

刘琨, 刘屹岷, 吴国雄. 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. 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.

SAMIL 模式中 Tiedtke 积云对流方案对 热带降水模拟的影响

刘琨^{1,2,3} 刘屹岷¹ 吴国雄¹

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, 北京 100029

2 中国气象科学研究院数值预报中心, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 目前, 大多数全球耦合模式及大气环流模式在降水模拟中普遍存在不同程度的“热带偏差”问题, 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所发展的全球大气环流谱模式 SAMIL-R42L26 也存在这一现象, 主要表现在 SPCZ (南太平洋辐合区) 降水过强且过分东伸、赤道附近降水偏少等方面。本文通过修改 SAMIL 中的积云对流方案有效地削弱了这一偏差, 并进一步探讨其原因, 发现对流方案修改后, 改变了对流层低层至地面的温度分布状态, 进而影响了风速及散度场的模拟, 最终通过垂直速度的调整反作用于对流过程。比较修改前后对流过程云底质量通量, 发现修改后的方案主要通过削弱浅对流来提高热带降水的模拟性能。

关键词 大气环流模式 积云对流方案 降水 热带偏差

文章编号 1006 - 9895 (2010) 01 - 0163 - 12 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

The Impacts of the Modified Tiedtke Cumulus Convective Parameterization Scheme on the Tropical Rainfall Simulation in SAMIL Model

LIU Kun^{1,2,3}, LIU Yimin¹, and WU Guoxiong¹

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

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract In general there exists “double ITCZ” bias either in coupled models or in atmospheric general circulation models; so does in the new version of the LASG/ IAP (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics/ Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences) spectral atmospheric model SAMIL_R42L26: there is less rainfall near the equator while more rainfall on both the north and south sides. This bias can affect the tropical circulations and global energy balance. However, the bias can be weakened through the modified Tiedtke cumulus convective parameterization scheme. The new scheme can affect the distribution of temperature in the lower troposphere, even on the surface, and the associated wind and divergence fields are also changed, which in turn create conditions for the further development of convection, forming a positive

收稿日期 2008 - 10 - 12, 2009 - 03 - 02 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403607, 国家自然科学基金资助项目 40925015、40821092、40810059005

作者简介 刘琨, 女, 1978 年出生, 助理研究员, 主要从事数值模拟研究。E-mail: kliu@cams.cma.gov.cn

feedback. Finally the eastward extension of precipitation bias along the SPCZ (Southern Pacific Convergence Zone) can be effectively restrained, and at the same time, the insufficient rainfall over the tropical warm pool is increased.

Key words atmospheric general circulation model, cumulus convective parameterization, precipitation, tropical bias

1 引言

早在 1995 年, Mechoso et al. (1995) 就发现当时的大多数耦合模式在热带地区模拟普遍存在较严重的“双赤道辐合带”偏差: 即热带地区模拟呈现赤道南北对称的两条辐合带, 造成赤道南北两侧降水偏多, 而赤道附近降水偏少的问题。1998 年, Meehl and Arblaster (1998) 在单独大气环流模式中同样发现存在这种普遍性偏差。随着模式的发展, 虽然模拟性能有所提高, 但是“双辐合带”偏差仍然普遍存在。Lin (2007) 比较了政府间气候变化专业委员会第四次评估报告 (IPCC-AR4) 所涉及的 22 个耦合模式及对应参与大气模式比较计划 (AMIP) 的 12 个单独大气环流模式模拟结果, 指出几乎所有模式在热带地区的模拟都存在着不同程度的“双赤道辐合带”偏差, 主要表现为模拟的年平均降水在赤道太平洋南北两侧出现两条平行的降水大值区, 南太平洋辐合区 (SPCZ) 降水模拟偏强 (超过 5 mm/d) 且其范围过东伸甚至到 160°W 以东; 在海洋性大陆以及印度洋降水偏多, 而在赤道太平洋则降水模拟偏少, 形成了赤道对称的降水分布偏差。

关于模式模拟的“双辐合带”偏差产生的原因, 有很多研究进行过讨论 (Neelin et al., 1992; Mechoso et al., 1995; Delecluse et al., 1998; Meehl and Arblaster, 1998; Meehl et al., 2005; Latif et al., 2001; Schneider, 2002; Davey et al., 2004)。相应的解释主要归结为两方面: 海气相互作用模拟的不当以及大气内部机制模拟的偏差。由于耦合模式中“热带偏差”的另一种表现为海表面温度 (SST) 的模拟存在赤道冷舌过于西伸、而其南北两侧尤其是 SPCZ 区域偏暖分布的偏差, 但这一偏差在单独海洋模式模拟中并不明显 (李江龙等, 2003)。所以有研究 (Schneider, 2002; Luo, 2005) 认为, 大气环流模式中风应力模拟的偏差影响了海洋模式进而造成耦合模式的“热带偏差”。同时, 由于观测 SST 强迫的单独大气环流模式的降水模拟也存在不同程度的“热带偏差”,

因而更多研究侧重于对大气环流模式偏差的分析。

Schneider (2002) 认为降水“热带偏差”问题主要是由大气模式造成的, 具体原因在很大程度上与模式选取的物理过程有关系。Zhang and Wang (2006) 将改进的深对流方案引入 CCSM3 耦合模式中, 发现其对降水的“热带偏差”有所削弱; Szoek et al. (2006) 发现如果去掉浅对流, 整个热带地区海温模拟平均会偏低 2。这些研究表明积云对流方案的选取对整个模式在热带地区的模拟影响至关重要。Tiedtke 积云对流方案 (Tiedtke, 1989; Nordeng, 1994) 作为总体型质量通量方案的代表, 可以有效地描述深对流、信风积云区域和副热带组织化对流等现象, 为很多大气环流模式所采用 (如 ECHAM 5.0、BAM 3.0、ECWMF 等), 得到了较好的模拟结果。Wang Yuqing et al. (2004) 和 Li et al. (2007) 分别在区域气候模式及全球格点大气环流模式中改进了 Tiedtke 方案, 使得模式整体性能有了进一步提高。

SAMIL 大气环流模式是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发展的全球大气环流谱模式 (Wu et al., 1996; Wu et al., 2004; Wang Zaizhi et al., 2004; 王在志等, 2005)。刘屹岷等 (2007) 发现提高分辨率的 SAMIL-R42L26 可以模拟出孟加拉湾、印度半岛以及南海主要的降水中心特征, 但是仍存在着一些问题, 主要系统偏差为: 中低纬对流层低层偏干, 热带地区整层偏干偏冷, 降水出现“双辐合带”偏差等。该工作对 Tiedtke 方案进行了修改, 基本消除了“双辐合带”偏差, 但是未深入分析其中的物理过程。本文是该工作的继续, 分析积云对流方案改进前后对流层低层的环流状态, 以及对流过程对环流改变后的反馈。为方便起见, 第 2 节简要介绍试验设计以及对流方案的改进的情况; 第 3 节给出改进前后模式对流层低层环流场的对比, 并分析降水模拟改进的原因; 第 4 节进一步探讨了积云对流方案影响环流场的内部过程; 第 5 节给出小结及讨论。

