

饶建, 任荣彩, 杨扬. 2014. 热带加热异常影响冬季平流层极涡强度的数值模拟 [J]. 大气科学, 38 (6): 1159–1171, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13268. Rao Jian, Ren Rongcai, Yang Yang. 2014. Numerical simulations of the impacts of tropical convective heating on the intensity of the northern winter stratospheric polar vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (6): 1159–1171.

热带加热异常影响冬季平流层极涡强度的数值模拟

饶建^{1,2} 任荣彩¹ 杨扬^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 本文利用大气环流模式 SAMIL/LASG, 通过选择两种对流参数化方案, 研究了热带加热异常对热带外平流层模拟的影响。结果表明, 因不同对流参数化方案引起的热带对流加热状况的差异, 可显著影响模式对北半球冬季平流层极涡强度的模拟偏差。与采用 Manabe 对流参数化方案相比, 采用 Tiedtke 参数化方案可以显著改善对平流层极涡强度的模拟, 使平流层极涡“过强”及极区“过冷”的模拟偏差得到明显改善。研究其中的影响过程发现, 由于 Manabe 方案最大凝结潜热加热高度过低, 在对流层中低层; 而 Tiedtke 方案的最大凝结潜热加热位置在对流层中上层, 因而 Tiedtke (Manabe) 方案时热带大气温度在对流层中上层较为偏暖 (偏冷), 在平流层低层较为偏冷 (偏暖)。自秋季开始, 与热带对流层高层温度的暖偏差相联系, 热带外对流层高层以及热带平流层低层出现伴随的温度冷偏差; 与之对应, 平流层中纬度从秋季开始也出现持续的温度暖偏差。另外, 随着秋冬季节平流层行星波活动的出现, Tiedtke 方案时热带外地区行星波 1 波的强度也明显强于 Manabe 方案, 使得秋冬季节涡动引起的向极热通量在 Tiedtke 方案时明显偏强, 从而造成了冬季平流层极区温度偏暖、极涡强度偏弱。

关键词 SAMIL/LASG 模式 对流参数化方案 热带对流加热 平流层极涡

文章编号 1006-9895(2014)06-1159-13

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13268

Numerical Simulations of the Impacts of Tropical Convective Heating on the Intensity of the Northern Winter Stratospheric Polar Vortex

RAO Jian^{1,2}, REN Rongcai¹, and YANG Yang^{1,2}

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract By applying two different convective parameterization schemes, the AGCM SAMIL/LASG was used to investigate the impacts of tropical convective heating on simulated extratropical stratospheric circulation. The results show that different choices of convective parameterization schemes can markedly influence the simulation of boreal winter stratospheric polar vortex intensity. Comparison of the results from SAMIL with the Manabe convective parameterization scheme showed that the simulation of the northern winter stratospheric polar vortex from SAMIL with Tiedtke scheme was effectively improved, particularly the known “cold bias” in the polar region. Because the maximum convective heating rate in the tropics lies in the upper troposphere in the Tiedtke scheme but in the lower troposphere in

收稿日期 2013-09-16, 2014-04-02 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2010CB428603、2010CB950400, 中国科学院先导性海洋专项 XDA11010402

作者简介 饶建, 男, 1989 年出生, 博士研究生, 主要从事平流层气候动力学研究。E-mail: rao_jian@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 任荣彩, E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

the Manabe scheme, the simulated temperature from SAMIL-Tiedtke was found to be warmer (cooler) in the tropical upper (lower) troposphere than that from SAMIL-Manabe. Considering the differences between SAMIL-Tiedtke and SAMIL-Manabe, there are marked warmer temperature anomalies in the tropical upper troposphere, which are coupled with marked cooler anomalies in the tropical lower stratosphere. In autumn, cooler temperature anomalies prevail in the midlatitude upper troposphere, which in turn are coupled with warmer temperature anomalies in the midlatitude stratosphere. In addition, the amplitude of planetary wavenumber-1 during autumn–winter in SAMIL-Tiedtke is also stronger than in SAMIL-Manabe. The stronger planetary wavenumber-1 and the warmer midlatitude stratosphere induce a stronger poleward eddy heat flux into the polar region and result in a weaker and warmer stratospheric polar vortex.

Keywords SAMIL/LASG model, Convective parameterization scheme, Tropical convective heating, Stratospheric polar vortex

1 引言

北半球冬季平流层的主要特征是存在一个强度和结构不断变化的极地涡旋。北半球极涡振荡是与北极涛动(AO), 北大西洋涛动(NAO)以及北半球环状模(NAM)相联系的极涡强度或位置的振荡过程(Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Cai and Ren, 2007; Ren and Cai, 2007, Chen et al., 2010)。平流层高层的极涡振荡信号提前于平流层低层和对流层的振荡信号, 有自上而下的传播趋势(Kodera et al., 1990; Baldwin and Dunkerton, 1999; Cai and Ren, 2007; Ren and Cai, 2007)。因此, 平流层极涡的振荡对于对流层的气候异常有一定的指示意义(Ren and Cai, 2007; Baldwin and Dunkerton, 2001)。平流层环流的异常变化, 主要源于来自对流层的行星波活动的异常, 以及由此引发的经向环流的异常, 因此伴随着热带与热带外之间的物质和热量交换以及相互作用过程。虽然平流层环流异常变化的主导时间尺度是季节—季节内尺度(Ren and Cai, 2006; Cai and Ren, 2007), 但平流层环流还受到诸多外部强迫因子的影响, 如因 ENSO 异常引起的热带加热异常可以通过影响行星波活动的强度, 对热带外平流层极涡的变化产生影响。研究发现, El Niño 成熟的当年冬季乃至次年冬季, 极涡明显偏弱。El Niño 异常通过引起热带对流加强, 导致热带外地区的行星波活动异常偏强, 从而引起平流层极涡强度偏弱(Manzini et al., 2006; Xie et al., 2012; Garfinkel and Hartmann, 2007, 2008; Camp and Tung, 2007a, 2007b; Chen et al., 2003; Ren et al., 2011; 任荣彩和向纯怡, 2010; 任荣彩, 2012)。然而, 要清楚揭示 ENSO 特别是热带加热异常影响冬季平流层极涡的过程, 还需要更多的证据。

