

文章编号: 2096-1618(2023)06-0689-12

# 深对流方案闭合条件变化对全球-区域一体化模式降水模拟的影响

徐 婷<sup>1</sup>, 李晓涵<sup>2,3</sup>, 车玉章<sup>1</sup>, 彭新东<sup>2,4</sup>, 杜 宇<sup>1</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 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. 航天宏图信息技术股份有限公司 2035 未来实验室, 北京 100195; 4. 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京 100081)

**摘要:**针对全球-区域一体化模式 (GRIST) 在热带对流降水过多的问题, 将 Zhang-Mcfarlane (ZM) 闭合假设中对流在固定时间内消耗全部对流有效位能 (CAPE) 改为消耗一定比例的对流有效位能, 从而减少对流降水。选取对流消耗 95%、90%、80%、75% CAPE 进行敏感实验, 分析闭合假设变化对降水、云及其辐射效应的影响。结果表明, 降水对 CAPE 消耗比例最敏感。不完全消耗 CAPE 会减少热带降水, 主要表现为减小了赤道东太平洋、亚马逊以及印度尼西亚降水正偏差, 其中 CAPE95 和 CAPE90 的降水模拟结果与观测更为接近。相比于其他实验, CAPE90 消除了秋季的双赤道辐合带, 夏季的双赤道辐合带也有所缓解。对流消耗 CAPE 量减少时, 热带太平洋弱降水发生的频率减小且强度增强。相比于降水, 云及其辐射效应对对流消耗 CAPE 量无明显敏感性。

**关键词:** ZM 深对流参数化方案; 闭合假设; 降水模拟

**中图分类号:** P435

**文献标志码:** A

**doi:** 10.16836/j.cnki.jcuit.2023.06.011

## 0 引言

降水作为大气水循环的重要组成, 对云和辐射反馈有着重要影响, 与国家生产活动、经济发展和人类生活密切相关。降水、云和辐射之间有明显的相互作用, 云量的变化直接影响辐射效应, 辐射效应对地气系统有着加热或冷却的作用, 辐射效应驱动整个大气环流, 决定温度、水汽和降水的变化<sup>[1]</sup>。

数值模式作为降水预报的主要工具, 对降水的模拟存在一定难度。在模式中, 降水过程主要是通过次网格积云对流过程和格点尺度凝结过程产生。因为在有限的运算资源下, 全球气候模式的水平分辨率通常远大于积云对流活动的水平尺度, 模式无法直接解析积云对流过程, 只能利用模式可解析的大尺度网格变量来表述积云对流过程的统计特征, 称为积云对流参数化方法<sup>[2]</sup>, 在天气模式和气候模式中广泛应用<sup>[3-6]</sup>。尽管显式解析对流过程的超级参数化方案和风暴解析模式模拟的对流降水结果和观测较为一致<sup>[7-8]</sup>, 但由于其计算成本较高, 目前难以进行长时间尺度的数值积分。因此, 传统的积云对流参数化方案仍是全球气候模式中描述积云对流降水的主要手段。

目前全球气候模式对降水的数值模拟仍存在一些偏差。Tian 等<sup>[9]</sup>对最新的 CMIP6 模式 (coupled model intercomparison project phase 6) 对降水模拟进行评估, 发现参与比较计划的地球系统模式均能合理地再现全球主要的降水带, 如赤道辐合带、南太平洋辐合带、孟加拉湾、大西洋、印度洋、赤道亚马逊、赤道非洲、菲律宾及南海的降水大值区, 但模式在热带地区模拟的降水偏多, 尤其是在赤道东太平洋、东南太平洋及菲律宾群岛等区域, 主因之一是生成的对流降水过多, 导致在热带地区总降水过多<sup>[10-13]</sup>。同时, 大部分气候模式存在明显的双赤道辐合带偏差, 主要表现为全年大部分时间赤道南北两侧各自存在一条纬向大值降水雨带, 而在观测中只有春季存在较弱的双赤道辐合带<sup>[9, 14-18]</sup>。此外, 大多数气候模式存在高频弱降水问题, 主要表现为高估了热带地区的弱降水频率, 低估了强降水的强度和频率<sup>[14, 19-22]</sup>。

前人研究表明, 积云对流参数化方案对降水的数值模拟结果有直接影响, 被认为是降水模拟的主要误差来源之一<sup>[23]</sup>。积云对流参数化方案的设计和发展反映了对积云对流的理论认识, 因此有必要对积云对流参数化方案进行持续研究, 深化对积云对流活动的认识, 并改善数值模式对降水的模拟效果<sup>[24]</sup>。积云对流参数化方案通常由对流触发条件、闭合假设及云模

收稿日期: 2022-11-25

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (42075151, 42205160)

通信作者: 彭新东. E-mail: pengxd@cma.gov.cn

型构成。积云对流参数化方案中的闭合假设决定了对流强度,并直接影响对流降水。根据 Arakawa-Schubert (A-S) 准平衡理论的闭合假设<sup>[2]</sup>,参数化对流的强度由对流生命期内消耗 CAPE (convective available potential energy) 的速率决定。Yang 等<sup>[25]</sup>表明降水的数值模拟对 ZM 深对流参数化方案中的 CAPE 是比较敏感的,不同的 CAPE 对应不同的降水模拟结果,当闭合假设中 CAPE 减小时,对流降水减少,对应的总降水也有减弱,总降水与 GPCP 之间的平均偏差和均方根误差有所减小,相比于未修改的 CAPE,总降水和对流降水的技巧评分均有所提高。

中国自主研发的全球-区域一体化模式 (global-to-regional integrated forecast system, GRIST) 致力于探索从天气到气候的多尺度无缝隙模拟和预报。GRIST 是基于非结构六边形网格的静力/非静力模式 (可选),其耦合架构中包含面向中短期天气预报和长期气候模拟的多个物理过程参数化方案包<sup>[26-27]</sup>。本研究选用适用于长期气候模拟的物理参数化方案配置,包括:ZM 深对流方案<sup>[28]</sup>、University of Washington (UW) 浅对流方案和边界层湿湍流方案<sup>[29-30]</sup>、Morrison-Gottelman (MG08) 云微观方案<sup>[31]</sup>、Park-Bretherton-Rasch (Park14) 云宏观方案<sup>[32]</sup>、Rapid Radiative Transfer Model for GCMs (RRTMG) 长短波辐射方案<sup>[33]</sup>。陆面模式采用 Noah MultiParameterization Land Surface Model<sup>[34]</sup> (Noah-MP)。各个物理过程按从湿过程到干过程的顺序串行耦合,有利于长期积分中能量和质量的守恒。

GRIST 在该配置下能够产生合理的气候态降水分布特征,但存在局地偏差,如热带地区降水偏多,双赤道辐合带偏差及高频弱降水问题。结合前人研究,推测这类降水偏差有可能是受 ZM 深对流参数化方案的影响<sup>[35]</sup>。因此,本研究主要通过修改 ZM 深对流参数化方案闭合假设中对流消耗的 CAPE 量来改善 ZM 方案对降水的模拟,并通过与原方案的对比,探究降水发生变化后,不同 CAPE 量下云和辐射的变化。

## 1 ZM 深对流方案闭合假设的修改设计

### 1.1 ZM 深对流方案简介

ZM 为质量通量型参数化方案,主要通过烟雨流集合来描述深对流过程。首先将边界层内最大湿静能处的高度作为气块抬升的起始层,并将抬升凝结高度所在层作为云底。初始时刻,上升气流在云底部具有

相同的质量通量。ZM 方案中的闭合假设根据 A-S 准平衡理论,即对流对 CAPE 的影响近似平衡于大尺度环境对 CAPE 的影响。对流在固定调整时间内 (一般为 1 h) 消耗掉大尺度环境累积的 CAPE。CAPE 由气块在上升过程中湿绝热过程产生的浮力积分来表征。其计算:

$$CAPE = \int_{p_b}^{p_t} R_d (T_v - T_{ve}) d \ln p$$

式中,  $p_t$  为云顶处的气压,  $p_b$  为云底处的气压,  $R_d$  为干空气气体常数,  $T_v$  为气块虚温,  $T_{ve}$  为环境虚温。此外,引入环境大气对气块的稀释作用,在计算 CAPE 时考虑了上升的气块与环境之间存在混合过程<sup>[35]</sup>。ZM 对流方案的触发条件为:当 CAPE 超过 70 J/kg 时,则深对流触发。