2 模式简介

2.1 SAMIL 简介

SAMIL-R42L26 是全球大气环流谱模式, 水平方向为菱形截断 42 波, 分辨率相当于 2.8125° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度), 采用 $-p$ 混合垂直坐标系, 分为 26 层, 模式层顶达到 2.1941 hPa。模式引入了参考大气, 采用半隐式时间积分方案 (Bonan, 1998; 王在志等, 2005)。物理过程采用了新的 Edwards-Slingo 辐射方案 (Edwards and Slingo, 1996)、Slingo 诊断云方案 (Slingo, 1980, 1987), 同时引入了基于统计方法的层积云方案 (Teixeira and Hogan, 2002; 戴福山, 2003), 采用非局地的边界层参数化方案 (周天军等, 2005; 包庆等, 2006), 还考虑了重力波拖曳 (Palmer et al., 1986)。其中, 水汽方案选择 Tiedtke 质量通量型积云对流参数化方案, 并由宋晓良 (2005) 对其进行了改进, 主要包括确定云顶高度、组织化出流的改进等。

2.2 Tiedtke 积云对流参数化方案的修改

本文主要修改了 SAMIL 模式中原 Tiedtke 方案 (宋晓良, 2005) 的云顶高度判断标准、浅对流闭合假设以及湍流夹卷率等参数等方面。原方案中考虑了对流上冲的作用 (overshoot), 取上升气流垂直速度 (动能) 为正, 并且质量通量为正的最高层取为云顶层, 即允许上升气流贯穿零浮力层 (宋晓良, 2005)。但由于 SAMIL-R42L26 模式垂直分辨率比较粗, 采用的是混合坐标系, 垂直分辨率约为 50~100 hPa 之间, 如果选用上升运动消失层来判断云顶, 可能使得 50~100 hPa 厚度层均存在上升运动, 从而使得上升运动发展过分旺盛; 原 Tiedtke 方案中采用参数 \bar{h} 考虑对流过流的问题, 对于 SAMIL 采用该判断标准以确定云顶的高度可能更加适合。

对原方案中浅对流闭合假设也进行了修改。原方案中依照 ECMWF 模式, 考虑暖洋面上冷空气经过的区域相对高的感热通量具有重要作用, 采用次云层湿静力能收支平衡假设来确定浅对流的云底质量通量 (Jakob and Siebesma, 2003; 宋晓良, 2005)。湿静力能表示为

$$\bar{h} = c_p \bar{T} + L \bar{q} + g z, \quad (1)$$

则次云层湿静力能收支平衡假设表示为

$$[M_u (h_u - \bar{h}) + M_d (h_d - \bar{h})]_{\text{base}} =$$

$$- \int_0^B \left[\bar{V} \cdot \bar{h} + \bar{w} \frac{\partial \bar{h}}{\partial z} + c_p \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right)_{\text{rad}} + \frac{1}{\partial z} (\bar{w} h)_{\text{turb}} \right] dz, \quad (2)$$

其中, B 表示云底高度, M_u 、 M_d 和 h_u 、 h_d 分别为上升以及下沉气流积云质量通量和湿静力能。事实上, 对于热带海气相互作用强烈、交界面感热通量相对较小的东太平洋地区, 浅对流闭合假设依照 Le Mone and Pennell (1976) 提出的水汽收支平衡假设更符合实际。浅对流的闭合假设如方程 (3) 所示,

$$[M_u (q_u - \bar{q}) + M_d (q_d - \bar{q})]_{\text{base}} = - \int_0^B \left[\bar{V} \cdot \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{1}{\partial z} (\bar{w} q)_{\text{turb}} \right] dz, \quad (3)$$

其中, B 表示云底高度, M_u 、 M_d 以及 q_u 、 q_d 分别为上升以及下沉气流积云质量通量以及比湿。

此外, 根据 Wang Yuqing et al. (2003, 2004) 以及 Li et al. (2007) 的研究, 增大 Tiedtke 方案中的浅对流侧向混合卷入率 (即湍流夹卷率) 可以有效削弱区域模式以及大气环流模式 GAMIL (格点模式) 中降水的“热带偏差”; 而且针对 SAMIL-R42L26 大气环流模拟偏差分布以及刘屹岷等 (2007) 根据大气低层相对湿度强迫的敏感性实验, 对 Tiedtke 方案的参数选取提出三点修改: (1) 把浅对流中平均的侧向混合的卷入率以及卷入率从原来的 $3 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ 增加到 $1.2 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, 这样更加接近 Siebesma and Holtslag (1996) 研究中大涡模拟的特征值。(2) 把云水到雨水的转换率从 $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 减小到 $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 从而增加大气中的含水量, 降低降水率。(3) 为了抑制边界层过干但触发对流的情况, 仿照新 Zhang-McFarlane 方案 (Zhang, 2002; Zhang and Mu, 2005), 对对流触发增加了限制, 相对湿度阈值设为 80%。

3 Tiedtke 方案修改前后热带地区模拟结果比较

Zhang (2001) 通过分析 TAO (Tropical Atmosphere-Ocean) 船舶资料, 发现洋面温度与北半球春季 3~4 月份东太平洋出现的“双辐合带”现象有着紧密的联系; 还有研究认为模式中存在的“热带偏差”是对观测现象的一种夸大 (Bacmeister et al., 2006); 在耦合模式模拟中与降水的“热带偏

差”分布相伴随出现的还有 SST 模拟存在的普遍偏差,即赤道南北两侧温度偏高且赤道附近冷舌过分西伸。这与 Zhang (2001) 从观测资料分析得出的结论一致。但是,即使选用观测 SST 资料强迫的单独大气环流模式中也存在降水的“双辐合带”偏差分布 (Lin, 2007)。比较大气环流模式底层气温模拟,可发现各模式间仍存在差异 (刘琨, 2008); 温度分布模拟的差异会导致风场分布不同,而大气环流模式中的风应力又会作为驱动力而影响海洋,故而耦合模式出现的降水“热带偏差”更严重 (Lin, 2007)。综上所述,大气环流模式,尤其是模式地面、洋面 (或者对流层低层) 的温度模拟应是研究的重点。

本文分别选用修改前后的 Tiedtke 积云对流方案,将 SAMIL-R42L26 大气环流模式积分 10 年,取后 9 年结果进行平均,记为 TORi 及 TDK New 试验。

图 1 所示为北半球冬夏季 Tiedtke 方案修改前后对应的模拟以及 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) (<http://precip.gsfc.nasa.gov/>) 资料的降水分布。方案修改前北半球冬夏季降水模拟均出现较明显的“热带偏差”。与 GPCP 资料相比,北半球夏季 (图 1b) SPCZ 模拟过分东伸,

3 mm/d 等值线至 120°W 附近,且模拟偏强;而在赤道附近则降水偏少,尤其是西太平洋暖池区附近降水小于 3 mm/d。在北半球冬季也同样存在类似偏差:降水在赤道南北两侧偏多,尤其南半球 SPCZ 降水偏多偏强,而在赤道附近区域降水偏少,西太暖池区降水的小值区把热带太平洋降水中心带分割成对称的两条 (图 1a)。与参加 AMIP 模式比较计划的大气环流模式相比, SAMIL-R42L26 模式 SPCZ 区域降水的偏差相较而言不是特别严重 (刘琨, 2008),但在赤道附近模拟的降水低值区 (以西太平洋暖池、海洋性大陆附近区域最为明显) 的偏差较明显。

方案修改后模式则有效地削弱了热带降水模拟的偏差:在北半球夏季 SPCZ 降水强度更接近 GPCP 资料,其最大降水为 7 mm/d,且东伸范围缩小不超过 160°W (图 1f),而修改前降水中心值则超过 11 mm/d,与北半球 ITCZ 强度相当,同时增强了赤道附近的降水模拟,尤其是海洋性大陆附近的区域模拟明显改善;在北半球冬季,增加了 SPCZ 区域降水模拟的强度,抑制其过分东伸,增强了赤道附近的降水模拟,削弱了其热带固有偏差 (图 1e)。但是,修改后的 Tiedtke 方案在海洋性大陆附近 10°N 以北的区域降水偏强,在北半球冬季