数值模式在逐步完善, 其对平流层的模拟能力

也在不断得到提高, 为我们研究平流层环流异常成因提供了一条有效的途径。SAMIL/LASG 是中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的全球大气环流模式(Wu et al., 1996; 吴国雄等, 1997; Wu et al., 2003; 王在志等, 2005; Bao et al., 2010, 2013; 王军等, 2012)。SAMIL 及其耦合模式被广泛应用于气候及其变化研究。研究结果表明该模式在模拟东亚季风(Wang et al., 2004)、亚澳季风(张丽霞等, 2008; 吴波等, 2009)、热带云辐射强迫(郭准等, 2011)、热带年降水循环(张丽霞等, 2011)、热带季节内振荡(胡文婷等, 2011)、副热带高压(Liu et al., 2013)、气候态遥相关(Bao et al., 2013)以及海气相互作用效应(李博等, 2009, 2011)等方面, 具有一定的能力。针对该模式平流层模拟水平的评估结果表明, 其模拟的平流层极涡分布、极夜急流的位置以及极涡振荡的频率均与观测较为接近, 与观测结果相比主要偏差在于, 其所模拟的北半球冬季平流层极区“过冷”、极涡“过强”(Ren and Yang, 2012; 刘玉镇等, 2012; Ren et al., 2009)。这种极区“过冷”的模拟偏差存在于目前多数大气环流模式中(Charlton et al., 2007)。对于 SAMIL 而言, 引起这种模拟偏差的可能原因有多方面, 包括其没有考虑甲烷、氮氧化物和氟氯烃等化学成分的辐射效应、重力波参数化方案还不够完善等。以往的研究已经证明, 热带加热异常可以影响到冬季平流层极涡的强度, 那么, 模式中对热带加热模拟的偏差也可能是影响平流层冬季极涡模拟水平的原因之一。

积云对流参数化是气候模式中很重要的非绝热加热物理过程之一。积云对流一般为大尺度环流所强迫和控制, 又通过潜热和动量输送等反馈过程影响大尺度环流, 并直接影响着大气温度的垂直分

布(周天军等, 2005a; 刘屹岷等, 2007; 李剑东等, 2010; 刘琨等, 2010)。SAMIL 模式中提供了三种对流参数化方案(周天军等, 2005a; 胡文婷等, 2011): Manabe 对流参数化方案(Manabe et al., 1965)、Zhang 积云对流参数化方案(Zhang and McFarlane, 1995)和 Tiedtke (1989)质量通量方案。使用不同的对流参数化方案, 不仅在模拟热带的大气环流方面存在较为明显的差异, 而且从下文的分析我们还可以看出, 在模拟热带外平流层大气环流方面也存在明显的差异。我们选用了对流加热有明显差异的 Manabe 和 Tiedtke 两种对流参数化方案进行数值模拟, 发现与热带加热直接有关对流参数化方案的不同, 的确引起了北半球冬季平流层极涡强度的显著不同。热带的加热异常究竟是如何影响北半球冬季平流层极涡的强度变化的, 其中的物理过程如何? 回答这一问题将有助于加深我们对热带异常影响热带外平流层环流的过程和机理, 以及平流层—对流层的耦合机理的认识, 同时为改进模式参数化过程, 提高模式对平流层环流的模拟能力, 提供科学依据。本文的章节安排如下: 第二部分简单介绍 SAMIL/LASG 模式; 第三部分给出采用两种对流参数化方案模式模拟的热带外冬季平流层的差异; 第四部分阐明两种对流参数化方案情形下平流层环流差异与热带对流加热差异的联系过程; 最后一部分为讨论与总结。

2 模式及对流参数化方案介绍

SAMIL 2.4.7 是中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的全球大气环流模式最新版本(Wu et al., 1996; 吴国雄等, 1997; Wu et al., 2003; 王在志等, 2005; Bao et al., 2010, 2013; 王军等, 2012), 模式网格在水平方向为菱形截断 42 波(R42), 相当于水平分辨率 $1.66^{\circ} \times 2.81^{\circ}$, 纬向为均匀分布的 128 个格点, 经向为 108 个高斯格点, 垂直方向采用 26 层的 $\sigma-p$ 混合坐标, 模式顶层气压大约为 2.19 hPa。除了辐射过程, 所有物理过程和动力过程的时间积分步长均为 600 s。主要物理过程参数化方案包括: 辐射过程采用 Sun-Edwards-Slingo 方案(Edwards and Slingo, 1996; Sun and Rikus, 1999a, 1999b; Sun, 2011), 该方案考虑了气溶胶的直接效应(Li et al., 2012); 有三种积云参数化方案可以选择。以 SAMIL 做为大气分量的耦

合模式系统为 FGOALS-s2 (周天军等, 2005a, 2005b; Bao et al., 2013; Ren et al., 2009, Ren and Yang, 2012)。

本文所选用的 Tiedtke 质量通量方案(下文简称 T 方案)和 Manabe 对流参数化方案(下文简称 M 方案)主要区别在于, 最大对流加热所在的高度明显不同。M 方案采用了干、湿调整假设, 对于干空气或不饱和空气而言, 当某层温度垂直递减率超过了干绝热递减率时, 即假定自由对流的强度足以将温度调整为中性, 由对流所转化而来的动能调整的过程中瞬时转换成为热能; 对于湿空气而言, 当饱和区的垂直递减率超过了湿绝热递减率时, 自由对流的强度足以把大气层调整为相当位温呈中性垂直递减率的层结。干、湿绝热调整前后, 能量保持守恒(Manabe et al., 1965)。由这种方案所计算得到的平均热带对流高度较低。与 M 方案不同, T 方案考虑了贯穿性深对流、浅对流以及中层对流三种对流类型, 同时考虑了积云对流对于水平动量的垂直输送(Tiedtke, 1989)。相对于 M 方案, 由 T 方案所计算得到的平均热带对流高度较高。

本文设计了两组大气环流模式(AGCM)试验, 分别积分 53 年, 两组试验唯一的差别是采用的对流参数化方案不同。外强迫场包括臭氧、温室气体、太阳常数、气溶胶和海温, 均由 CMIP5 提供(Taylor et al., 2012)。臭氧和海温均是气候场, 主要是为了排除外强迫的年际变化带来的影响, 所以这两组试验模拟的差异可以完全归因于对流方案的差异。为了减小大气内部变率的干扰, 以下的分析数据均是模式积分后 40 年的平均结果。

3 两种对流参数化方案情形下 SAMIL 模拟的北半球平流层和对流层环流差异

图 1 给出了 ERA-Interim 再分析资料(图 1a)和两种对流参数化方案时(图 1b 和 c) SAMIL 模拟的北半球冬季(DJF)纬向平均温度(阴影)和纬向平均纬向风(等值线)的分布, 以及相应的两种方案的差值场(图 1d)。首先, 与 ERA-Interim 资料比较可以发现, 除了在热带外平流层依然存在的“过强”的极夜西风急流和“过冷”的极区温度偏差以外, 两种对流参数化方案情形下 SAMIL 基本上都可以较好地再现冬季大气环流的基本状态, 包括热带对流层顶 100 hPa 的冷中心、对流层