闭合假设通过云底质量通量决定对流的强度,云底质量通量满足:

$$M_b = F (CAPE - CAPE_{lim}) / \tau$$

式中, CAPE 为对流有效位能,  $CAPE_{lim}$  为对流触发时的 CAPE 阈值,通常为 70 J/kg,  $\tau$  为对流调整时间,一般为 1 h,  $F$  为每单位质量通量消耗 CAPE 的速率。

### 1.2 ZM 深对流闭合的修订

闭合假设决定对流的强度,在 ZM 方案中对流强度与 CAPE 成正比,对流消耗全部 CAPE 时,容易产生过多的对流降水,从而导致热带地区总降水偏多。

本研究通过修改闭合假设中消耗的 CAPE 量,将 ZM 原闭合假设改为固定时间内 (1 h) 消耗一定比例的 CAPE,通过改变闭合假设中消耗不同比例的 CAPE,探究不同的 CAPE 量对降水、云量和辐射的影响。进行了 4 组敏感性实验,对流分别消耗 95%、90%、80%、75% 的 CAPE。例如,消耗 95% CAPE 的闭合假设如下:

$$M_b = 0.95 \times F (CAPE - CAPE_{lim}) / \tau$$

## 2 数值实验设计

设计 5 组长期气候模拟的敏感性实验,采用原 ZM 方案闭合假设的数值模拟作为 CTRL 实验,采用对流消耗 95% CAPE、90% CAPE、80% CAPE、75% CAPE 作为闭合假设的数值模拟分别作为 CAPE95、CAPE90、CAPE80 以及 CAPE75 实验。两个实验均以观测的逐月海表温度和海冰密度数据作为气候背景<sup>[37]</sup>。模式采用静力动力框架,水平分辨率为 1°,垂直方向采用

Lorenz 分层,分为 30 层,模式顶为 40 km。模拟时间从 2000 年 5 月 26 日开始,积分 5.5 年,其中前半年为模式调整阶段。所用观测资料为 GPCP (2.5°×2.5°) 全球降水逐月平均数据以及 2001 年 GPCP (1°×1°) 逐日降水数据用于评估降水频率和强度结构<sup>[38]</sup>。此外,还用到 2001–2005 年 CloudSat 卫星资料<sup>[39]</sup> 及 CERES-EBAF 的辐射数据<sup>[40]</sup> 来检验不同的 CAPE 量对云和辐射的影响。

为检验消耗不同百分比 CAPE 的闭合假设对 ITCZ 及其变化的影响,文中用衡量双 ITCZ 偏差的指标,分别是热带降水非对称指数<sup>[9,41–42]</sup> (TPAI)、南 ITCZ 指数<sup>[43]</sup> (SII) 及降水技巧评分<sup>[44]</sup> (PSS)。TPAI 是 0°~20°N 与 0°~20°S 平均降水之差与 20°S~20°N 平均降水的比值,当其与观测的该指数越接近,表明模式的双 ITCZ 偏差越小。SII 主要衡量东太平洋干池降水的偏差,其定义为 0°~20°S, 100°W~150°W 的平均降水。当双 ITCZ 偏差比较明显时,东太平洋干池降水偏多且降水带过多地向西延伸<sup>[15]</sup>。PSS 主要通过模式与观测之间的空间相关系数以及标准偏差来衡量 20°S~20°N 降水的预报评分, PSS 的计算如下:

$$PSS = (1 + RA)^4 / 4 (SD + 1/SD)^2$$

其中 RA、SD 分别为 20°S~20°N 模式和观测之间的空间相关系数和标准偏差。PSS 越大,双 ITCZ 偏差越小。

## 3 结果分析

### 3.1 降水平均态

全球年平均降水主要分布在赤道辐合带 (ITCZ)、南太平洋辐合区 (SPCZ)、印度洋、孟加拉湾、赤道非洲以及亚马逊地区 (图 1 a)。CTRL 实验能合理地再现主要的降水带,但高估了 ITCZ、SPCZ、印度尼西亚、阿拉伯海、南海及青藏高原南部的降水 (图 1b),降水正偏差主要集中在南北纬 30° 以内,其中最大正偏差出现在南美西岸的赤道东太平洋上,其值为 29.34 mm/d。CTRL 在印度洋和中国东部降水有负偏差 (图 1c)。此外,CTRL 模拟结果存在双赤道辐合带偏差,其主要表现为:在全年大多数时间内,北支 ITCZ 和南支 SPCZ 降水过强,同时 SPCZ 降水带过多地向东延伸至西经 150°,与北支 ITCZ 形成双赤道辐合带 (图 1b)。相比于 CTRL,CAPE95、CAPE90、CAPE80 以及 CAPE75 的模拟均减小了赤道太平洋降水正偏差,尤其是在赤道东太平洋。其中 CAPE95 和 CAPE90 在赤道太平洋降

水正偏差减小最为明显,与 GPCP 之间的偏差最小,这主要是因为随着闭合假设中消耗的 CAPE 百分比减小,赤道地区对流降水减少的程度依次增大,其中 CAPE95 的对流降水减小程度最小,CAPE75 的对流降水减小程度最大。在对流降水减少的同时,大尺度降水也不同程度减小,其中 CAPE95 和 CAPE90 的大尺度降水减小最为明显,CAPE80 和 CAPE75 大尺度降水在赤道东太平洋减小的程度要小于 CAPE90 和 CAPE95,且其大尺度降水在赤道西太平洋有所增加 (图略),导致 CAPE80 和 CAPE75 的总降水在赤道太平洋地区强于 CAPE95 和 CAPE90。同时,CAPE95、CAPE90、CAPE80 和 CAPE75 在青藏高原南部以及南美亚马逊地区的降水正偏差也有所减小 (图 1d~g)。

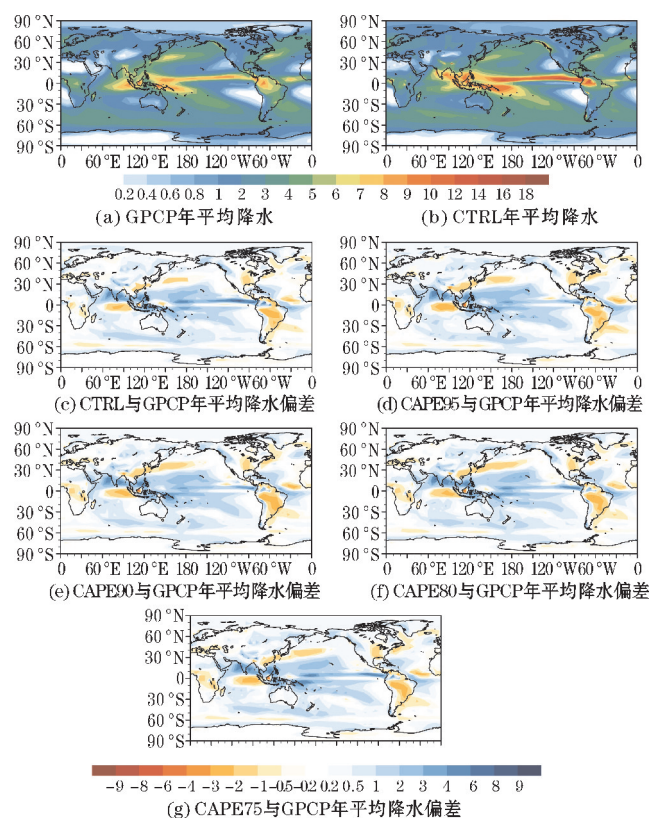


图 1 2001–2005 年平均总降水分布及降水偏差

从北半球夏季平均降水分布来看,CTRL 在赤道太平洋和青藏高原南部的降水正偏差更为明显,中国东部、南海及西北太平洋暖池存在明显的降水负偏差,阿拉伯半岛存在虚假降水中心 (图 2a)。CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 在赤道太平洋和青藏高原南部降水正偏差也有所减小,其中 CAPE95 和 CAPE90 对赤道太平洋降水正偏差减小最为明显。同时西北太平洋暖池降水负偏差也有减小,阿拉伯半岛存在虚假降水中心的强度有所减小 (图 2b~f)。从以上分析可知 CAPE95 和 CAPE90 对热带降水的模拟效果更为合理。