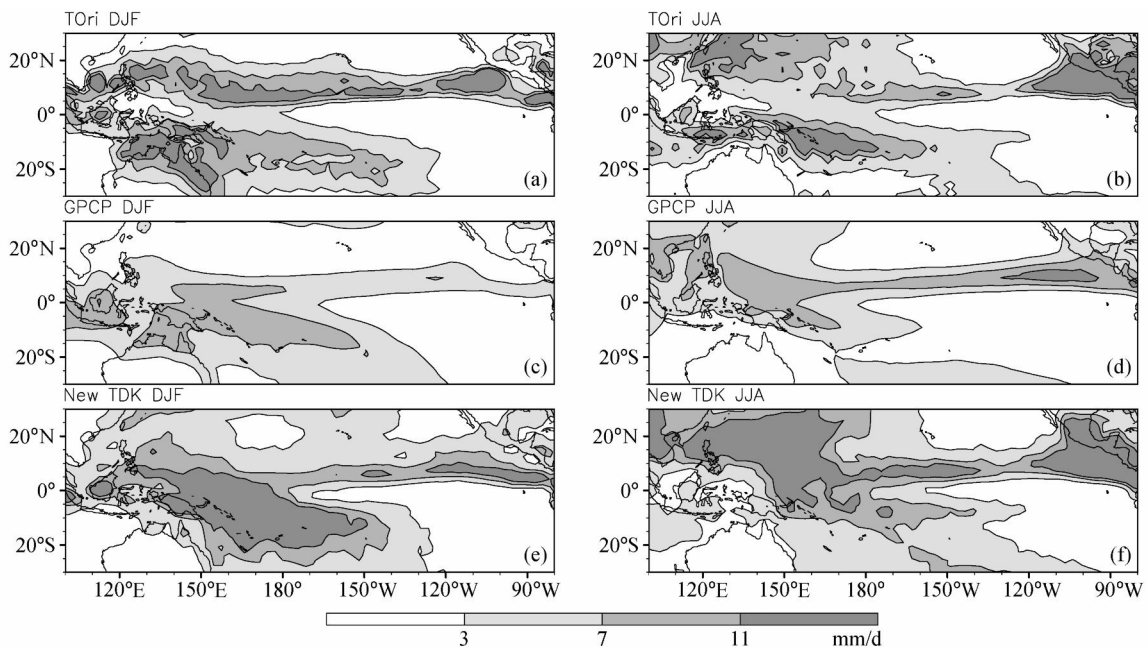


图 1 北半球 Tiedtke 方案 (a、b) 修改前和 (e、f) 修改后模拟的以及 GPCP 资料 (c、d) 的降水分布 (单位: mm/d): (a、c、e) 冬季; (b、d、f) 夏季

Fig. 1 The precipitation distribution derived from the SAMIL-R42L26 with (a, b) Tiedtke scheme (T-scheme) and (e, f) the modified T-scheme, and (c, d) the GPCP observation data in (a, c, e) boreal winter and (b, d, f) boreal summer

ITCZ 以及 SPCZ 降水强度模拟也偏强, 是其不足之处。

Tiedtke 积云对流方案主要描述深对流、浅对流以及中层对流三种形式对流过程。为了考察积云对流过程对对流层低层的影响, 需要关注深对流对低对流层的减温及浅对流的增温作用。根据图 1 所示, TOri 试验中降水模拟最严重的偏差在于赤道暖池区至日界线附近降水模拟的偏少, 而此偏差的削弱是对流方案修改后的主要改进结果之一, 所以, 本文分析的范围为海洋性大陆至中太平洋的区域。

为了比较对流加热对大尺度环境场的作用, 图 2 给出 (110°E ~ 170°W) 平均的 700 hPa 以下修改方案前后对流层低层的对流加热率的垂直分布。Tiedtke 方案修改前, 在北半球冬夏季赤道附近北侧 (0°~6°N) 相较其南北两侧, 对流加热率存在小值区, 中心为 2 K/d (图 2a、c); 在北半球冬季, 10°N 以北的加热率超过 6 K/d, 与高降水区相一致 (参照图 1a); 在北半球夏季 6°S 以南区域也出现超过 5 K/d 的强对流加热区, 其位置也与赤道南侧降

水大值区一致 (图 1b)。这说明方案修改前赤道附近降水偏少与对流活动相对偏弱紧密联系。而修改后 (图 2b、d) 模拟的对流加热率整体量值较修改前偏小, 在北半球冬季对流加热率最大值中心位于赤道北侧 (0°~5°N), 夏季也同样。虽然高值中心位于 10°N 以北, 但是在赤道附近其南北两侧对流加热率分布较均一, 没有出现明显的南北梯度。由于在赤道暖池区附近 SST 均较高, 其南北差异不大, 所以修改后的对流加热率相对合理。

由于对流过程释放潜热会对周围环境的温度造成影响, 如图 2 所示的对流加热率的差异会造成方案修改前后的对流层低层温度模拟的差异, 图 3 即为北半球冬夏季在对应经度平均 (110°E ~ 170°W) 温度模拟与 NCEP 再分析资料 (Kalnay et al., 1996) 差异的垂直分布。

方案修改前温度偏差分布与其对流加热率分布相对应, 如图 3a 所示, 在北半球冬季 10°N 以北偏暖 2 K 以上, 北半球夏季在赤道南侧 (10°S 以南) 温度模拟偏暖超过 1 K, 但同时在赤道北侧 (0°~10°N) 出现偏冷中心 (-0.5 K), 因而对温度南北

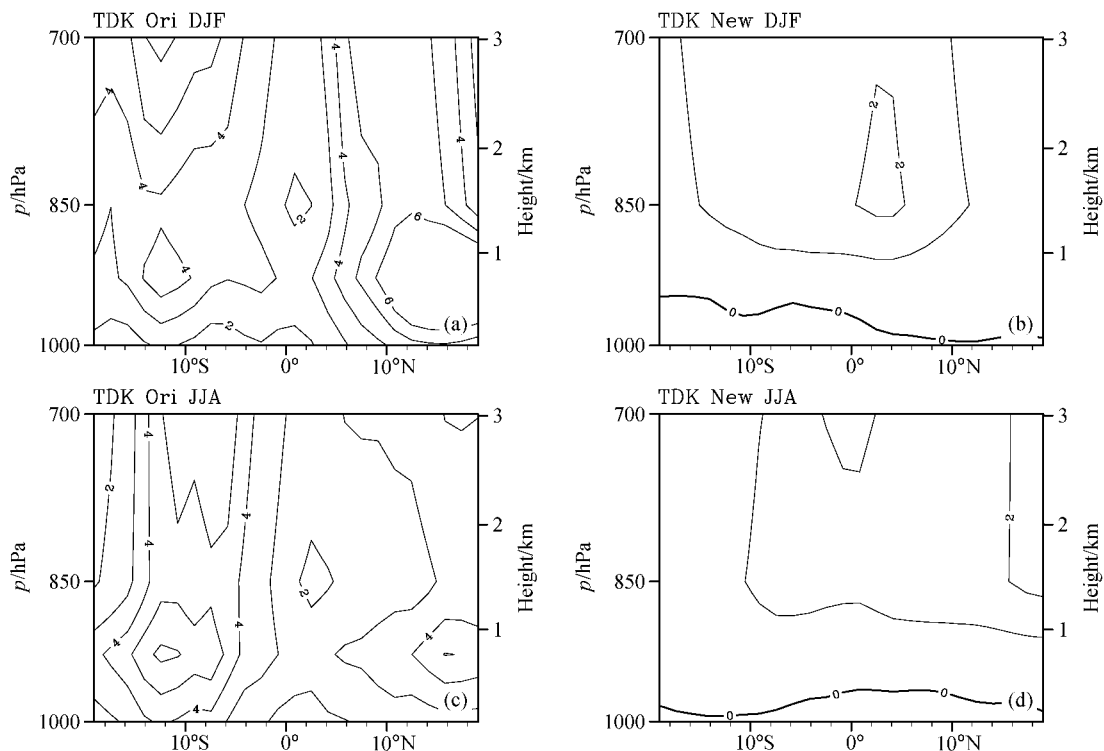


图 2 Tiedtke 方案 (a、c) 修改前和 (b、d) 修改后在北半球 (110°E ~ 170°W) 平均的对流加热率垂直分布 (单位: K/d): (a、b) 冬季; (c、d) 夏季