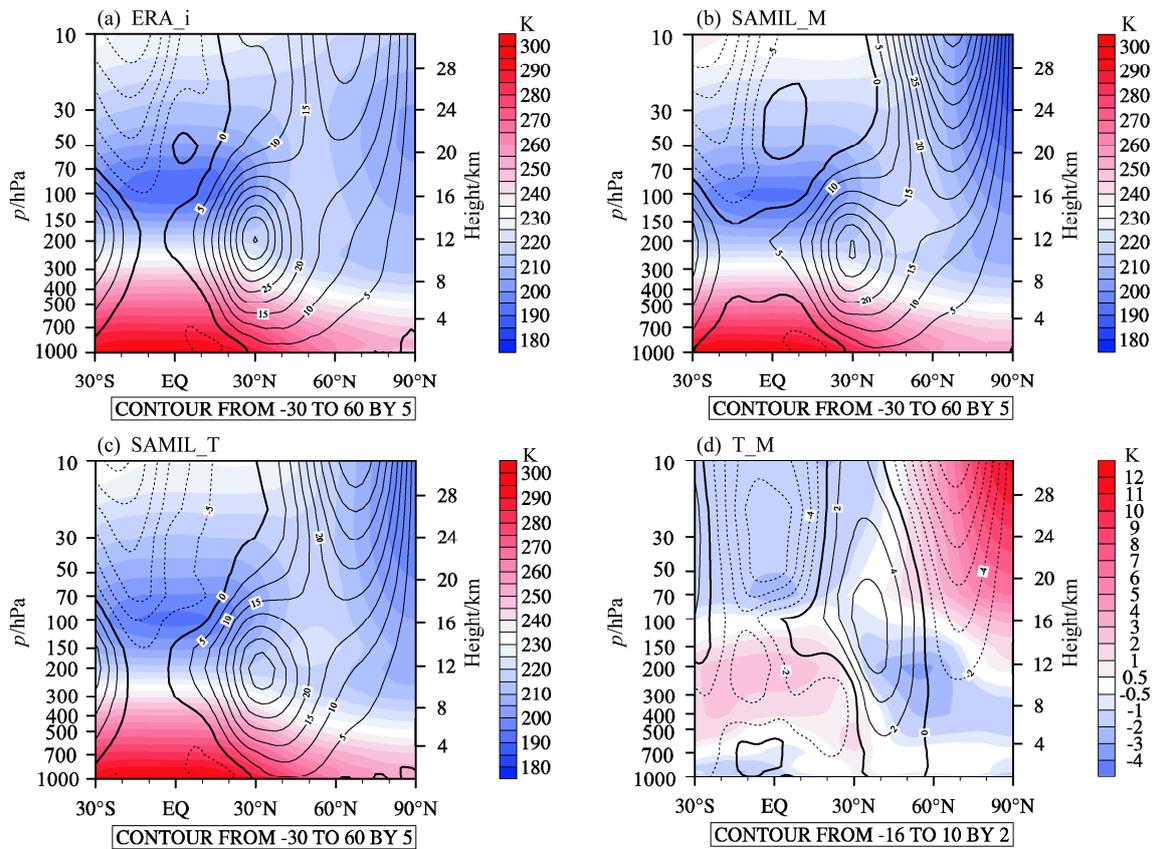


图1 北半球冬季(DJF)气候平均的纬向平均纬向风(等值线,单位: m s^{-1})和纬向平均温度(阴影,单位: K)分布:(a) ERA-Interim 再分析资料;(b) SAMIL, Manabe 方案(M);(c) SAMIL, Tiedtke 方案(T);(d) SAMIL, T 方案与 M 方案的差异

Fig. 1 Winter (DJF) climatology of the zonal-mean zonal wind (contours, units: m s^{-1}) and zonal-mean temperature (shadings, units: K) from (a) ERA-Interim reanalysis data, (b) SAMIL model with Manabe scheme (SAMIL-M), (c) SAMIL model with Tiedtke scheme (SAMIL-T), and (d) the difference between SAMIL-T and SAMIL-M

高层 200 hPa 位于 30°N 附近的副热带急流中心以及位于 70°N 附近的平流层极夜急流。比较而言,模式采用 T 方案时模拟的副热带急流以及平流层极夜急流强度更接近再分析资料(图 1a、b、c)。由 T 方案与 M 方案的差值场(图 1d)可见,与极夜急流强度负偏差(T 方案时急流较弱)相对应,在平流层热带为冷温度偏差,平流层热带外(和极区)地区为暖温度偏差,因此,平流层热带—热带外的经向温度梯度为负偏差。在对流层高层,温度偏差的经向分布情况刚好相反,热带地区为暖温度偏差,热带外为冷温度偏差,因此副热带温度梯度强度应为正偏差,对应的副热带急流强度亦为正的偏差。

上述采用 T 方案和 M 方案模拟的北半球冬季平流层环流的差异是否与前期的环流差异存在联系呢?图 2 给出了模式采用两方案时模拟的北半球平流层 30 hPa 的纬向平均温度的季节演变(图 2a–b)以及两种方案的纬向平均温度差异(图 2c–d)

的季节演变。为了直观的表征年循环特征,图 2a、b 和 d 中去除了相应的年平均值。由图可见,采用两种方案所模拟的 30 hPa 极区温度最冷均出现在 1 月(图 2a–b),最暖均出现在 7 月。纬向平均温度的季节变化幅度均是在极区达到最大,这与极区接收的太阳辐射的季节变化最大有关。从 30 hPa 纬向平均温度差异图(图 2c)可见,热带平流层在全年各个季节均为冷偏差,对应热带外平流层均为持续的暖偏差。由图 2d 可以更为清楚地看到,热带外平流层的暖温度偏差以冬季最强,这一最强的暖偏差信号可以追溯到之前的秋季,秋季时平流层最暖的信号位于中纬度。这说明平流层温度暖偏差信号可能最早出现在秋季的中纬度地区,随着秋冬季节行星波的活跃,通过经向交换而在冬季影响到极区,在后面的讨论中,我们将提供进一步的证据说明这一点。

图 3 给出了低纬(图 3a)、中纬(图 3b)和高

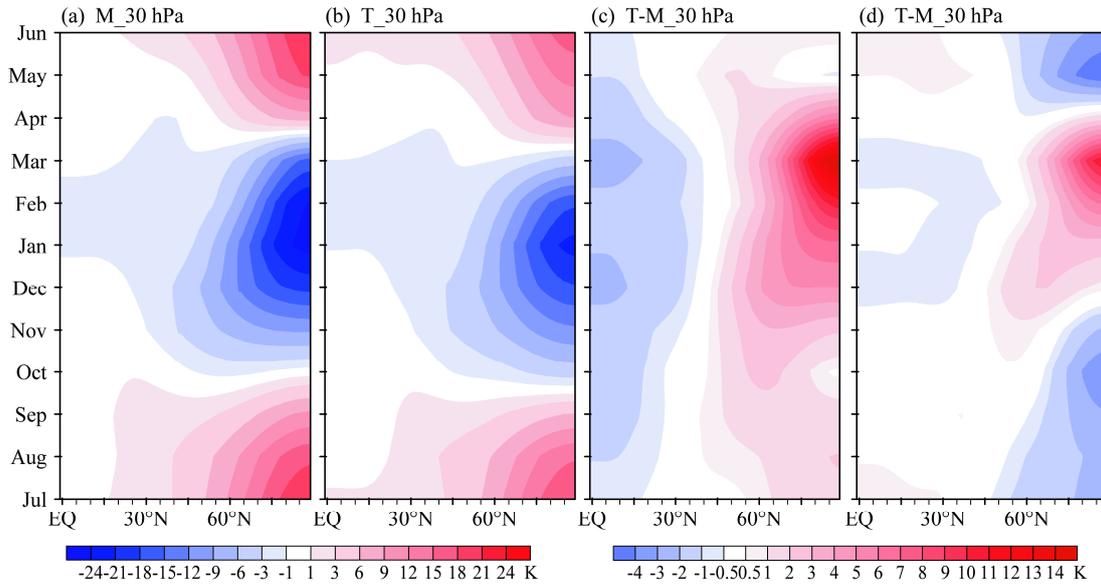


图2 SAMIL 模拟的北半球 30 hPa 纬向平均温度 (单位: K) 的季节演变: (a) M 方案; (b) T 方案; (c, d) T 方案与 M 方案之差。其中图 (a、b、d) 中去除了相应的年平均值