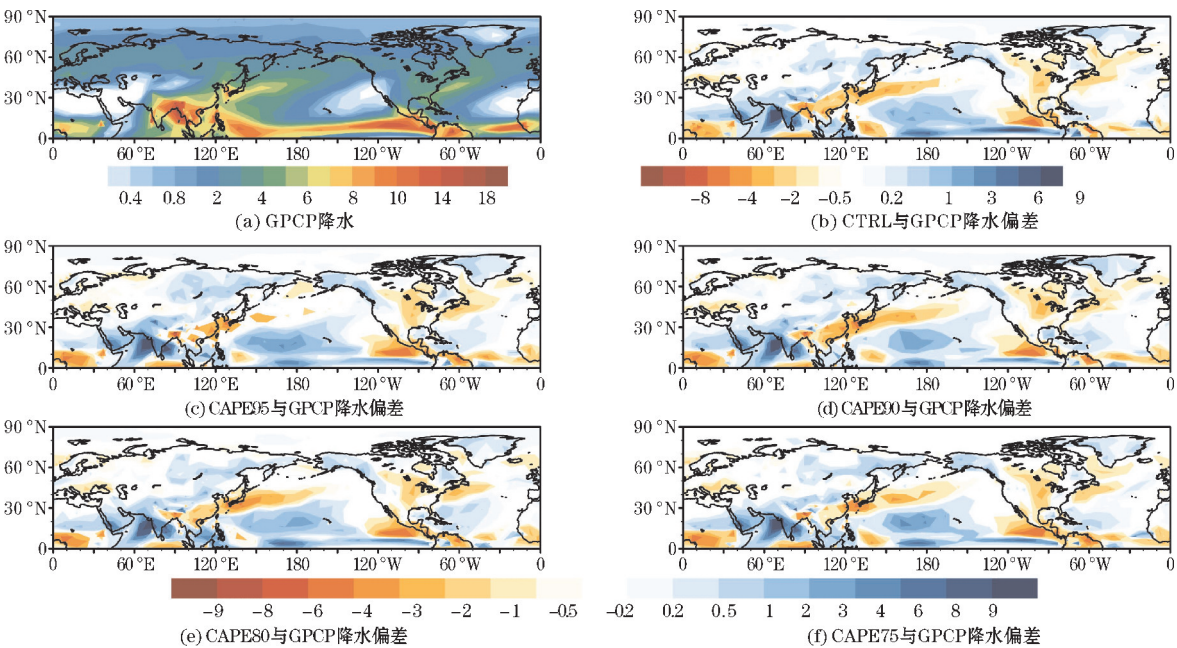


图2 2001-2005年北半球夏季平均降水分布以及降水偏差

为探究不同比例CAPE对双ITCZ的影响,图3给出了衡量双ITCZ的指标,分别有热带降水对称性指标TPAI,南ITCZ指标SII以及热带降水预报技巧PSS。GPCP的TPAI值为0.196,CTRL为0.278,说明CTRL中双ITCZ bias较大。当对流消耗不同的CAPE量时,TPAI均有减小,其中CAPE95的TPAI与GPCP的最接近,其值为0.250,其次为CAPE90,其值为0.255(图3a)。CTRL的SII值为2.089,相比于GPCP的1.165,其在东太平洋干池降水明显偏多。CAPE95、CAPE90、CAPE80和CAPE75的SII分别为2.209、2.111、2.089和2.088,说

明CAPE95、CAPE90、CAPE80和CAPE75中东太平洋干池降水仍偏多(图3b),这主要因为年平均降水中南支ITCZ仍偏强且过多地东伸,在赤道附近形成明显的干池降水。通过20°S~20°N的降水预报评分PSS,相比于CTRL的PSS=0.578,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75的PSS分别为0.655、0.663、0.642、0.632,均改善了热带的降水模拟(图3c)。通过双ITCZ偏差指数表明,对流消耗不同的CAPE量,双ITCZ在一定程度上有减缓,其中CAPE95、CAPE90、CAPE80对双ITCZ偏差减小地更为明显。

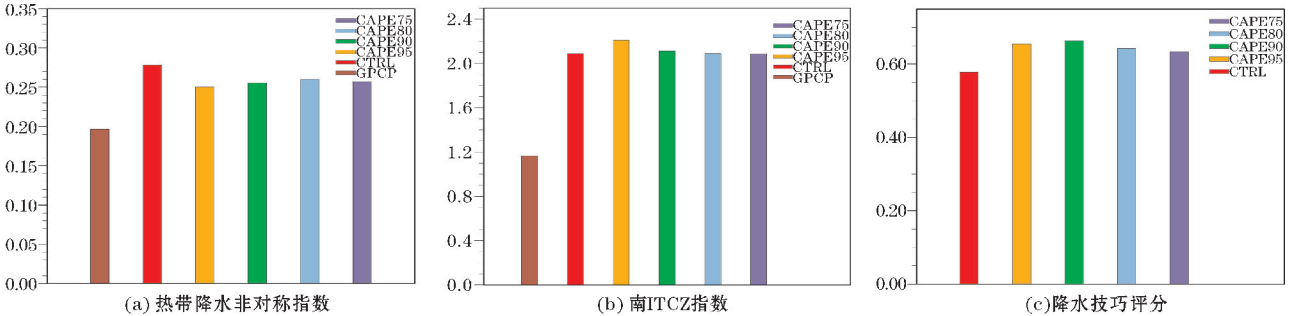


图3 GPCP、CTRL、CAPE95、CAPE90、CAPE80和CAPE75的双ITCZ偏差指数

为更进一步地说明对流消耗不同CAPE量对双ITCZ的影响,图4给出了GPCP、CTRL、CAPE95、CAPE90、CAPE80及CAPE75经向平均降水在不同纬度上的季节变化。从GPCP经向平均降水的纬度-时间分布来看,在北支ITCZ上,降水强度最大值出现在夏季,其强度大于8 mm/d。在南支SPCZ上,降水在春、冬季最强,为4~5 mm/d,雨带表现出随季节的南北移动,无明显的双赤道辐合带特征(图4a)。CTRL中,北支ITCZ在1-3月降水强度大于5 mm/d,4-12月降水强度大于8 mm/d,南支SPCZ降水在春、冬季大于6 mm/d,说明北支ITCZ全年降水强度偏强,春、冬季的SPCZ强度也

偏强(图4b)。CAPE95、CAPE75虽减弱了北支ITCZ和南支SPCZ的强度,但其在10°S~0°的降水只在10月有减弱,因此CAPE95和CAPE75仍全年存在双赤道辐合带问题(图4c、f)。CAPE90、CAPE80对双赤道辐合带问题都有所缓解,主要表现为北支ITCZ、南支SPCZ的强度有减弱,同时秋季10°S~0°的降水有减弱,这说明CAPE90、CAPE80对消除秋季的双赤道辐合带影响更明显。其中,CAPE90对全年的北支ITCZ和春季的南支SPCZ降水强度减弱地更为明显(图4d、e)。这说明CAPE90在消除秋季的双赤道辐合带,同时更好地缓解春、夏、冬季的双赤道辐合带问题。



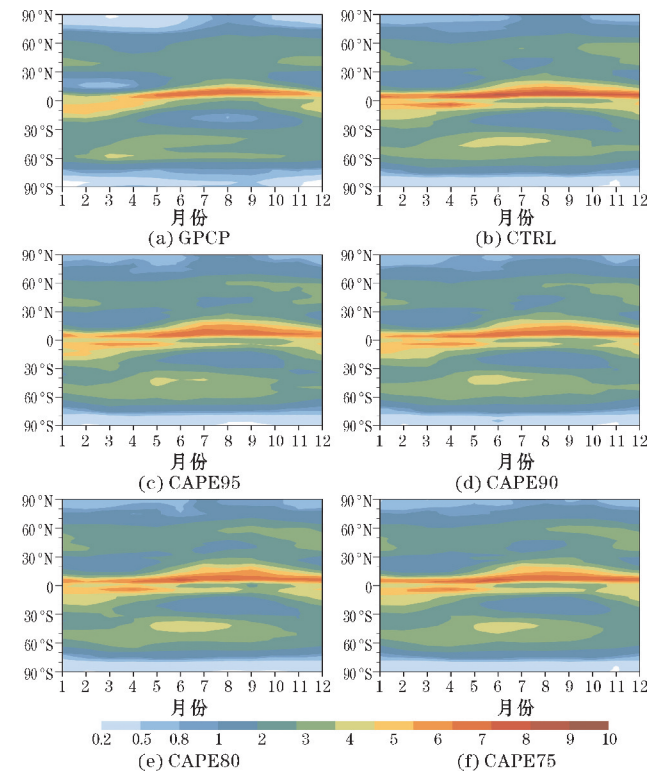


图4 2001-2005年经向平均降水的纬度-时间剖面图

图5给出了GPCP、CTRL、CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75的年平均、夏季以及冬季平均总降水、对流降水和大规模降水的纬向分布。GPCP年平均降水在南北纬10°之间存在降水量极大值和次极大值,其强度分别为5.91、5.30 mm/d,夏季降水极大值位于0°~20°N,冬季位于0°~20°S,表明降水随季节