Fig. 2 The vertical distribution of convection heating rate (K/d) averaged over 110°E - 170°W derived from SAMIL-R42L26 with (a, c) T-scheme and (b, d) the modified T-scheme in (a, b) boreal winter and (c, d) boreal summer

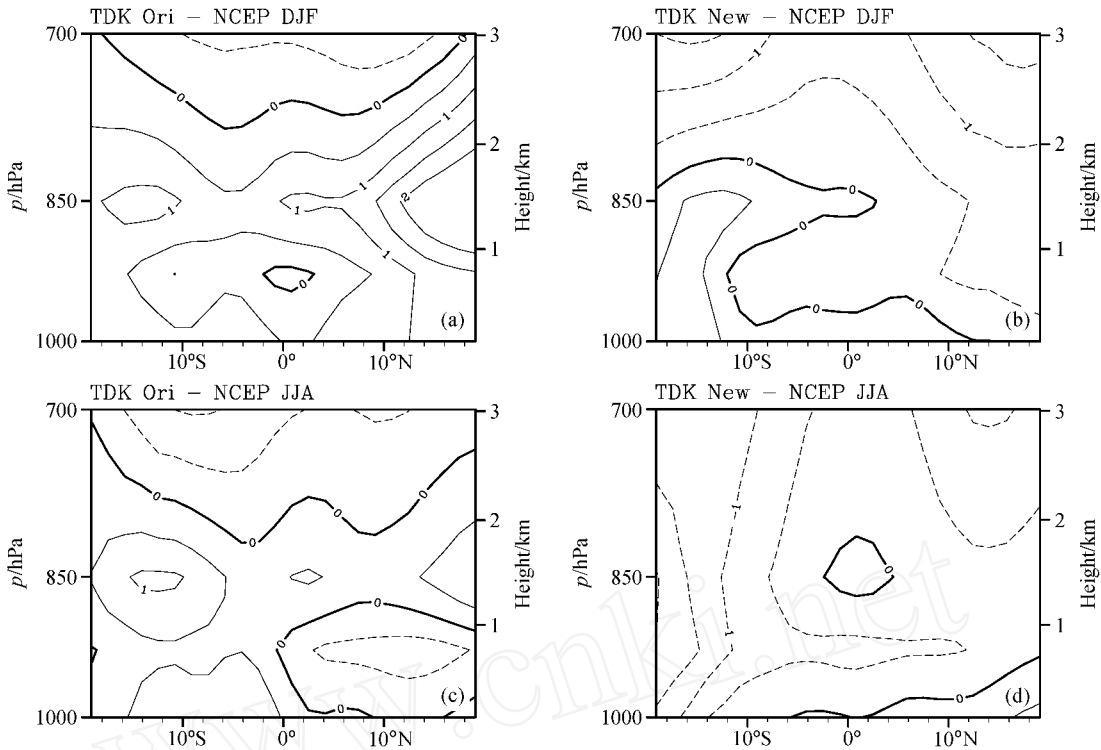


图3 同图2, 但为修改前 (a、c) 后 (b、d) 分别与 NCEP 再分析资料的温度偏差 (间隔: 0.5 K)

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the temperature differences between the simulations and NCEP reanalysis data: (a, c) T-scheme; (b, d) the modified T-scheme. The isoline interval is 0.5 K

梯度分布产生影响 (图 3c)。由于在北半球夏季赤道北侧长波辐射冷却率中心值较其南侧偏大近 1 K/d (图略), 导致赤道北侧出现偏冷区域。方案修改后对流加热率较弱, 因而温度模拟也偏冷; 但在 10°S~10°N, 温度模拟偏差都在 ± 0.5 K 以内, 分布更加合理。

有研究认为, 实际大气中在北半球春季 3~4 月东太平洋赤道南侧出现高降水区, 与其北侧 ITCZ 相对应, 形成赤道对称的降水分布 (Zhang, 2001), 在北半球冬季 (尤其是 2 月份) 可能会存在引发“双赤道辐合带”的因子 (刘琨, 2008); 而在夏季, 东太平洋赤道南侧的降水较少, 在赤道北侧降水应为高值区。另外, 对流方案修改前在北半球夏季赤道附近北侧 ($0^{\circ}\sim 10^{\circ}$ N) 降水偏差尤为明显, 因此, 下面把研究重点放在北半球夏季。

针对北半球夏季即 ITCZ 发展强盛时期, 同时亦是南半球冬季 SPCZ 不活跃时期, 选取 7 月份作为典型月份, 即固定太阳高度角于 7 月 1 日, 从相同的初始条件积分, 积云对流方案分别选取修改前后 Tiedtke 方案, 试验运行 12 个月 (相当于运行 12

个月), 取 3~12 月平均结果做分析, 在对流层低层中选择 850 hPa 为代表层次。

图 4 分别为 7 月份 Tiedtke 方案修改前后模拟的 850 hPa 气温与 NCEP 再分析资料的偏差分布。修改前在赤道南侧 6°S 以南、澳大利亚以北及以东区域温度偏暖超过 1 K, 而在 6°N 以北的西太平洋地区模拟温度偏冷, 从而减弱了对流层低层温度的南北梯度 (图 4a)。方案修改后则在赤道南侧温度模拟偏冷 0.5~1.5 K, 在赤道附近北侧接近 NCEP 再分析资料 (偏冷 0~0.5 K 之间), 增强了气温的南北梯度分布, 会对风场及散度场分布造成影响。

图 5 所示的 850 hPa 比湿及其与 NCEP 再分析资料的差异场表现出与模拟温度偏差分布相类似的特征。修改前在赤道南侧气温偏暖区域比湿接近 NCEP 再分析资料, 而赤道北侧则显著偏干, 甚至在 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}$ N 附近出现偏差超过 4 g/kg 的偏干中心 (图 5c), 与降水偏少分布一致 (图 1b)。方案修改后更接近 NCEP 再分析资料: 在赤道附近虽仍为偏干状态, 但中心值已减弱为偏干 2~3 g/kg, 且偏干范围缩小, 在 10°N 以北出现偏湿 2 g/kg