Fig. 2 Annual cycle of the zonal-mean temperature (units: K) at 30 hPa from (a) SAMIL-M, (b) SAMIL-T, and (c, d) the differences between SAMIL-T and SAMIL-M. Annual means were removed in (a, b, d)

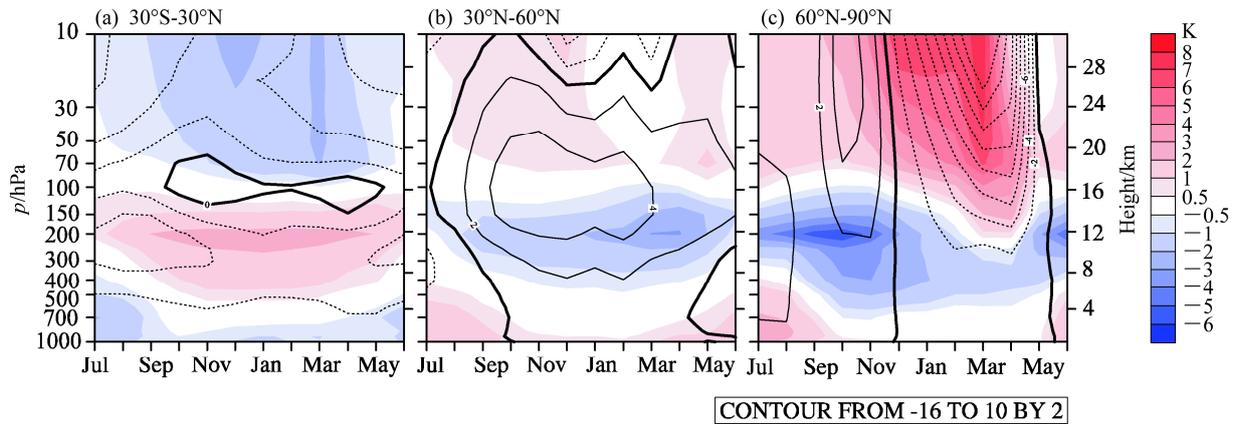


图3 T 方案与 M 方案模拟的纬向平均温度的差异 (阴影, 单位: K) 及纬向平均纬向风的差异 (等值线, 单位: $m s^{-1}$) 的高度—季节演变: (a) $30^{\circ}S \sim 30^{\circ}N$; (b) $30^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$; (c) $60^{\circ}N \sim 90^{\circ}N$

Fig. 3 Vertical-temporal cross sections of the differences of the simulated zonal-mean temperature (shadings, units: K) and the simulated zonal-mean zonal wind (contours, units: $m s^{-1}$) between SAMIL-T and SAMIL-M averaged over (a) $30^{\circ}S \sim 30^{\circ}N$, (b) $30^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, and (c) $60^{\circ}N \sim 90^{\circ}N$

纬 (图 3c) 地区纬向平均的纬向风偏差 (等值线) 和温度偏差 (阴影) 的垂直—季节演变。由图可见, 热带对流层中上层的温度暖偏差存在于全年各季节, 所位于的等压面层次夏季最高, 对应的平流层温度冷偏差在秋、冬和春季更强 (图 3a); 同时, 中高纬度地区对流层中上层为温度冷偏差持续, 对应平流层中纬度为温度暖偏差, 并在 9 月至 12 月最强 (图 3b)。

平流层—对流层温度差异的这种反位相耦合, 反映在等熵面高度的差异 (图略) 上可以理解为:

对流层高层气层增暖时, 可造成对流层下层等熵面下凹, 上层等熵面上凸, 对流层高层气层变厚, 质量增加; 相应的平流层气层变薄、质量减少, 对应温度冷偏差。另外根据热力适应的理论 (吴国雄和刘屹岷, 2000), 对流层高层的加热异常所对应的异常“过流”冷却效应, 可引起平流层低层的温度冷偏差。与图 2c-d 相一致, 极区平流层暖温度偏差在冬季最强, 并呈现从平流层高层向低层逐步发展的趋势, 因而平流层低层最强暖温度偏差出现在春季月份 (图 3c)。高纬度平流层暖温度偏差向下

传播的同时, 负的纬向风偏差也存在下传, 且在时间上略有滞后, 这一点与平流层极涡振荡过程中环流异常的配置特点 (Ren and Cai, 2006, 2007; Cai and Ren, 2007 以及其中的引文) 非常类似。

总之, 平流层中纬度的暖温度差异最早出现在秋季, 可能与冬季平流层极区的暖温度偏差有关联。具体地, 热带加热差异造成对流层高层为持续的暖温度差异, 热带平流层低层为冷的温度差异; 夏季之后, 冷温度差异在中纬度对流层高层出现并

加强, 对应着平流层中纬度出现暖的温度差异。随后平流层中纬度地区的暖温度偏差逐步向极区传播, 与冬季极区的暖温度偏差相联系。平流层的暖温度偏差最先在高层发展并逐步向下层传播。