在南北半球之间移动的特征(图5a、b、c黑色实线)。CTRL能够模拟出降水的纬向分布特征,高纬度地区降水偏差较小,降水偏差主要集中在低纬度地区。低纬度地区的总降水偏多,尤其是在夏季(图5a、b、c蓝色实线)。这主要是原闭合假设中消耗全部的CAPE,导致对流较强,产生过多的对流降水,从而总降水也过多。由降水纬向分布也可看出原闭合假设存在明显的双赤道辐合带问题,主要表现为赤道到北纬10°之间降水全年过强,赤道到南纬10°之间存在降水次极大值,在夏季尤其明显(图5a、b、c蓝色实线)。相比于CTRL,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75减少了0°~10°的总降水,其中CAPE95和CAPE90减少最多,其年平均降水极大值从7.95 mm/d分别减小到了6.89、7.04 mm/d,夏、冬两季降水极大值也均有所减弱,尤其是夏季CAPE95和CAPE90的降水最大值和GPCP接近一致(图5a、b、c紫色和红色实线)。CAPE95、CAPE90、CAPE80和CAPE75模拟的总降水在不同程度上均有减少,这主要是由于对应的对流降水和大尺度降水也有所减少。其中,CAPE75的对流降水在夏季、冬季最小,最大值分别由6.91、5.77 mm/d减小到6.52、5.44 mm/d,其次为CAPE80、CAPE95和CAPE90。对流降水减少的同时,大规模降水也有所减小,CAPE95、CAPE90的大尺度降水减少地最多。CAPE95和CAPE90模拟的总降水与GPCP更为接近,这主要是CAPE95和CAPE90通过减少消耗的CAPE量,使对流活动减弱,对流降水减少,同时大规模降水也有明显的减少。

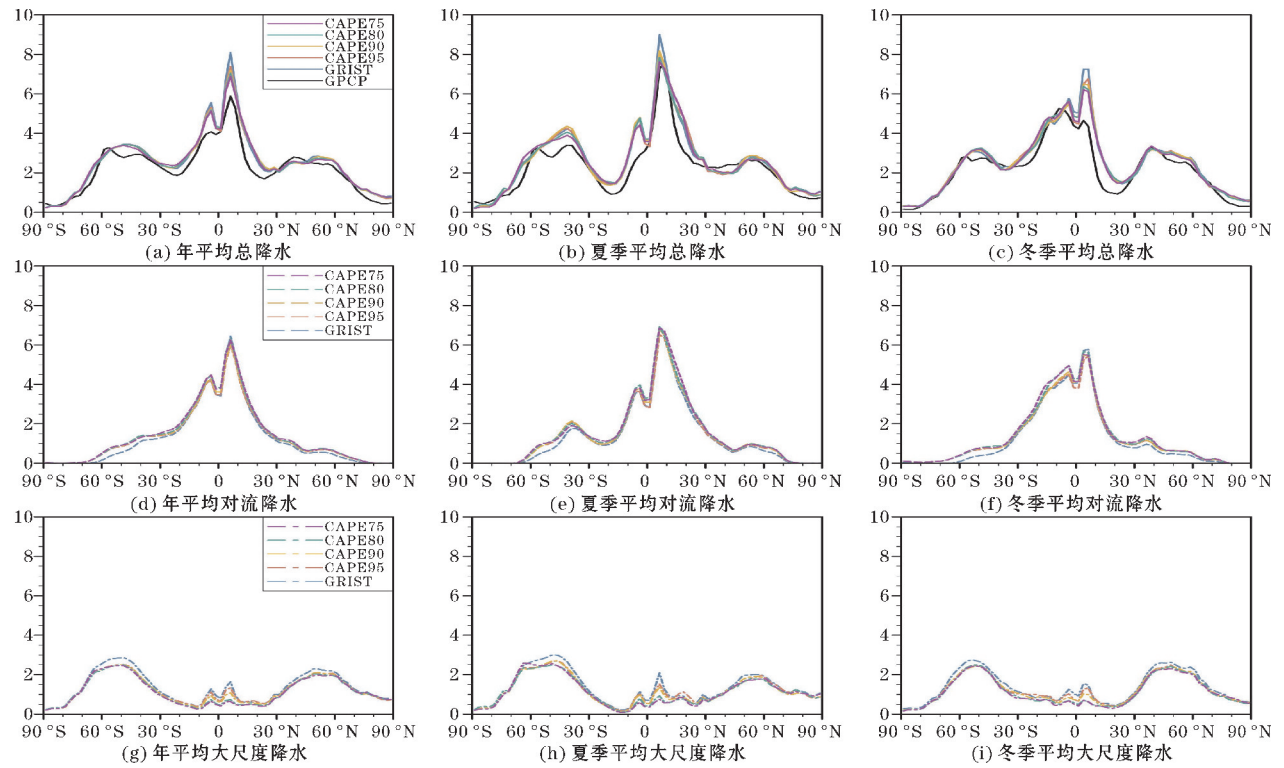
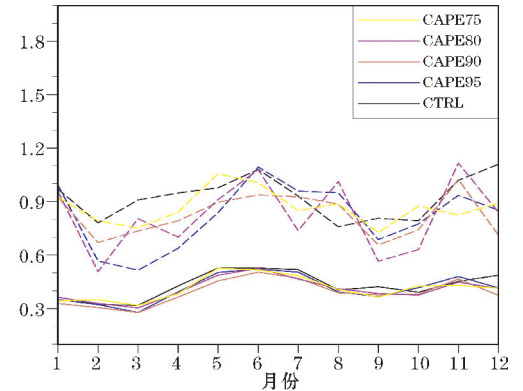
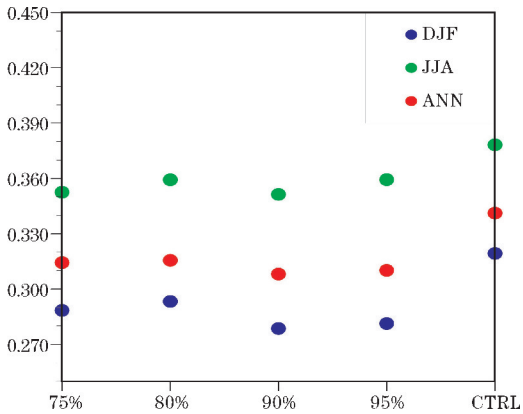


图5 2001-2005年年平均、夏季平均、冬季平均总降水、对流降水及大规模降水的纬向分布

各实验模拟的全球平均降水相比于观测的 RMSE 表明(图 6a 黑色实线),CTRL 与 GPCP 之间的在 5~7 月较大,最大值为 0.30。CTRL 与 GPCP 之间的热带(20°S~20°N)平均降水 RMSE 在 3~8 月以及 11~12 月都较大,其中最大值出现在 6 月和 12 月,其值分别为 1.08 和 1.11。与 CTRL 相比,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 与 GPCP 的 RMSE 在所有月份均有所减小,其中 CAPE90 的 RMSE 减小最为明显,尤其是 CAPE90 热带平均的月平均降水 RMSE(图 6a 红色实线、红色虚线)。CTRL 与 GPCP 全球平均降水在年、夏季、冬季平均降水误差分别为 0.34、0.37、0.32 mm/d,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 与 GPCP 全球降水之差在年、夏季、冬季均小于 CTRL,其中 CAPE90 和 GPCP 之间年、夏季、冬季的全球平均降水偏差最小,分别为 0.30、0.35、0.28 mm/d(图 6b)。这表明在 CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 中,消耗 90% CAPE 的闭合假设对降水模拟更为合理,在一定程度上提高了对降水的模拟能力。