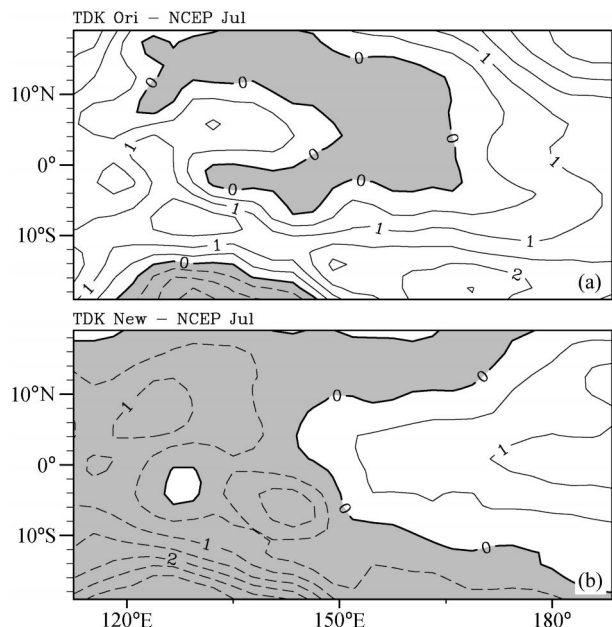


图 4 对流方案 (a) 修改前和 (b) 修改后固定 7 月试验模拟的 850 hPa 温度分别与 NCEP 再分析资料的偏差。阴影为负值, 间隔 0.5 K

Fig. 4 Differences of 850-hPa temperature between the simulations in the perpetual Jul experiment and NCEP reanalysis data: (a) T-scheme; (b) the modified T-scheme. Shading: < 0; iso-line interval: 0.5 K

的区域。所以, 方案修改后改进了对流层低层温湿模拟, 为赤道附近降水增强的维持提供了有利条件。

对流层低层的温湿分布尤其是温度梯度的变化影响风场及散度场分布, 而海气交界面的风应力与对流层低层风场基本一致 (已比较 1000 hPa 风场及 850 hPa 风场差别, 图略), 图 6 为方案修改前后模拟及 NCEP 再分析资料的全风速、风矢量和散度场的分布。与 NCEP 再分析资料相比, 修改前最突出的偏差是在赤道北侧海洋性大陆附近全风速偏小, 为 2 m/s 以下, 尤其是南风较弱, 所以就造成了此区域散度场模拟辐合偏弱 (图 6b), 这与模拟降水偏少区域相一致; 而在赤道南侧 10°S ~ 20°S 的东南风较强, 使其辐合偏强。修改后增大了赤道北侧附近的风速, 使其辐合增强, 但是位置稍偏北 (图 6f)。风速、散度的分布与温度分布相联系 (参照图 4), 修改前南北向温度梯度较 NCEP 再分析资料偏弱, 因而使其风速偏小, 是辐合模拟较弱的主要原因; 而方案修改后相对合理, 增强了其南北向梯度, 加强了风速, 使得散度场模拟更接近 NCEP 再分析资料。但是, 修改后南北向温度梯度过强, 使强辐合区偏北, 是其不足。

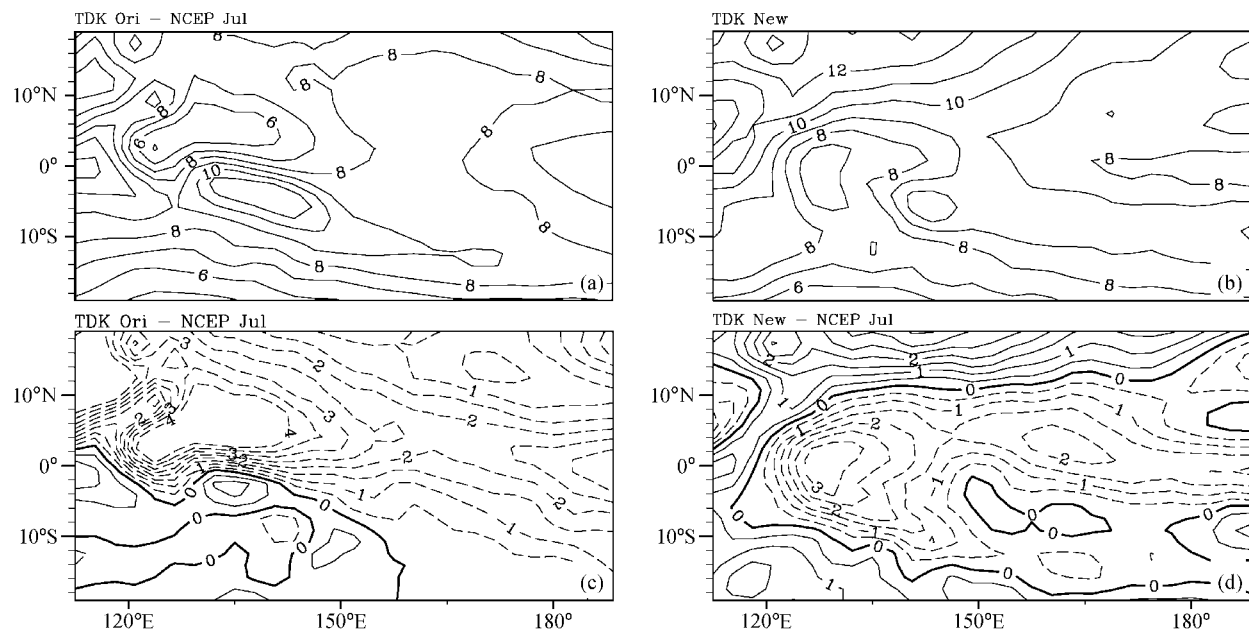


图 5 对流方案 (a、c) 修改前和 (b、d) 修改后固定 7 月试验模拟的 850 hPa 比湿 (a、b) 及其分别与 NCEP 再分析资料的差异 (c、d)。间隔: 0.5 g/kg

Fig. 5 (a, b) Simulated 850-hPa specific humidity in the perpetual Jul experiments and (c, d) the differences between the simulations and NCEP reanalysis data: (a, c) T-scheme; (b, d) the modified T-scheme. The isoline interval is 0.5 g/kg