4 热带对流加热差异影响平流层极涡强度模拟的过程

4.1 热带对流加热差异与热带温度偏差

图 4 给出了采用 T 方案与 M 方案时 SAMIL 模

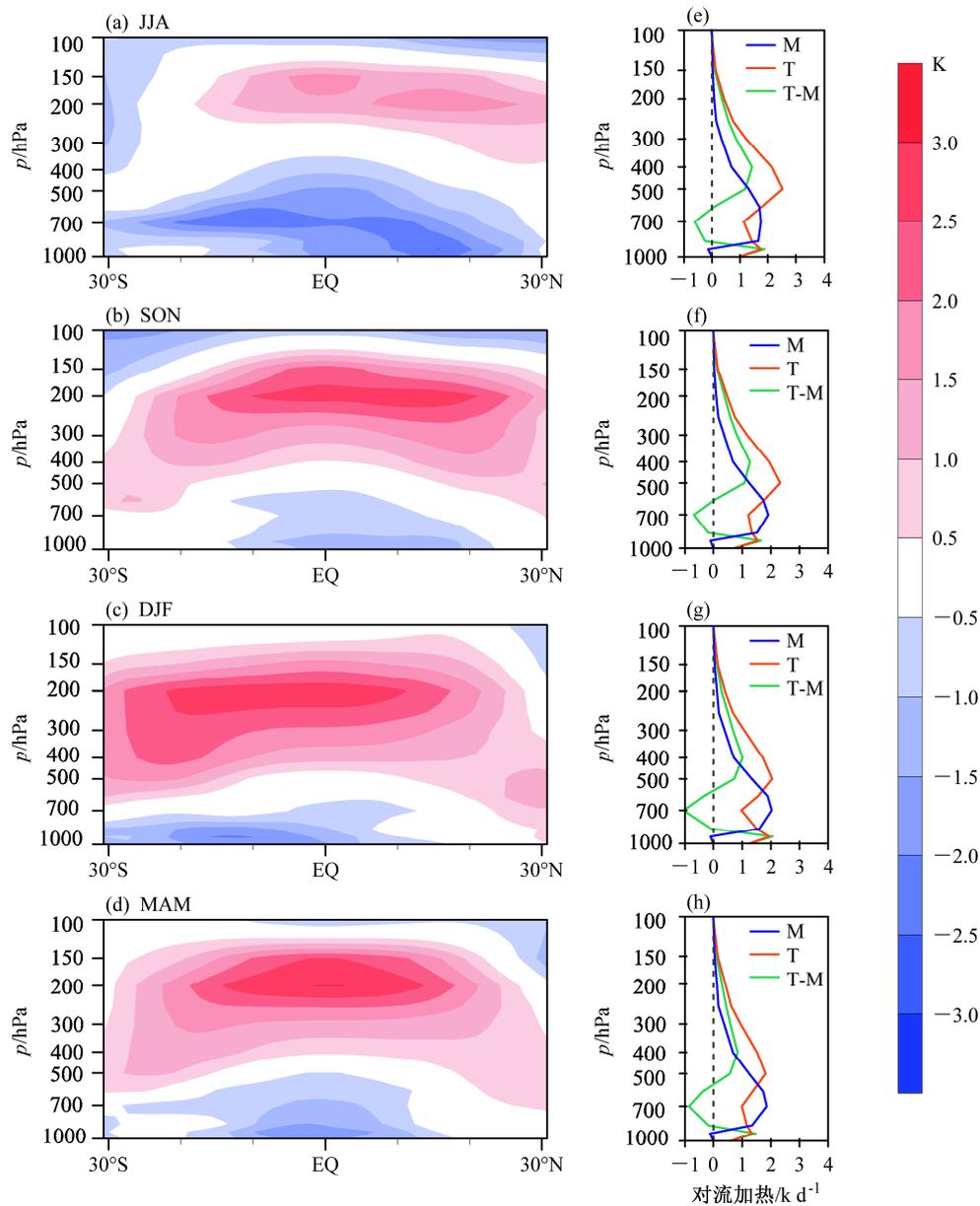


图 4 T 方案和 M 方案模拟的 (a, e) 夏季 JJA、(b, f) 秋季 SON、(c, g) 冬季 DJF 和 (d, h) 春季 MAM 热带纬向平均温度的差异 (a-d, 阴影, 单位: K) 以及热带平均对流加热垂直廓线 (e-h, 单位: $K d^{-1}$, 红色: T 方案, 蓝色: M 方案, 绿色: T 方案与 M 方案之差)

Fig. 4 Differences of the simulated zonal-mean temperature (shaded, units: K) in the tropics ($30^{\circ}S \sim 30^{\circ}N$) between SAMIL-T and SAMIL-M for (a) summer (JJA), (b) autumn (SON), (c) winter (DJF), and (d) spring (MAM); (e-h) the corresponding convective heating rate (units: $K d^{-1}$) profiles from SAMIL-T (red), SAMIL-M (blue), and their differences (green)

拟的热带地区 (30°S~30°N) 对流层 (100 hPa 以下) 的纬向平均温度差异 (图 4a-d), 以及两种方案在热带地区的平均垂直对流加热廓线及其差异 (4e-h)。首先, 由垂直加热廓线的对比可知, M 方案对流凝结加热最强中心位置比 T 方案低, 位于对流层下层, 加热强度在对流层低层比 T 方案稍强。因此, 相对于 M 方案, T 方案在热带对流层低层平均的垂直凝结加热为负加热偏差, 在对流层中上层为正的加热偏差。这种加热偏差存在于各季节, 与模拟的热带纬向平均温度偏差一致 (图 4a-d), 即热带对流层中上层温度暖偏差最显著, 在对流层低层为温度的冷偏差。具体地, 对流层下层的加热负偏差在夏季 (JJA, 图 4a、e) 达到最大, 对应热带

对流层下层温度冷偏差也在夏季最强, 厚度最深; 秋季 (SON, 图 2b、f) 之后, 对流层下层的加热差异减弱, 温度冷偏差厚度也变薄, 而对流层中上层的温度暖偏差变强, 厚度变深。

4.2 热带热力差异与中纬度环流差异的联系

为了说明热带加热差异与所模拟的热带外对流层环流差异的联系, 图 5 给出了分别采用两种对流参数化方案时 SAMIL 模拟的北半球对流层高层 (200 hPa) 位势高度偏差 (等值线) 和温度偏差 (阴影) 的逐月分布。在对流层高层, 位势高度偏差和温度偏差的符号基本上保持一致, 即位势高度场偏高时, 温度也多偏暖, 反之亦然。由图可见, 相对于 M 方案, T 方案时在热带对流层高层造成的纬向