(a) 降水均方根误差 RMSE



(b) 降水平均偏差

图 6 月平均降水均方根误差 RMSE 和全球平均降水偏差

3.2 降水频率和强度特征

基于以上分析可知,CAPE90 对降水平均态的模拟结

果与 GPCP 更为接近。图 7~9 给出了 CAPE95、CAPE90 对夏季降水频率和强度分布。CTRL 高估了 1~3 mm/d 的降水频率,尤其是在 30°S~30°N,同时低估了 1~3 mm/d 的降水强度(图 7a~d)。对于 3~10 mm/d 的降水频率,CTRL 在热带地区降水频率偏低,尤其是在西北太平洋暖池区域以及南太平洋辐合区。CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 明显地减小了 30°S~30°N 太平洋区域 1~3 mm/d 的降水频率,尤其是在 0°~30°S 的东太平洋区域,其中 CAPE90、CAPE80、CAPE75 降水频率的减少比 CAPE95 要明显(CAPE80、CAPE75 的图略)。同时热带地区的 1~3 mm/d 降水强度也有增加(图 7e~h)

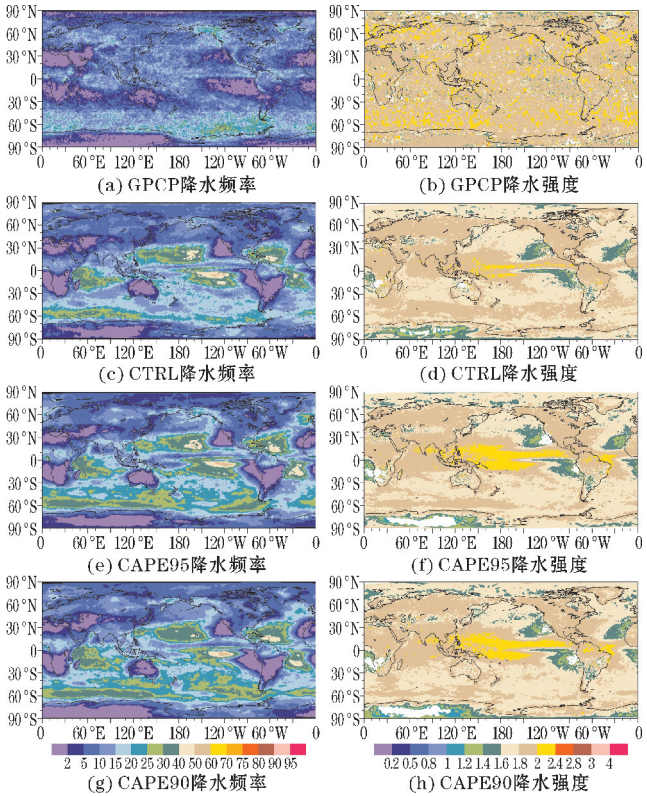


图 7 2001~2005 年夏季 1~3 mm/d 的降水频率和强度

对于 3~10 mm/d 的降水,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 增加了西北太平洋暖池的降水频率,其中 CAPE90 最为明显,而 CAPE75 最不明显,热带地区 3~10 mm/d 的降水强度也有所增加,CAPE95、CAPE90 热带地区的降水强度和 GPCP 较为一致(图 8)。对 ≥10 mm/d 的降水频率,CTRL 和 CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 较为一致,但后者的降水频率在赤道辐合带区域略强于 CTRL,这说明 CAPE95、CAPE90、CAPE80 和 CAPE75 增加了强降水发生的频率,降水强度几乎变化不大(图 9)。相比于 CTRL,对流消耗不同百分比 CAPE 的闭合假设在一定程度上缓解了高频弱降水的问题。



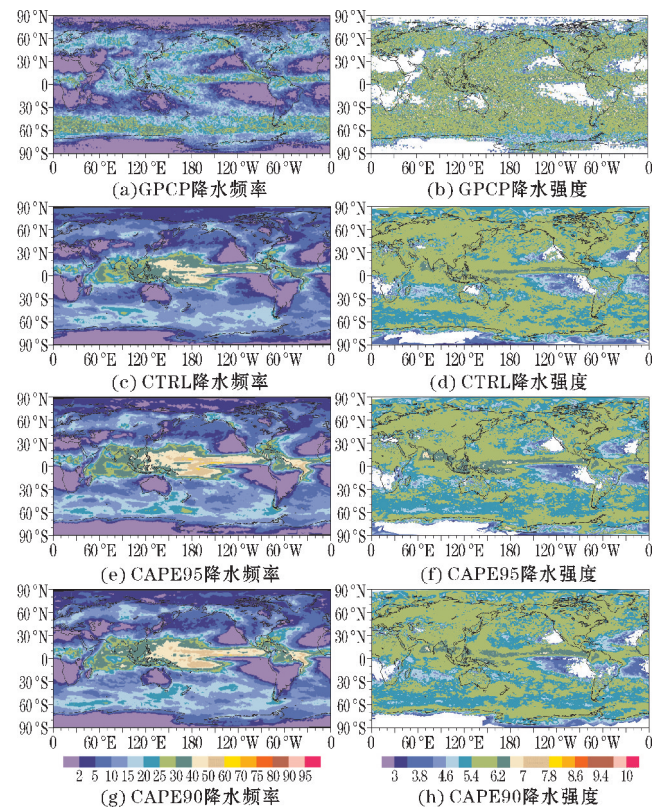


图 8 2001-2005 年夏季 3~10 mm/d 的降水频率和强度

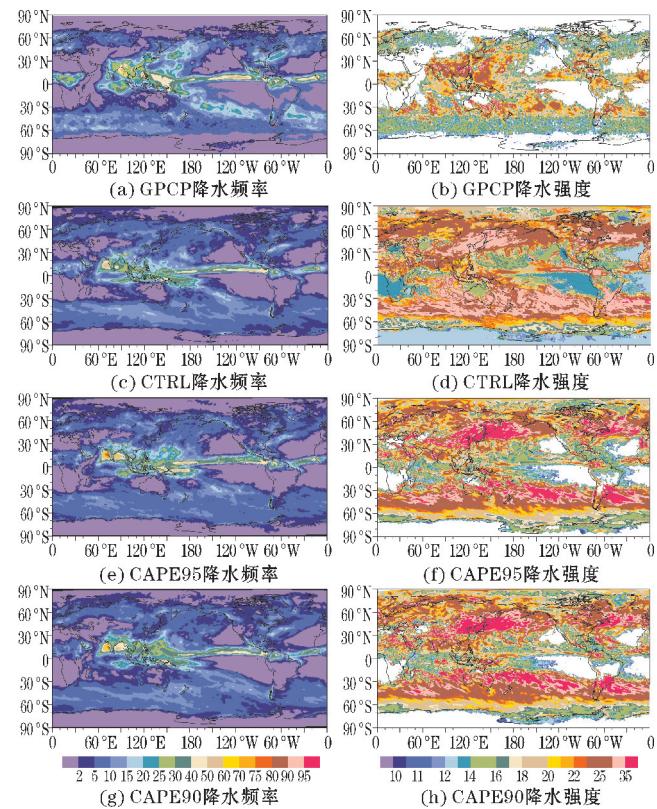


图 9 2001-2005 年夏季  $\geq 10$  mm/d 的降水频率和强度

3.3 对云及其辐射效应的影响

图 10~12 给出了各个实验与 CloudSat 卫星数据年平均低、中、高云量的空间分布。CloudSat 中低云量主要分布在太平洋、印度洋等海洋区域以及其东岸的区域,陆地上低云量相对较少(图 10a)。CTRL 能够捕捉到低云量的空间分布,但存在局地差异:低估了北美西岸北太平洋以及东南太平洋区域的低云量( $\sim 25\%$ )和热带印度洋区域的低云量( $\sim 20\%$ )。在北太平洋和东南太平洋以及印度洋区域,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 对低云量负偏差均有所减少,尤其是在北太平洋和东南太平洋以及印度洋区域,和 CloudSat 的低云量较为一致。此外,CTRL 低估了陆地上的中云量,如热带非洲、南美亚马逊、海洋大陆以及中国大部分区域,其负偏差最大达 35%,同时低估了