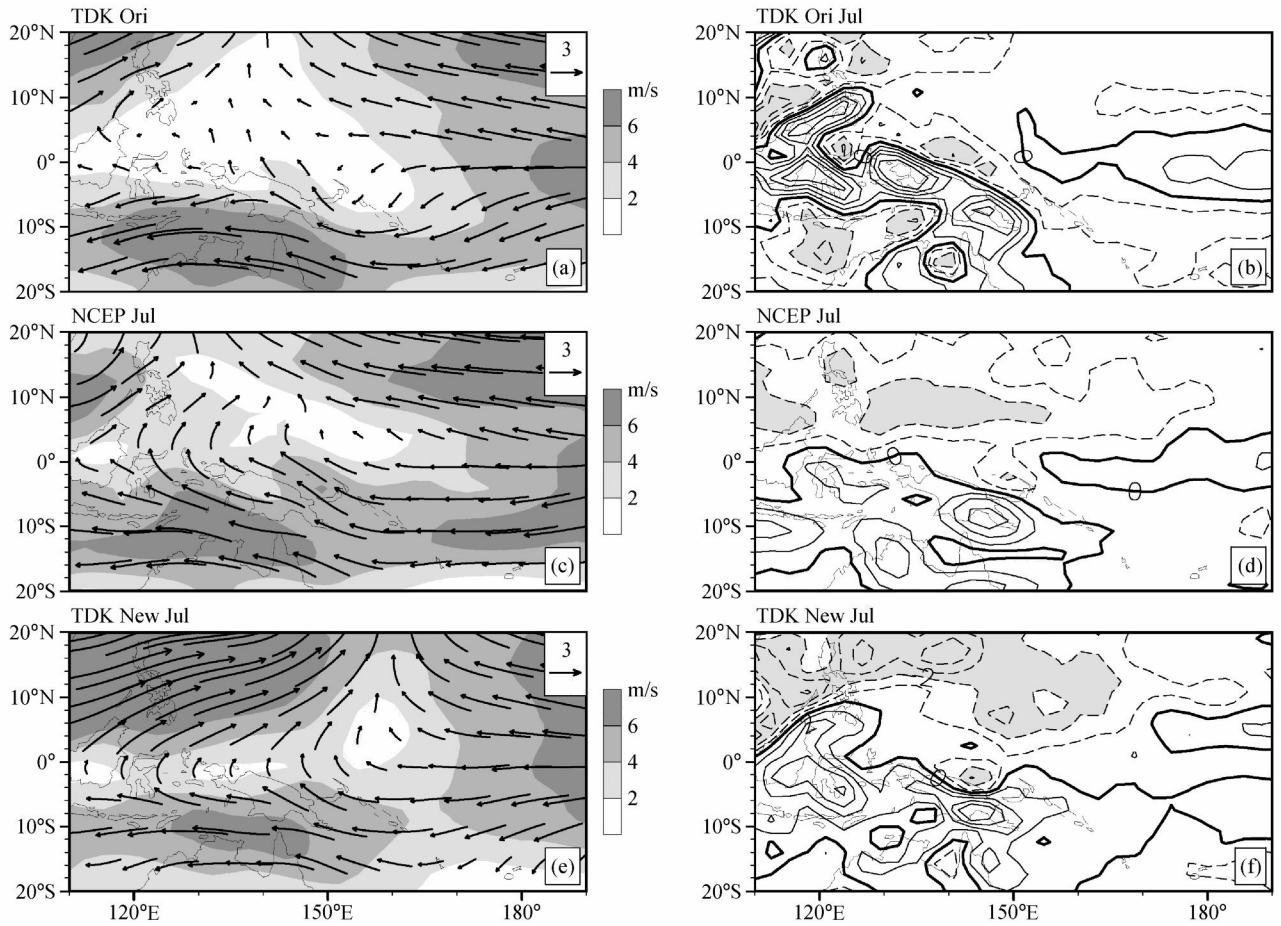


图6 固定7月试验中方案(a、b)修改前和(e、f)修改后模拟及NCEP再分析资料(c、d)的850 hPa要素场分布:(a、c、e)全风速、风矢量(单位:m/s);(b、d、f)散度场(间隔: $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,阴影: $< -2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 6 The 850-hPa (a, c, e) full wind speed, wind vector (m/s) fields and (b, d, f) divergence field from simulations with (a, b) the T-scheme and (e, f) the modified T-scheme in the perpetual Jul experiments and (c, d) NCEP reanalysis data. In (b, d, f), isoline interval: $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, shading: $< -2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

方案修改前散度场分布导致垂直速度场(图7)模拟的偏差表现在:赤道南侧出现以 10°S 为中心的偏强上升运动(与NCEP再分析资料相比偏强 0.03 pa/s),而在赤道附近存在下沉偏差,抑制对流的发展,与降水偏少区域相对应。方案修改后在赤道附近($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$)垂直速度模拟接近NCEP再分析资料值,减弱了方案修改前模拟的赤道南侧强上升运动,同时在赤道附近及其北侧增强上升运动,促使对流发展,降水模拟增多。不足之处在于 10°N 以北上升运动过强,这也与方案修改后对流层低层过强的辐合相联系。

通过上述分析可知,方案修改前后由于对流过程内部的差异,造成对流加热率垂直分布的不同,进而影响对流层低层的温度及其南北梯度的模拟,

通过全风速、散度等变量的改变使得大尺度环流场发生变化,进而反作用于对流过程(通过垂直速度表现),即物理过程中对流方案——次尺度过程描述的不同(具体为修改浅对流闭合假设、湍流夹卷率等),通过其对大尺度温度场的影响,进而反作用于次尺度过程,形成反馈。

4 积云对流过程影响对流层低层环境场的内部机制分析

根据第3节分析可知,大气环流模式由于积云对流方案的变化,即对流方案中闭合假设及夹卷率等参数的修改设定,造成了对流层低层环境场模拟的差异,说明在积云对流方案内部过程直接作用或者是内部过程对其他要素场起作用间接影响对流层

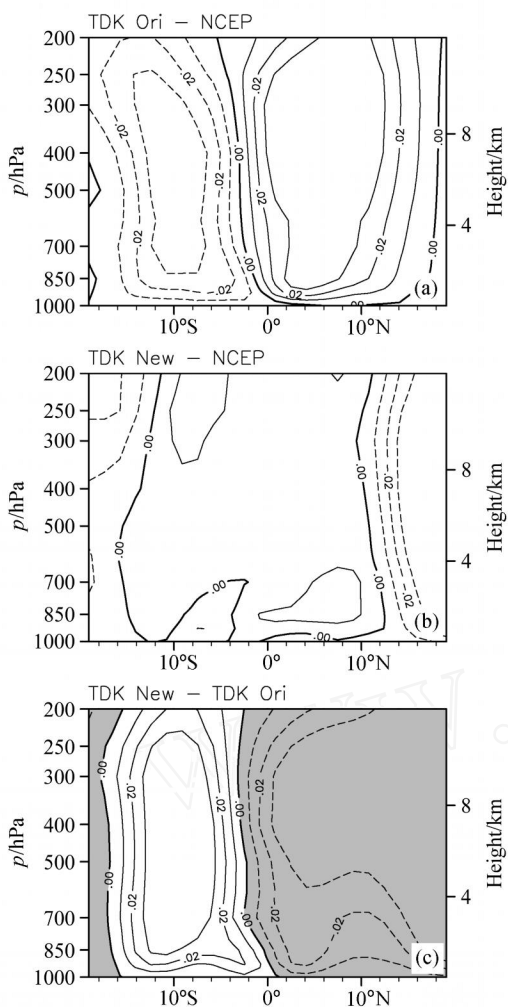


图 7 (a) 修改前和 (b) 修改后 Tiedtke 方案与 NCEP 再分析资料以及 (c) 两方案之间 (10°E ~ 170°W) 平均垂直速度 差异的垂直剖面 (单位: Pa/s)

Fig. 7 The differences of vertical velocity (units: Pa/s) between the simulations with (a) T-scheme, (b) the modified T-scheme and NCEP reanalysis data, and (c) between the two schemes

低层 (尤其是温度场) 的模拟。但积云对流过程的修改如何影响对流层低层温度, 或者修改前后方案有怎样的变化使其产生如是反馈, 是本节重点探讨的问题。

在质量通量方案中云底质量通量与闭合假设有关。积云对流方案中闭合假设多采用 Arakawa and Schubert (1974) 提出的准平衡方程, 其物理意义为由对流引起的有效位能 (convective available potential energy, CAPE) 的变化与大尺度强迫引起的变化存在准平衡关系。在这样的关系约束下, 闭合假设则为 (记 $A = CAPE$):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = - M_b F, \tag{4}$$

其中, M_b 为云底质量通量, F 为每单位云底质量通量所具有的对流有效位能消耗率。假设对流在给定的时间尺度内消耗全部的对流有效位能, 则有

$$M_b = - \frac{A}{F}, \tag{5}$$

而上升质量通量则通过云底质量通量逐层计算:

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = E_u - D_u, \tag{6}$$

其中, M_u 为上升质量通量, E_u 、 D_u 为卷入、卷出率。

积云对流过程对大尺度环境场的作用主要归结为三方面: 对流的触发、对流的强度以及云模型确定的垂直属性。对流的强度通过闭合假设 [公式 (4)] 求出云底质量通量 [公式 (5)], 再通过公式 (6) 逐层计算上升气流的质量通量, 进而得出由对流而引起的温度、湿度的变化, 因而云底质量通量在整个积云对流方案中是举足轻重的。云底质量通量不仅可以指示对流的强度, 而且可以标志上升气流的位置, 从而了解对流触发的高度。而针对原方案中浅对流闭合假设的修改可以直接作用于云底质量通量的模拟。此外, 根据 Li et al. (2007) 的研究, 修改浅对流中平均的侧向混合夹卷率也可以影响对流过程, 所以修改后方案模拟的云底质量通量与修改前有很大差异。

图 8 所示为方案修改前后固定 7 月试验模式运行前 30 步平均的浅对流云底质量通量模拟的分布。因为有研究认为前期误差可以表征整个模式偏差的方向 (Schneider, 2005), 所以通过对修改前后模式最初状态进行分析, 来解释其积云过程对大尺度场影响的差异。修改前浅对流云底质量通量整体量值较修改后为大, 基本为 $0.02 \sim 0.04 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围内, 而在 $0^\circ \sim 10^\circ \text{S}$ 温度偏暖的区域其浅对流质量通量超过 $0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。方案修改后由于修改了闭合假设, 增大了湍流夹卷率, 浅对流质量通量明显减弱, 大部分区域在 $0.01 \sim 0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 尤其在赤道南侧 ($0^\circ \sim 10^\circ \text{S}$) 的云底质量通量与修改前相比, 显著减弱至 $0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下。过强的浅对流使对流加热率偏大, 造成赤道附近对流层低层温度梯度模拟的偏差, 引发一系列反馈 (参阅第 3 节), 所以方案修改前降水的“热带偏差”主要由于浅对流模拟过强所致, 而修改后的方案则削弱了浅对流的模拟, 因而提高了模拟性能。

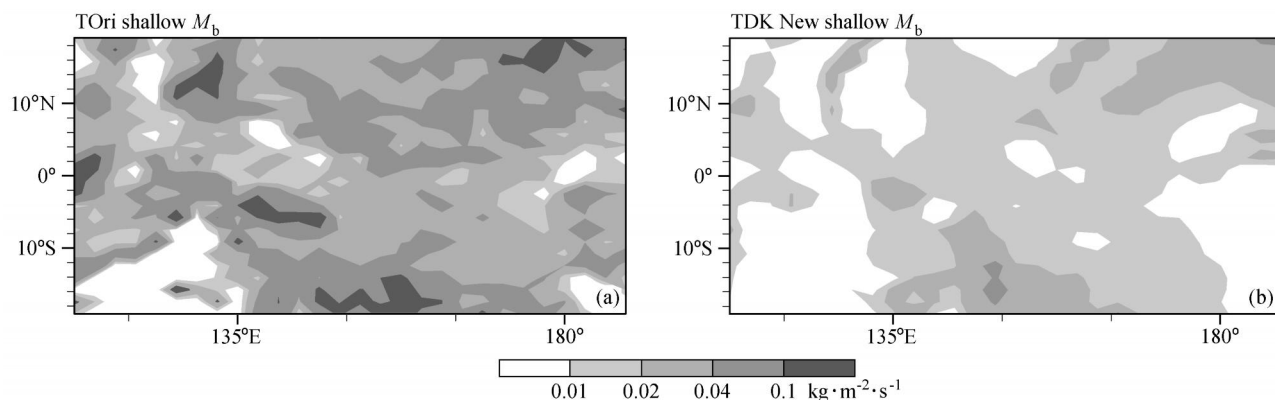


图 8 对流方案 (a) 修改前和 (b) 修改后固定 7 月试验模拟的浅对流云底质量通量分布 (单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 8 The distribution of mass flux at the shallow convection cloud base from simulations with (a) T-scheme and (b) the modified T-scheme in the perpetual Jul experiments

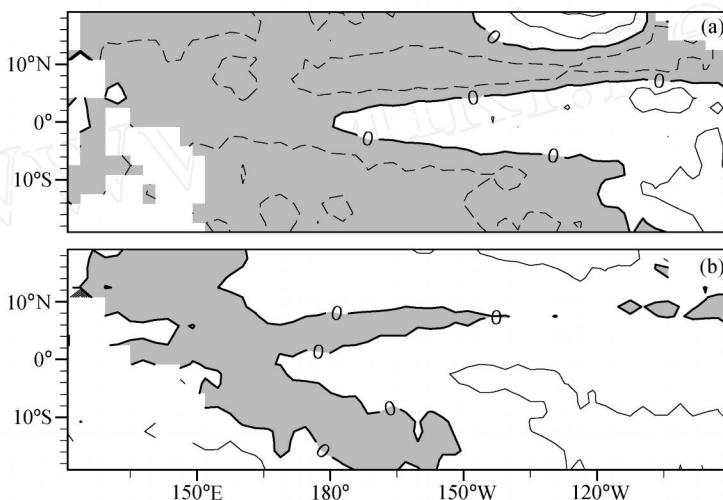


图 9 对流方案 (a) 修改前和 (b) 修改后固定 7 月试验模拟的感热通量 (间隔: 5 W/m^2) 与 OAF flux 通量资料差异

Fig. 9 The differences of sensible heating fluxes (interval: 5 W/m^2) between the simulations and OAF flux data: (a) T-scheme; (b) the modified T-scheme. Shading: < 0

5 小结及讨论

选用 Tiedtke 积云对流方案的 SAMIL-R42L26 大气环流模式对降水的模拟存在“热带偏差”，主要表现在赤道南北两侧降水偏多，SPCZ 区域降水大值区过分东伸，而赤道上尤其是西太平洋暖池、海洋性大陆附近降水偏少。对 Tiedtke 积云对流方案的浅对流闭合假设、湍流夹卷率等过程的修改可以有效地削弱原方案降水的“热带偏差”。

原 Tiedtke 方案在北半球冬夏季降水偏少区域对流层低层的对流加热率相对较小，南北温度梯度较弱。温度梯度分布又造成了风速及散度场的偏

差，在赤道西太平洋暖池区附近辐合偏弱、辐散增强导致下沉运动增强，成为其降水模拟偏少的直接原因；而方案修改后则增强了温度南北梯度，使暖池区附近的辐合模拟增强，赤道附近及其北侧垂直速度场的模拟更接近 NCEP 再分析资料，从而改进了赤道附近降水的模拟。固定 7 月对流方案的敏感性试验，证实了对流方案在热带降水模拟的重要性，即对流的差异影响温度场，进而通过风场、散度场的变化最终反馈于对流过程。

通过分析对流内部过程中的标志性因子——云底质量通量，探讨了对流过程影响对流层低层环境场的原因。方案修改前浅对流模拟过强，尤其是在在

西太平洋赤道南侧云底质量通量过强,是造成此区域温度偏暖的主因,而修改后方案则有效削弱了这一偏差。

对流方案的修改也对海气表面通量的模拟产生影响,图 9 所示为修改前后方案的感热通量与 OAF flux 通量资料 (Yu and Weller, 2007) 的差异,潜热通量变化不明显 (图略)。修改后感热通量的模拟更接近 OAF flux 资料。由于耦合模式中存在 SST 风应力、SST 感热通量及潜热通量反馈,所以如果采用修改后方案的大气环流模式与海洋模式耦合,其模拟性能应有所提高。因本文篇幅所限,不再深入分析。

