 模式温度偏高, 水汽凝结效率低, 中高层云量偏差增大; 更高分辨率 12.5 km 模式较 25 km 模式在中层出现显著的低温, 促使水汽饱和, 云量偏差减小。

由于本文诊断方法本质上是讨论了气候态总云量和大尺度温度和相对湿度的关系, 相当于在模式外构建一个简化模型, 利用物理意义明确且易于获取的气候态大尺度变量(相对湿度、温度、垂直速度)作为切入点, 分析云量偏差的环境场驱动因子, 这与模式内部实际的云物理计算过程存在差异。尽管云—辐射—环流存在相互作用, 但在气候平均态下, 环境场与云量形成了动态平衡, 且统计关系显著(Houze, 1997)。然而, 在副热带层云区和高纬地区, Xu-Randall 方案未充分表征低层静力稳定度的非线性影响, 当层云云量的控制因素从大尺度条件转移到低层局地静力稳定度或相关的湍流混合、夹卷过程时, 主导物理机制的权重偏移并不清楚, 需进一步开展数值试验明确相关关系。

目前, 本研究评估的 FAMIL 模式的 100 km 和 25 km 并未打开云模拟器, 也未参与 CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project) 计划, 因而无法深入理解云反馈机制及其不确定性。Wang et al. (2014) 评估了均应用了 CFMIP 云模拟器(COSP)的 BCC_AGCM 两个版本, COSP 的应用提升了评估的准确性, 解释了模式在云垂直结构及辐射反馈中边界层云缺陷等问题。在未来研究工作中, 需要进一步考虑参与 CFMIP 计划, 利用其云模拟器及反诊断试验, 深化分辨率对云过程与反馈响应的机制研究。

参考文献 (References)

- Bao Q, Li J. 2020. Progress in climate modeling of precipitation over the Tibetan Plateau [J]. *Natl. Sci. Rev.*, 7(3): 486–487. doi:10.1093/nsr/nwaa006
- Bao Q, Wu G X, Liu Y M, et al. 2010. An introduction to the coupled model FGOALS1.1-s and its performance in East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27(5): 1131–1142. doi:10.1007/s00376-010-9177-1
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land system model, Spectral Version 2: FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(3): 561–576. doi:10.1007/s00376-012-2113-9
- Bao Q, Liu Y M, Wu G X, et al. 2020. CAS FGOALS-f3-H and CAS FGOALS-f3-L outputs for the high-resolution model intercomparison project simulation of CMIP6 [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 13(6): 576–581. doi:10.1080/16742834.2020.1814675
- Berry E, Mace G G, Gettelman A. 2020. Using a-train observations to evaluate East Pacific cloud occurrence and radiative effects in the community atmosphere model [J]. *J. Climate*, 33(14): 6187–6203. doi:10.1175/JCLI-D-19-0870.1
- Clough S A, Shephard M W, Mlawer E J, et al. 2005. Atmospheric radiative transfer modeling: A summary of the AER codes [J]. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 91(2): 233–244. doi:10.1016/j.jqsrt.2004.05.058
- Craig A P, Vertenstein M, Jacob R. 2012. A new flexible coupler for Earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1 [J]. *Int. J. High Perform. Comput. Appl.*, 26(1): 31–42. doi:10.1177/1094342011428141
- Davini P, Fabiano F, Sandu I. 2022. Orographic resolution driving the improvements associated with horizontal resolution increase in the Northern Hemisphere winter mid-latitudes [J]. *Wea. Climate Dyn.*, 3(2): 535–553. doi:10.5194/wcd-3-535-2022
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. *Geosci. Model Dev.*, 9(5): 1937–1958. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- GEWEX Cloud System, Science Team. 1993. The GEWEX cloud system study (GCSS) [J]. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74(3): 387–399. doi:10.1175/1520-0477(1993)074<0387:TGCSS>2.0.CO;2
- Glotfelty T, Alapaty K, He J, et al. 2020. Studying scale dependency of aerosol–cloud interactions using multiscale cloud formulations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 77(11): 3847–3868. doi:10.1175/JAS-D-19-0203.1
- Harris L M, Lin S J. 2014. Global-to-regional nested grid climate simulations in the GFDL high resolution atmospheric model [J]. *J. Climate*, 27(13): 4890–4910. doi:10.1175/JCLI-D-13-00596.1
- He B, Bao Q, Wang X C, et al. 2019. CAS FGOALS-f3-L model datasets for CMIP6 historical atmospheric model intercomparison project simulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(8): 771–778. doi:10.1007/s00376-019-9027-8
- He B, Liu Y M, Wu G X, et al. 2020a. CAS FGOALS-f3-L model datasets for CMIP6 GMMIP tier-1 and tier-3 experiments [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(1): 18–28. doi:10.1007/s00376-019-9085-y
- He B, Yu Y Q, Bao Q, et al. 2020b. CAS FGOALS-f3-L model dataset descriptions for CMIP6 DECK experiments [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 13(6): 582–588. doi:10.1080/16742834.2020.1778419
- Houze Jr R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? [J]. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78(10): 2179–2196. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2
- Hunke E C, Lipscomb W H. 2010. CICE: The Los Alamos sea ice model documentation and software user's manual, version 4.1 [R]. LA-CC-06-012.
- Hurt G C, Chini L P, Frohling S, et al. 2011. Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100: 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands [J]. *Climatic Change*, 109(1–2): 117. doi:10.1007/s10584-011-0153-2