几内亚附近西太平洋区域的中云量。相比于 CTRL,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 增加了西太平洋区域的中云量,但其中云量与 CloudSat 之间仍有差距,同时上述陆地上的中云量负偏差仍存在。

CloudSat 高云量主要分布在海洋大陆区域、西太平洋、热带印度洋、赤道非洲地区以及南美亚马逊地区(图 12a)。CTRL 能模拟出高云量的主要分布,但其在上述区域,高云量均偏少,尤其是海洋大陆区域以及西太平洋区域,同时高估了赤道东太平洋区域的高云量。CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 通过消耗不同比例的 CAPE 量增加了海洋大陆以及西太平洋区域的高云量,同时减少了赤道东太平洋区域的高云量正偏差。但相比于 CloudSat,其在海洋大陆和西太平洋的高云量仍偏少,同时热带印度洋上高云量仍偏少。

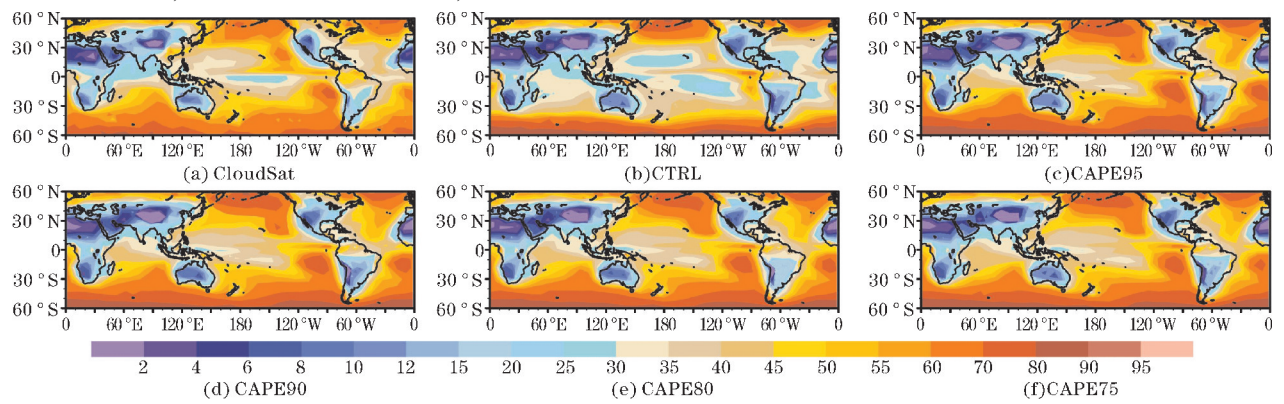


图 10 2001-2005 年平均低云量分布



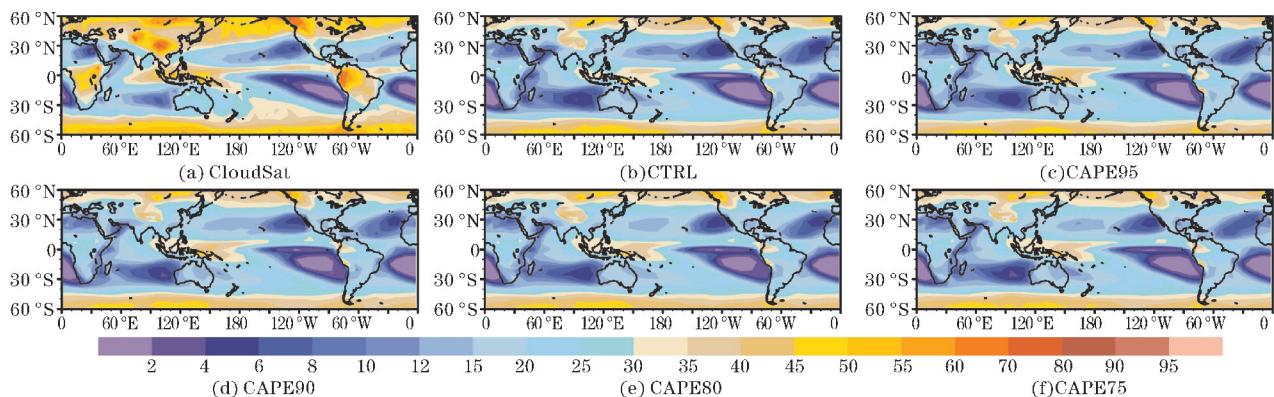


图 11 2001-2005 年平均中云量分布

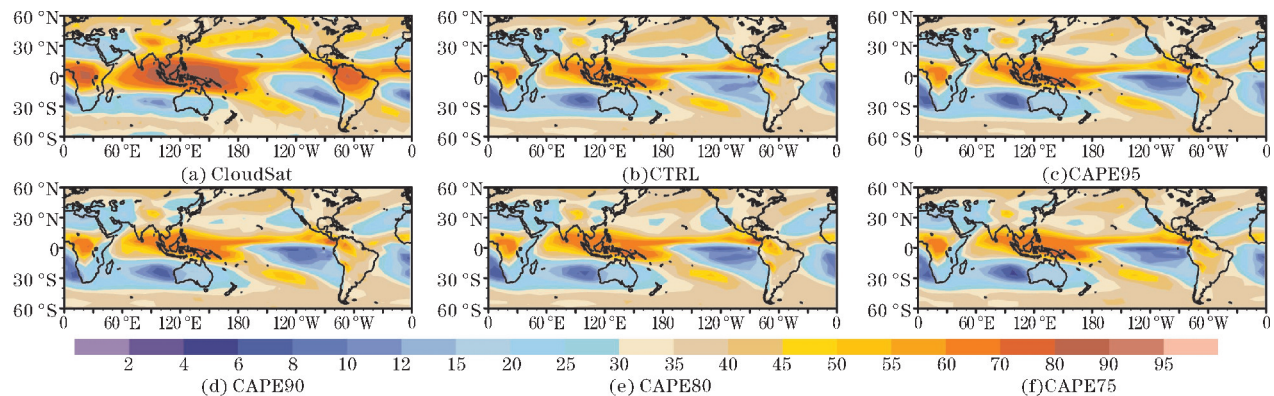


图 12 2001-2005 年平均高云量分布

为探究不同比例 CAPE 的闭合假设对云辐射效应的影响,图 13 给出了 CERES 卫星观测的年平均 SWCF 空间分布及其与各个实验组的对比。SWCF 是云对大气层顶太阳短波辐射的反射作用和对大气的冷却作用,其通常为负值。CERES 中,全球平均 SWCF 为 $-40.89\text{ W/m}^2$ ,其大值区分布在副热带海洋区域的东岸。CTRL 全球平均 SWCF 为 $-42.48\text{ W/m}^2$ ,比 CE-

RES 少 $1.6\text{ W/m}^2$ ,这主要是 CTRL 低估了南美、北美西岸的云辐射强迫,同时高估了孟加拉湾、海洋大陆、阿拉伯海以及中美洲西海岸的云辐射强迫。而 CAPE95、CAPE90、CAPE80 和 CAPE75 减小了中美洲西海岸的云辐射强迫正偏差,但在该区域的南北两侧出现较大的云辐射强迫正偏差,导致云辐射强迫的整体表现较 CTRL 差。