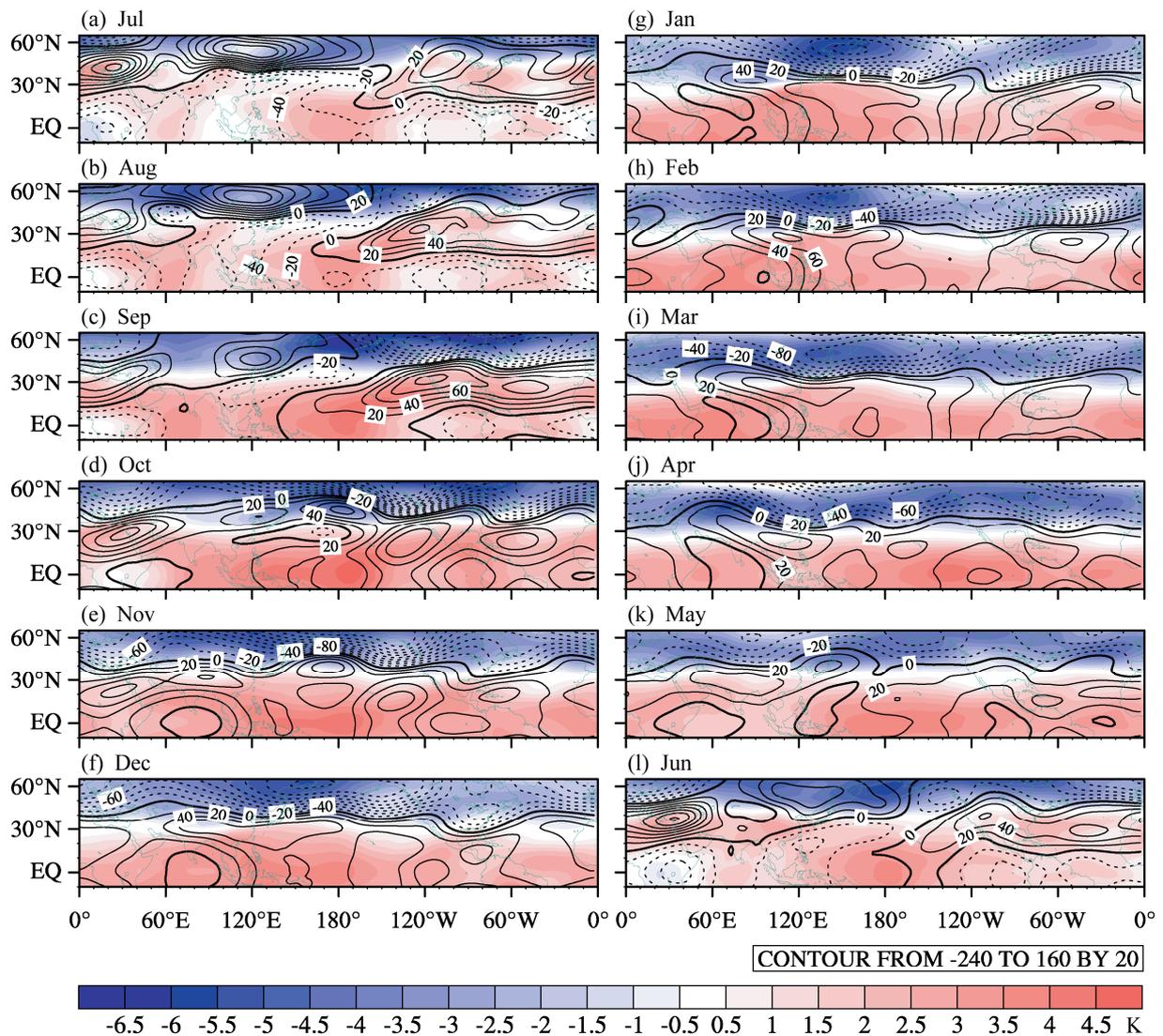


图 5 T 方案与 M 方案模拟的逐月北半球 200 hPa 位势高度场的差异 (等值线, 单位: gpm) 和温度场的差异分布 (阴影, 单位: K)
 Fig. 5 Differences of the simulated monthly 200-hPa geopotential height (contours, units: gpm) and temperature (shadings, units: K) between SAMIL-T and SAMIL-M

一致的温度暖偏差（高度正偏差）9月以后逐步增强，在秋冬月份最显著（图 5c-f 及图 4）。与之对应，在热带外地区则为纬向一致的温度冷偏差和位势高度的负偏差。这种热带—热带外的温度和高度偏差的反位相分布，与热带—中纬度大气对 ENSO 海温异常的响应型式非常类似。具体地，在冬季 ENSO 暖位相峰值之后，热带印度洋和热带大西洋会在春季月份相继增暖，热带海洋表面温度纬向一致的暖异常，会在热带对流层高层造成纬向一致的温度暖异常和位势高度正异常；与之相对应，在中纬度地区的对流层高层则对应着纬向较为一致的温度的冷异常和位势高度的负异常（Kumar and Hoerling, 2003; Lau et al., 2005）。这说明 T 方案相对于 M 方案的热带对流层高层加热异常，所造成的热带—中纬度的大气热力响应与暖 ENSO 峰值之后的春季大气的热力响应类似。这种热带和中纬度地区温度和位势高度偏差中心的反位相耦合，将对流层高层热带地区的温度和位势高度异常与热带外地区的温度和位势高度异常联系起来。Ren et al. (2012) 利用 ENSO 对对流层大气的这种滞后效应，提出了 ENSO 对次年冬季平流层极涡振荡的滞后影响。

图 6 分别给出了 8 月到次年 3 月低纬度（图 6a, $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ）、中纬度（图 6b, $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ）和高纬度（图 6c, $60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$ ）地区平均的温度差异（阴影）和位势高度差异（等值线）的经度—高度的逐月分布。由图 6a 可见，与热带对流层高层的温度暖偏差相对应，平流层低层的温度冷偏差和高度负偏差，也存在于各个月份，并在秋冬季节最显著。重要地，我们发现平流层的环流差异还呈现显著的纬向不对称结构，最强的冷偏差中心位于热带太平洋地区，在冬季月份达到最强（与图 3a 一致），这显然与热带太平洋上空对流层高层暖温度偏差的纬向非均匀分布密切相关（图 5 和图 6a）。与热带纬向非均匀的热力差异相匹配，平流层中纬度的暖温度差异也呈现以北太平洋区域为中心的纬向非对称分布，并在秋冬季节（10~12 月份）达到最强（图 6b）。由图 6c 可见，高纬度平流层的暖温度差异也在冬季节达到最强，并且也呈现显著的纬向非对称的结构特征，最强的温度暖偏差和高度正偏差也相应地位于太平洋到北美地区上空。在下面的部分我们将给出详细证据，说明这种纬向非对称的差异分布引起了两种参数化方案情形下平流层行星

波活动的显著差异。

4.3 冬季热带外平流层行星波活动差异

在冬半年的平流层，行星波活动是实现高低纬度间热量、动量交换，引起平流层环流振荡的重要驱动力。图 7 给出了 ERA-Interim 再分析资料以及模式分别采用两种对流参数化方案模式模拟的冬季平流层 10 hPa 位势高度纬向偏差以及行星波纬向 1 波和 2 波分量的分布。由图可见，无论采用 M 方案还是 T 方案，模式都能模拟出北半球冬季平流层位于北太平洋阿留申地区附近的高压系统和位于大西洋—北美地区的低压系统（图 7a、b），且它们也正好与纬向 1 波（图 7d、e）的正负值中心相对应，表明北半球冬季平流层的纬向 1 波主导性质。比较再分析资料（图 7a、b 阴影）与模式结果（图 7a、b 等值线）可知，模式中纬向高度偏差的强度比再分析资料弱，反映了模式中行星波的强度总体偏弱。由两种方案情形下模式模拟的 10 hPa 位势高度纬向偏差的差值场（图 7c）可以看出，阿留申地区东（西）侧为正（负）的差异，表明 T 方案时模式模拟的阿留申地区附近的高压系统中心稍向东偏，但强度更强，与再分析资料中位势高度的纬向偏差中心强度（图 7b）更为接近。相应地，T 方案时模式模拟的纬向 1 波（图 7e 等值线）中心也稍向东偏、但强度也比 M 方案（图 7d 等值线）更强，也与实际（图 7d、e 阴影）更为接近。由图 7g、h 可知，行星波 2 波的振幅总体比行星波 1 波（图 7d、e）小得多，采用两种方案时模式模拟的行星波 2 波（图 7g、h 等值线）的位相分布均与观测（图 7g、h 阴影）接近，只是 M 方案的纬向 2 波强度稍强，但 2 波强度的差异（图 7i）相对 1 波强度的差异（图 7f）小得多。总体而言，采用 T 方案时，模式模拟的平流层行星波强度相对较强，且主要表现为纬向 1 波更强。