- Iacono M J, Mlawer E J, Clough S A, et al. 2000. Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3 [J]. *J. Geophys. Res.*, 105(D11): 14873-14890. doi:10.1029/2000JD900091
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC* [M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2014. *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [M]. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781107415324
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [M]. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009157896
- Jiang J H, Su H, Zhai C X, et al. 2012. Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA “A-Train” satellite observations [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 117(D14): D14105. doi:10.1029/2011JD017237
- Lamarque J F, Emmons L K, Hess P G, et al. 2012. CAM-chem: Description and evaluation of interactive atmospheric chemistry in the community earth system model [J]. *Geosci. Model Dev.*, 5(2): 369–411. doi:10.5194/gmd-5-369-2012
- Lauer A, Hamilton K. 2013. Simulating clouds with global climate models: A comparison of CMIP5 results with CMIP3 and satellite data [J]. *J. Climate*, 26(11): 3823–3845. doi:10.1175/JCLI-D-12-00451.1
- Lauer A, Bock L, Hassler B, et al. 2023. Cloud climatologies from global climate models—a comparison of CMIP5 and CMIP6 models with satellite data [J]. *J. Climate*, 36(2): 281–311. doi:10.1175/JCLI-D-22-0181.1
- Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. 2011. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the community land model [J]. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 3(1): M03001. doi:10.1029/2011MS00045
- Li J X, Bao Q, Liu Y M, et al. 2021. Effect of horizontal resolution on the simulation of tropical cyclones in the Chinese academy of sciences FGOALS-f3 climate system model [J]. *Geosci. Model Dev.*, 14(10): 6113–6133. doi:10.5194/gmd-14-6113-2021
- Li Y W, Liu H L, Ding M R, et al. 2020. Eddy-resolving simulation of CAS-LICOM3 for phase 2 of the ocean model intercomparison project [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(10): 1067–1080. doi:10.1007/s00376-020-0057-z
- Lin Q J, Yu J Y. 2022. The potential impact of model horizontal resolution on the simulation of atmospheric cloud radiative effect in CMIP6 models [J]. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 33(1): 21. doi:10.1007/s44195-022-00021-3
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 22(6): 1065–1092. doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2
- 刘俊红, 徐振红, 张修诚. 2023. 温度变化对空气中水汽的影响分析 [J]. *科学技术与社会*, 2(1): 1–6. Liu Junhong, Xu Zhenhong, Zhang Xiucheng. 2023. Analysis of the impact of temperature changes on water vapor in the air [J]. *J. Sci. Technol. Soc. (in Chinese)*, 2(1): 1–6. doi:10.57237/j.jsts.2023.01.001
- 刘琨, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 2010. SAMIL 模式中 Tiedtke 积云对流方案对热带降水模拟的影响 [J]. *大气科学*, 34(1): 163–174. Liu Kun, Liu Yimin, Wu Guoxiong, et al. 2010. The impacts of the modified Tiedtke cumulus convective parameterization scheme on the tropical rainfall simulation in SAMIL model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34(1): 163–174. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.01.15
- 刘屹岷, 刘琨, 吴国雄. 2007. 积云对流参数化方案对大气含水量及降水的影响 [J]. *大气科学*, 31(6): 1201–1211. Liu Yimin, Liu Kun, Wu Guoxiong. 2007. The impacts of the cumulus convective parameterization on the atmospheric water-content and rainfall simulation in SAMIL [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(6): 1201–1211. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.15
- 刘玉芝, 石广玉, 赵剑琦. 2007. 一维辐射对流模式对云辐射强迫的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31(3): 486–494. Liu Yuzhi, Shi Guangyu, Zhao Jianqi. 2007. A study of the radiative forcing of clouds by using a one-dimensional radiative-convective model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(3): 486–494. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.03.12
- 吕巧谊, 张玉轩, 李积明. 2017. 南半球中高纬度区域不同类型云的辐射特性 [J]. *气象学报*, 75(4): 596–606. Lü Qiaoyi, Zhang Yuxuan, Li Jiming. 2017. Radiative characteristics of various cloud types over southern mid-high latitudes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 75(4): 596–606. doi:10.11676/qxb2017.039
- Matthes K, Funke B, Andersson M E, et al. 2017. Solar forcing for CMIP6 (v3.2) [J]. *Geosci. Model Dev.*, 10(6): 2247–2302. doi:10.5194/gmd-10-2247-2017
- Meinshausen M, Vogel E, Nauels A, et al. 2017. Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (CMIP6) [J]. *Geosci. Model Dev.*, 10(5): 2057–2116. doi:10.5194/gmd-10-2057-2017
- Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. 1986. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112(474): 1001–1039. doi:10.1002/qj.49711247406
- Park S, Bretherton C S. 2009. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model [J]. *J. Climate*, 22(12): 3449–3469. doi:10.1175/2008JCLI2557.1
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth radiation budget experiment [J]. *Science*, 243(4887): 57–63. doi:10.1126/science.243.4887.57