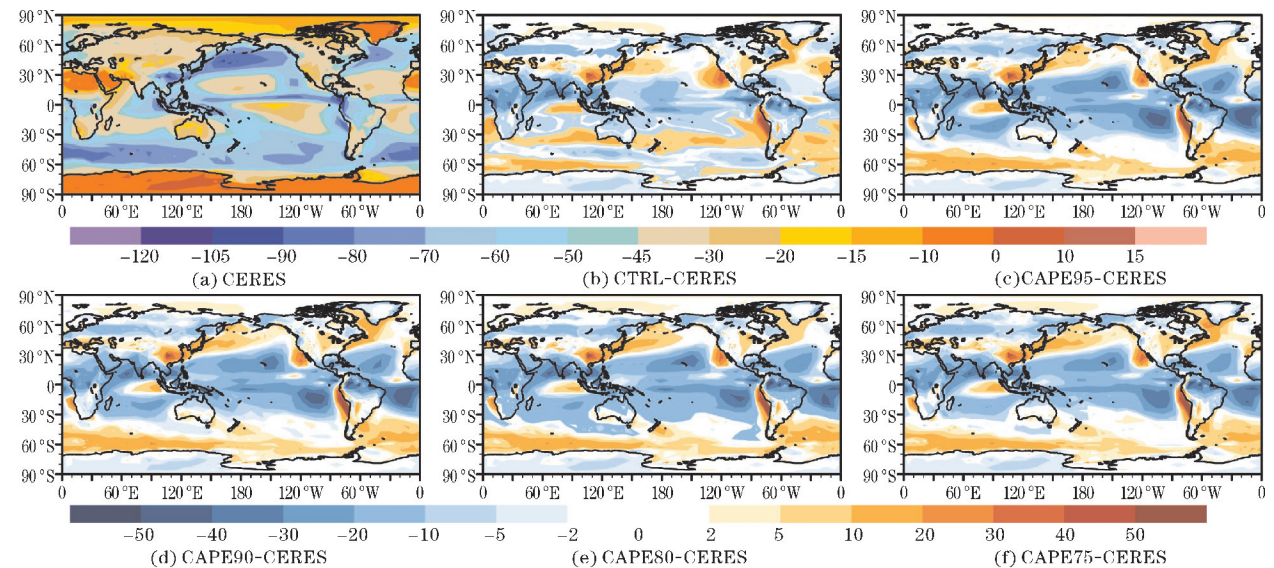


图 13 2001-2005 年平均短波云辐射强迫分布

LWCF 的大值区主要分布在中低纬度,海洋上的 LWCF 明显大于陆地上的(图 14)。CTRL 中全球平均

的 LWCF 为 $17.90\text{ W/m}^2$ ,低于 CERES 的 $22.59\text{ W/m}^2$ 。这主要是 CTRL 在大多数区域均低估了长波云辐射强



迫,除了在东太平洋区域、孟加拉湾、阿拉伯海以及赤道非洲地区 LWCF 偏高。CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 的全球平均 LWCF 均有所增加,其值分别为 18.55、18.51、18.47 以及 18.39  $W/m^2$ ,这主要是

CAPE95、CAP90、CAPE80、CAPE75 明显减小了 CTRL 在东南太平洋上 LWCF 负偏差。同时在东太平洋区域的 LWCF 正偏差在 CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 中也有所减小。

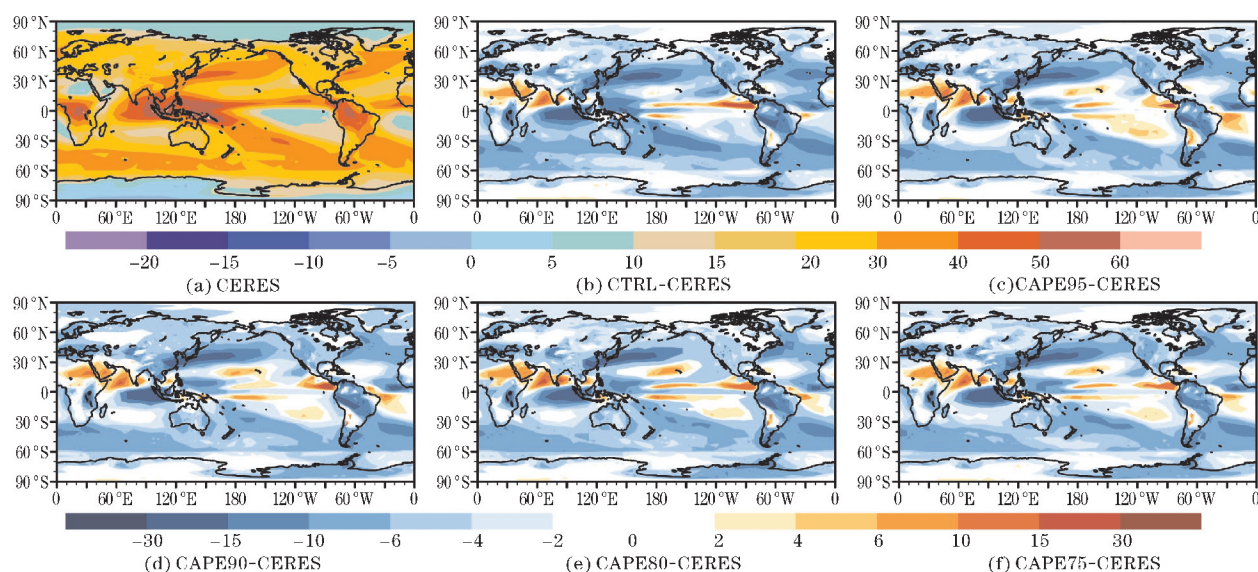


图14 2001-2005年平均长波云辐射强迫分布

## 4 结论

针对 GRIST 模式中 ZM 方案在热带地区降水过多、双赤道辐合带偏差、弱降水频率高的问题,对 ZM 深对流方案中的闭合假设进行修改,将原 ZM 方案中对流在固定时间内消耗全部 CAPE 改为对流在固定时间内消耗一定比例的 CAPE,文中选取了 95%、90%、80%、75% CAPE 进行敏感性实验,并通过与原 ZM 方案以及观测资料来探究改变对流消耗 CAPE 比例对降水、云及其辐射效应的影响,主要结论如下:

(1)从年、夏季平均降水以及降水纬向分布来看,CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 均减小了原 ZM 方案在赤道东太平洋、东南太平洋、亚马逊以及印度尼西亚的降水正偏差,尤其是赤道太平洋的降水正偏差,其中 CAPE95 和 CAPE90 对赤道太平洋降水正偏差减小地最为明显。CAPE90 消除了秋季的双赤道辐合带,夏季北支 ITCZ 强度有明显地减弱,缓解了夏季的双赤道辐合带。

(2)相比于原闭合假设,对流消耗 CAPE 量减小的闭合假设减小了热带太平洋区域 1~3 mm/d 弱降水发生的频率,降水强度在该区域也有所增强,这说明 CAPE95、CAPE90、CAPE80、CAPE75 在一定程度上缓解了高频弱降水的问题。同时热带太平洋区域 3~10 mm/d 的降水频率也有所增大,降水强度变化不

明显。而大于 10 mm/d 的降水频率在赤道辐合带区域有增强,其余区域变化不大,降水强度也无明显变化。

(3)通过改变闭合假设中对流消耗 CAPE 的量,云及其辐射效应也发生了变化,在靠近美洲的北太平洋和南太平洋,低云量有所增加,减小了原闭合假设中该区域存在的低云量负偏差。相比于 CTRL,在西太平洋区域的中云量和高云量也有所增加。总体而言,云和辐射对闭合假设中对流消耗 CAPE 量变化的敏感性不如降水明显。

综合来看,相比于原 ZM 方案,通过减少闭合假设中对流消耗的 CAPE 量,其对流降水有不同程度地减少,同时大尺度降水也有不同程度地减少,使热带地区的总降水正偏差减小。在各个敏感性实验的对比下发现,选取对流消耗 90% CAPE 的闭合假设对降水的模拟更为合理,这为改善降水的模拟提供了一定的参考意义。

## 参考文献:

- [1] 张琪,李跃清,杨云芸.我国云量及其与降水关系的研究进展综述[J].高原山地气象研究,2011,31(1):79-83.
- [2] Arakawa A, Schubert W H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I [J]. Journal of Atmospheric Sciences,