行星波活动强度的差异，直接的效应是影响经向热量的输送，而经向热量的输送异常可直接影响极区的温度偏差和冬季极涡强度。为了说明行星波活动差异的效应，图 8 给出了 ERA-Interim 再分析资料（图 8a）以及模式采用两种对流参数化方案时（图 8b、c）模拟的沿 60°N 纬圈经向涡动热通量的季节演变。由图可见，向极涡动热通量从 10 月份开始加强，12 月到次年 1 月份达到年最大值。比较图 8a 和图 8b、图 8c 可知，SAMIL 模拟的行星波波动热通量强度总体而言比再分析资料偏弱（与图

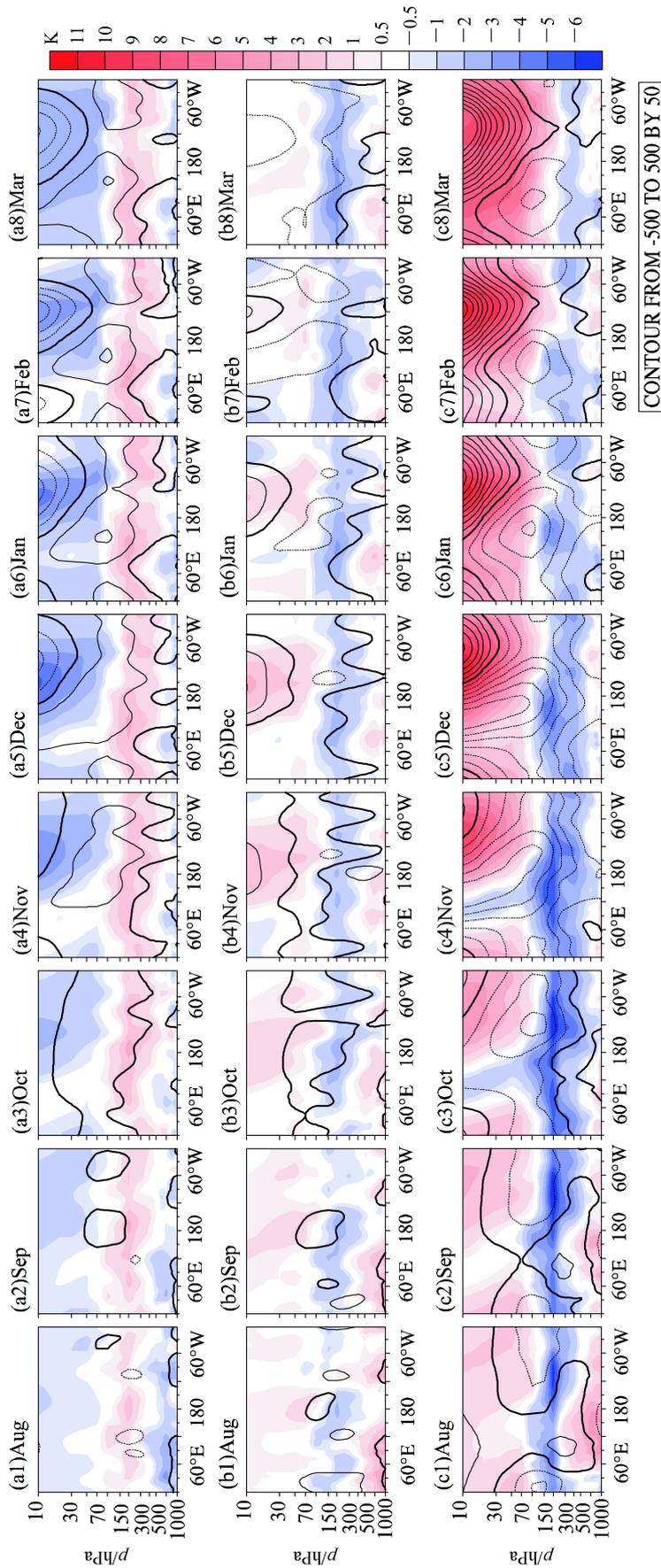


图 6 T 方案与 M 方案模拟的 8 月至次年 3 月逐月位势高度场差异 (等值线, 单位: gpm) 和温度场差异 (阴影, 单位: K) 的经度-高度剖面: (a) 30°S~30°N; (b) 30°~60°N; (c) 60°~90°N
 Fig. 6 Longitude-pressure cross sections of the differences of the simulated geopotential height (contours, units: gpm) and temperature (shadings, units: K) from August to March between SAMIL-T and SAMIL-M averaged over (a) 30°S~30°N, (b) 30°~60°N, and (c) 60°~90°N