- Rong X Y, Li J, Chen H M, et al. 2021. The CMIP6 historical simulation datasets produced by the climate system model CAMS-CSM [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 38(2): 285–295. doi:10.1007/s00376-020-0171-y
- Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation [J]. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83(12): 1771–1790. doi:10.1175/BAMS-83-12-1771
- Wang F, Xin X G, Wang Z Z, et al. 2014. Evaluation of cloud vertical structure simulated by recent BCC_AGCM versions through comparison with CALIPSO-GOCCP data [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31(3): 721–733. doi:10.1007/s00376-013-3099-7
- 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(S1): 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(S1): 910–932. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.z1.15
- Wild M. 2020. The global energy balance as represented in CMIP6 climate models [J]. *Climate Dyn.*, 55(3–4): 553–577. doi:10.1007/s00382-020-05282-7
- Xu K M, Randall D A. 1996. A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53(21): 3084–3102. doi:10.1175/1520-0469(1996)053<3084:ASCPFU>2.0.CO;2
- Yang H T, Chen G X, Wang W C, et al. 2025. Decomposing the bias of shortwave cloud radiative effect in a climate model using machine learning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 52(12): e2024GL114203. doi:10.1029/2024GL114203
- 俞永强, 安博, 刘海龙, 等. 2024. FGOALS 高分辨率气候模式系统模式研制与应用综述 [J]. *大气科学*, 48(1): 200–217. YU Yongqiang, AN Bo, LIU Hailong, et al. 2024. Review of the Development and Application of the High-Resolution Climate System Model FGOALS [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 48(1): 200–217. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2309.23317
- Zelinka M D, Myers T A, McCoy D T, et al. 2020. Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47(1): e2019GL085782. doi:10.1029/2019GL085782
- 张华, 马井会, 郑有飞. 2009. 沙尘气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究 [J]. *气象学报*, 67(4): 510–521. Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. 2009. A modeling study of global radiative forcing due to dust aerosol [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67(4): 510–521. doi:10.11676/qxxb2009.051
- 张华, 王菲, 汪方, 等. 2022. 全球气候变化中的云辐射反馈作用研究进展 [J]. *中国科学: 地球科学*, 52(3): 400–417. Zhang Hua, Wang Fei, Wang Fang, et al. 2022. Advances in cloud radiative feedbacks in global climate change [J]. *Scientia Sinica Terrae* (in Chinese), 52(3): 400–417. doi:10.1360/SSTe-2021-0052
- Zhang Z J, Zhang G J. 2022. Dependence of convective cloud properties and their transport on cloud fraction and GCM resolution diagnosed from a cloud-resolving model simulation [J]. *J. Mar. Sci. Eng.*, 10(9): 1318. doi:10.3390/jmse10091318
- 赵高祥, 汪宏七. 1994. 云和辐射 (II): 环流模式中的云和云辐射参数化 [J]. *大气科学*, 18(S1): 933–958. Zhao Gaoxiang, Wang Hongqi. 1994. Cloud and radiation II cloud and cloud radiation parameterizations in general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 18(S1): 933–958. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.z1.16
- Zhou L J, Bao Q, Liu Y M, et al. 2015. Global energy and water balance: Characteristics from finite-volume atmospheric model of the IAP/LASG (FAMIL1) [J]. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7(1): 1–20. doi:10.1002/2014MS000349