- 1974,31(3):674-701.
- [3] 彭新东,吴晓鸣,坪木和久.积云对流参数化对一次梅雨锋暴雨过程影响的模拟检验[J].高原气象,1999,18(3):451-461.
- [4] Peng X, Tsuboki K. Impact of convective parameterizations on mesoscale precipitation associated with the Baiu front[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1997, 75(6):1141-1154.
- [5] 颜曦. 大气数值模式积云对流参数化方案应用研究[D]. 湖南省:国防科技大学, 2019.
- [6] 张丽霞,周天军,曾先锋,等.积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响.大气科学[J]. 2011,35(4):777-790.
- [7] Fridlind A M, Ackerman A S, Chaboureaud J P, et al. A comparison of TWP-ICE observational data with cloud-resolving model results[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D5).
- [8] Suhas E, Zhang G J. Evaluating convective parameterization closures using cloud-resolving model simulation of tropical deep convection[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, 120(4):1260-1277.
- [9] Tian B, Dong X. The double-ITCZ bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 models based on annual mean precipitation[J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(8):e2020GL087232.
- [10] Kim J E, Alexander M J. Tropical precipitation variability and convectively coupled equatorial waves on submonthly time scales in reanalyses and TRMM[J]. Journal of Climate, 2013, 26(10):3013-3030.
- [11] Li G, Xie S P. Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble: The excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems[J]. Journal of Climate, 2014, 27(4):1765-1780.
- [12] Tang S, Gleckler P, Xie S, et al. Evaluating the diurnal and semidiurnal cycle of precipitation in CMIP6 models using satellite-and ground-based observations[J]. Journal of Climate, 2021, 34(8):3189-3210.
- [13] Cui Z, Zhang G J, Wang Y, et al. Understanding the roles of convective trigger functions in the diurnal cycle of precipitation in the NCAR CAM5[J]. Journal of Climate, 2021, 34(15):6473-6489.
- [14] Dai A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models[J]. Journal of Climate, 19(18):4605-4630.
- [15] Song X, Zhang G J. Convection parameterization, tropical Pacific double ITCZ, and upper-ocean biases in the NCAR CCSM3. Part I: Climatology and atmospheric feedback[J]. Journal of Climate, 2009, 22(16):4299-4315.
- [16] Si W, Liu H, Zhang X, et al. Double ITCZs in Coupled Ocean-Atmosphere Models: Progress in CMIP6. 2021, 48(23).
- [17] Bellucci A, Gualdi S, Navarra A. The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: The role of large-scale vertical circulation regimes[J]. Journal of Climate, 2010, 23(5):1127-1145.
- [18] Zhang G J, Song X, Wang Y. The double ITCZ syndrome in GCMs: A coupled feedback problem among convection, clouds, atmospheric and ocean circulations[J]. Atmospheric Research, 2019, 229:255-268.
- [19] Sun Y, Solomon S, Dai A, et al. How often does it rain? [J]. Journal of climate, 2006, 19(6):916-934.
- [20] Wilcox E M, Donner L J. The frequency of extreme rain events in satellite rain-rate estimates and an atmospheric general circulation model[J]. Journal of Climate, 2007, 20(1):53-69.
- [21] Stephens G L, L'Ecuyer T, Forbes R, et al. Dreary state of precipitation in global models[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2010, 115(D24).
- [22] Chu W, Lin Y, Zhao M. Implementation and Evaluation of a Double-Plume Convective Parameterization in NCAR CAM5[J]. Journal of Climate, 2022, 35(2):617-637.
- [23] Arakawa A. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future[J]. Journal of Climate, 2004, 17(13):2493-2525.
- [24] Rio C, Del Genio A D, Hourdin F. Ongoing breakthroughs in convective parameterization[J]. Current Climate Change Reports, 2019, 5(2):95-111.
- [25] Yang B, Qian Y, Lin G, et al. Uncertainty quantification and parameter tuning in the CAM5 Zhang-McFarlane convection scheme and impact of improved convection on the global circulation and climate[J]. Journal of Geophysical Research



- search: *Atmospheres*, 2013, 118(2): 395–415.
- [26] Zhang Y, Li J, Yu R, et al. A layer-averaged non-hydrostatic dynamical framework on an unstructured mesh for global and regional atmospheric modeling: Model description, baseline evaluation, and sensitivity exploration [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2019, 11(6): 1685–1714.
- [27] Li X, Zhang Y, Peng X, et al. Using a single column model (SGRIST1.0) for connecting model physics and dynamics in the Global-to-Regional Integrated forecast SysTem (GRIST-A20.8) [J]. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2020. (preprint for discussions)
- [28] Zhang G J, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model [J]. *Atmosphere-ocean*, 1995, 33(3): 407–446.
- [29] Park S, Bretherton C S. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(12): 3449–3469.
- [30] Bretherton C S, Park S. A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(12): 3422–3448.
- [31] Morrison, Gettelman, et al. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the community atmosphere model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(15): 3642–3659.
- [32] Park S, Bretherton C S, Rasch P J. Integrating cloud processes in the Community Atmosphere Model, version 5 [J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(18): 6821–6856.
- [33] Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. Radiative Forcing by Long-Lived Greenhouse Gases: Calculations with the AER Radiative Transfer Models [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D13).
- [34] Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K, et al. 2011. The community Noah land surface model with multi-parameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 116: D1210.
- [35] Li X, Zhang Y, Peng X, et al. Improved Climate Simulation by using a Double-Plume Convection Scheme in a Global Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2022, 127(11).
- [36] Neale R B, Richter J H, Jochum M. The impact of convection on ENSO: From a delayed oscillator to a series of events [J]. *Journal of climate*, 2008, 21(22): 5904–5924.
- [37] Taylor K E, Williamson D, Zwiers F. The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) Report 60 [J]. Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 2000(60): 1–28.
- [38] Adler R F, Sapiano M R P, Huffman G J, et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation [J]. *Atmosphere*, 2018, 9(4): 138.
- [39] Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83(12): 1771–1790.
- [40] Loeb N G, Wielicki B A, Doelling D R, et al. Toward optimal closure of the Earth's top-of-atmosphere radiation budget [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(3): 748–766.
- [41] Hwang Y T, Frierson D M W. Link between the double-Intertropical Convergence Zone problem and cloud biases over the Southern Ocean [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2013, 110(13): 4935–4940.
- [42] Xiang B, Zhao M, Held I M, et al. Predicting the severity of spurious “double ITCZ” problem in CMIP5 coupled models from AMIP simulations [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(3): 1520–1527.
- [43] Bellucci A, Gualdi S, Navarra A. The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: The role of large-scale vertical circula-

tion regimes [ J ]. Journal of Climate, 2010, 23 ( 5 ) : 1127–1145.

[ 44 ] Hirota N, Takayabu Y N, Watanabe M, et al. Pre-  
cipitation reproducibility over tropical oceans and  
its relationship to the double ITCZ problem in  
CMIP3 and MIROC5 climate models [ J ]. Journal  
of Climate, 2011, 24 ( 18 ) : 4859–4873.

The Impact of Changes in Closure of Zhang-Mcfarlane Convection  
Scheme on Precipitation in GRIST Model

XU Ting<sup>1</sup>, LI Xiaohan<sup>2,3</sup>, CHE Yuzhang<sup>1</sup>, PENG Xindong<sup>2,4</sup>, DU Yu<sup>1</sup>

( 1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China; 3. 2035 Future Laboratory, PIESAT Information Technology, Co. Ltd. , Beijing 100195, China; 4. CMA Earth System Modelling and Prediction Centre, Beijing 100081, China )

**Abstract :** The closure in Zhang-Mcfarlane ( ZM ) deep convection scheme is revised to reduce the excessive tropical precipitation for a Global-to-Regional Integrated Forecast System ( GRIST ). The closure in the ZM scheme that convection consumes all Convective Available Potential Energy ( CAPE ) in a specified adjustment time is revised to consume a certain proportion of CAPE. 95% , 90% , 80% and 75% of CAPE were selected for sensitivity experiments and the impact of the revised closure on the simulated precipitation, cloud and radiation is evaluated. The simulation results indicate that the precipitation is highly sensitive to the consumed proportion of CAPE by convection. Incompletely consuming CAPE reduces the precipitation in the tropical regions, such as the positive biases of precipitation in the equatorial eastern Pacific, southeast Pacific, Amazon and Indonesia are reduced. Comparing the sensitivity experiments results, the annual mean of precipitation for 95% and 90% CAPE consumption is closer to the observation. The 90% CAPE consumption simulation alleviates the double ITCZ bias in the autumn and summer. The reducing the amount of CAPE consumption can lead to the frequency of light precipitation reduction and the intensity of light precipitation in the tropical Pacific increase. Compared with precipitation, cloud and its radiation effects have no obvious sensitivity to convective consumption of CAPE.

**Keywords :** ZM deep convection parameterization scheme; closure condition; precipitation