海气交界面的 SST 是海洋强迫大气的重要因子,风应力的影响又是大气对海洋作用的重要方式之一。对降水“热带偏差”原因的研究历来都将重点放在对流层低层,本文也主要分析对流层低层的差异,但对流层中高层与对流层低层的环流分布本身具有联系,方案修改前后在对流层中高层各要素场的模拟也存在明显差异,在此不再赘述。

积云方案修改后模拟也存在不足,在对流层低层赤道南北梯度差异过大,使得风速模拟过强,因而强辐合区中心在 10°N 附近,强降水中心位置也偏北。可见,继续修改积云对流方案并且和其他物理过程一起进行调整,是今后模式改进的重点。

参考文献 (References)

- Arakawa A, Schubert W H. 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31: 674 - 701.
- Bacmeister J T, Suarez MJ, Robertson F R. 2006. Rain reevaporation, boundary layer-convection interactions, and Pacific rainfall patterns in an AGCM [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63: 3383 - 3403.
- 包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. 2006. LASG IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1077 - 1090.
- Bao Qing, Liu Yimin, Zhou Tianjun, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG IAP to the land process [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (6): 1077 - 1090.
- Bonan G B. 1998. The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR Community Climate Model [J]. *J. Climate*, 11: 1307 - 1326
- 戴福山. 2003. 东太平洋低云对海气耦合模式中“双辐合带”的影响——基于 LASG FGCM-0 的分析研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 102 - 118.
- Dai Fushan. 2003. Impacts of low-level cloud over the eastern Pacific on the “Double ITCZ” in an ocean-atmosphere coupled model—Diagnostic analyses based on LASG FGCM-0 [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 102 - 118.
- Davey M K, Huddleston M, Sperber K, et al. 2004. STOIC: A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions [J]. *Climate Dyn.*, 18: 403 - 420.
- Delecluse P, Davey M K, Kitamura Y, et al. 1998. Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 14357 - 14373.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 689 - 719.
- Jakob C, Siebesma A P. 2003. A new subcloud model for mass-flux convection schemes: Influence on triggering, updraft properties, and model climate [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 2765 - 2778.
- Kalnay E, Kanabutsu M, Kistker R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437 - 470.
- Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. 2001. ENSIP: The El Niño simulation intercomparison project [J]. *Climate Dyn.*, 18: 255 - 276.
- Le Mone M A, Pennell W T. 1976. The relationship of trade wind cumulus distribution to subcloud layer fluxes and structure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 104: 524 - 539.
- 李江龙, 张学洪, 俞永强, 等. 2003. 耦合海-气环流模式中双热带辐合带现象及其热收支分析 [J]. *气象学报*, 61 (01): 39 - 51.
- Li Jianglong, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. 2003. Double ITCZ phenomenon and analysis of its heat budget in a coupled ocean-atmosphere general circulation model [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (1): 39 - 51.
- Li Lijuan, Wang Bin, Wang Yuqing, et al. 2007. Improvements in climate simulation with modifications to the Tiedtke convective parameterization in the grid-point atmospheric model of IAP/LASG (GAMIL) [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24: 323 - 335.
- Lin Jialin. 2007. The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis [J]. *J. Climate*, 20: 4497 - 4525.
- 刘琨. 2008. 热带降水模拟的偏差分析与改进 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 57 - 82.
- Liu Kun. 2008. Bias analyses of the modeled tropical precipitation and its improvement [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 57 - 82.
- 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.
- Luo J-J, Masson S, Roeckner E, et al. 2005. Reducing climatology bias in an ocean-atmosphere CGCM with improved coupling physics [J]. *J. Climate*, 18: 2344 - 2360.

- Mechoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. 1995. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123: 2825 - 2838.
- Meehl G A, Arblaster J M. 1998. The Asian-Australian monsoon and El Niño - southern oscillation in the NCAR climate system model [J]. *J. Climate*, 11: 1356 - 1385.
- Meehl G A, Covey C, McAvaney B, et al. 2005. Overview of the coupled model intercomparison project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86: 89 - 93.
- Neelin J D, Latif M, Allaart M A, et al. 1992. Tropical air - sea interaction in general circulation models [J]. *Climate Dyn.*, 7: 73 - 104.
- Nordeng T E. 1994. Extended version of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics[R]. Technical Memorandum 206, ECMWF, Reading, U K.
- 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 parameterization [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112: 1001 - 1039.
- Schneider E K. 2002. Understanding differences between the equatorial Pacific as simulated by two coupled GCMs [J]. *J. Climate*, 15: 449 - 469.
- Schneider E K. 2005. Report on correcting tropical biases meeting [C]. Maryland, USA.
- Siebesma A P, Holtslag A M. 1996. Model impacts of entrainment and detrainment rates in shallow cumulus convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53: 2354 - 2364.
- Slingo J M. 1980. A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 747 - 770.
- Slingo J M. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113: 899 - 927.
- 宋晓良. 2005. 两种质量通量型积云参数化方案在气候模拟中的评估分析研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 119 - 145. Song Xiaoliang. 2006. The evaluation analysis of two kinds of mass-flux cumulus parameterizations in climate simulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 119 - 145.
- de Szoek S P, Wang Y, Xie S-P, et al. 2006. Effect of shallow cumulus convection on the eastern Pacific climate in a coupled model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L17713.
- Teixeira J, Hogan T F. 2002. Boundary layer clouds in a global atmospheric model: Simple cloud cover parameterizations [J]. *J. Climate*, 15: 1261 - 1276.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779 - 1800.
- Wang Y, Sen O L, Wang B. 2003. A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model description and verification of simulation [J]. *J. Climate*, 16: 1721 - 1738.
- Wang Y, Xie S, Xu H, et al. 2004. Regional model simulations of marine boundary layer clouds over the Southeast Pacific off South America. Part I: Control experiment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132: 274 - 296.
- Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Wu Tongwen, et al. 2004. Simulation of Asian monsoon seasonal variations with climate model R42L9/LASG [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21 (6): 879 - 889.
- 王在志, 吴国雄, 刘平, 等. 2005. 全球海 - 陆 - 气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 I: 水平分辨率的影响 [J]. *热带气象学报*, 21 (03): 225 - 237. Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Liu Ping, et al. 2005. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. I: Influence of horizontal resolution [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21 (03): 225 - 237.
- Wu Guoxiong, Liu Hui, Zhao Yucheng. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 13: 1 - 18.
- Wu Tongwen, Wang Zaizhi, Liu Yimin, et al. 2004. An evaluation of the effects of cloud parameterization in the R42L9 GCM [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21: 153 - 162.
- Yu L, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air - sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981 - 2005) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88: 527 - 539.
- Zhang Chidong. 2001. Double ITCZs [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 11785 - 11792.
- Zhang G J. 2002. Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parameterization [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D14), 4220, doi: 10.1029/2001JD001005.
- Zhang G J, Mu M. 2005. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the national center for atmosphere research community climate model, version 3 [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D09109, doi: 10.1029/2004JD005617.
- Zhang G J, Wang H. 2006. Toward mitigating the double ITCZ problem in NCAR CCSM3 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06709, doi: 10.1029/2005GL025229.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s —— 亚洲季风区海 - 陆 - 气相互作用对我国气候变化的影响 (第四卷) [M]. 北京: 气象出版社, 24 - 50. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005. The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and Its Associated Coupled Climate System Model FGOALS-s — Impacts of the Ocean-Land-Atmosphere Interaction over the Asian Monsoon Domain on the Climate Change over China (Volume 4) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 24 - 50.