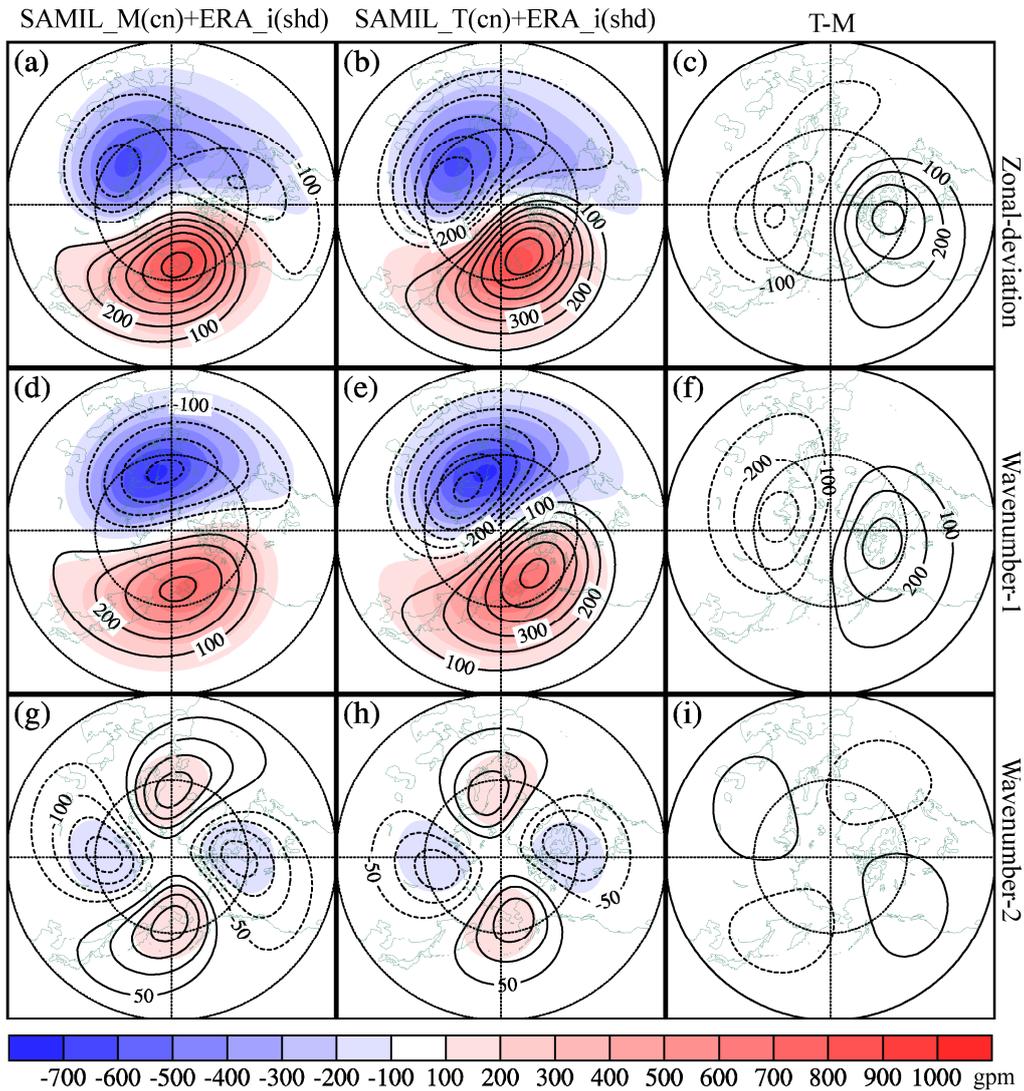


图7 北半球冬季 (DJF) 平均的 10 hPa 位势高度 (a-c) 纬向偏差及 (d-f) 纬向 1 波和 (g-i) 纬向 2 波分量 (单位: gpm): (a, d, g) M 方案 (等值线) 和 ERA-Interim (阴影); (b, e, h) T 方案 (等值线) 和 ERA-Interim (阴影); (c, f, i) T 方案和 M 方案之差
Fig. 7 Winter (DJF) (a-c) zonal deviation, (d-f) wavenumber-1 and (g-i) wavenumber-2 components of the geopotential height at 10 hPa (units: gpm) from (a, d, g) SAMIL-M (contours), (b, e, h) SAMIL-T (contours), and (c, f, i) the differences between SAMIL-T and SAMIL-M. Shadings in (a, d, g) and in (b, e, h) are the corresponding components from ERA-Interim reanalysis data

7 吻合)。与行星波 1 波和 2 波的强度对比一致，行星波 1 波引起的向极涡动热通量的强度总体明显强于 2 波，这一对比特征在观测资料中尤其明显 (图 8a)。由两种方案的波动热通量的差异 (图 8d) 可以看出，总体而言，采用 T 方案时行星波引起的波动热通量的强度强于 M 方案，且这种差异主要由 1 波效应的差异引起，这与图 7 中 1 波强度在 T 方案中明显偏强是一致的 (图 7h, 比较图 7f 和图 7g)。另外我们也注意到，行星波 2 波引起的向极涡动热通量的差异在 1 月份出现了负值，这与 M 方案时 2 波强度稍强相一致 (图 7i)。

综上所述，两种参数化方案引起的热带对流加热差异，通过热带—热带外的耦合过程，引起热带外对流层的温度冷偏差，和热带外平流层的温度暖偏差。同时，上述热力差异的纬向不均匀分布还造成了秋冬季节热带外地区行星波强度及其效应的显著差异。行星波活动向极热量输送的显著差异，与冬季极涡强度的差异直接关联。

5 结论

本文利用大气环流模式 SAMIL/LASG，通过选择两种对流参数化方案，研究了热带加热异常对热

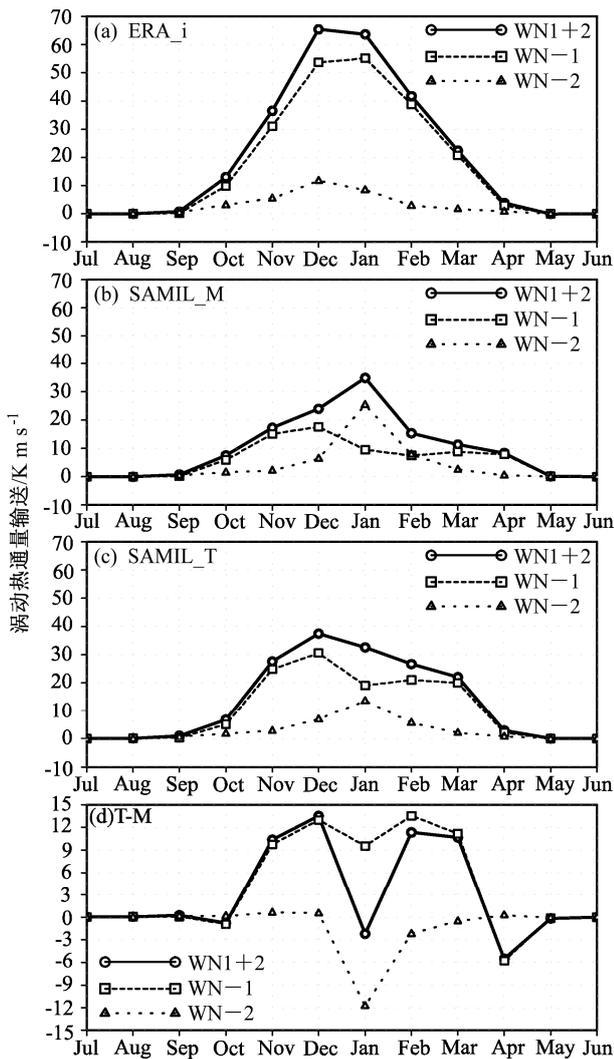


图 8 10 hPa 沿 60°N 纬向平均的行星波 1 波 (长虚线)、2 波 (点线) 以及 1 波和 2 波共同 (粗实线) 引起的经向涡动热通量输送 (单位: $K m s^{-1}$) 的季节演变: (a) ERA-Interim 再分析资料; (b) M 方案; (c) T 方案; (d) T 方案与 M 方案之差

Fig. 8 Seasonal evolution of the zonal-mean poleward planetary-wave heat flux across 60°N at 10 hPa (units: $K m s^{-1}$) from (a) ERA-Interim reanalysis data, (b) SAMIL-M, (c) SAMIL-T, and (d) the differences between SAMIL-T and SAMIL-M

带外平流层模拟的影响。通过对比 T 方案和 M 方案的模拟结果发现, T 方案时热带对流加热高度偏高, M 方案时热带对流加热高度偏低, 两种方案的潜热加热廓线差异(T 方案与 M 方案之差)表明, 热带对流层高层为正的加热差异, 表现在温度场上为暖的温度差异。热带对流层的热力差异通过热带—热带外的耦合, 影响到热带外的环流差异, 热带对流层高层自夏季开始为持续的暖偏差, 且秋季月份开始逐步加强。与热带对流层中上层温度的暖偏差相对应, 热带外对流层以及热带平流层为持续的

温度冷偏差, 而热带外平流层则为持续的暖的温度偏差。随着秋冬季节行星波活动开始加强, 中纬度的暖温度偏差向极区发展, 冬季时整个极区为暖温度偏差。因此 T 方案时, 模式模拟的平流层极区更暖, 极涡较弱而更接近于观测。

对行星波活动强度的诊断表明, T 方案时模式模拟的行星波强度及其引起的沿 60°N 纬圈的向极涡动热量输送相对 M 方案更强, 且主要表现为行星波 1 波及其效应的偏强。

总之, 相对于 M 对流参数化方案, T 方案中热带的最大对流加热高度高, 强度强, 夏季后热带对流层的暖温度差异可通过垂直耦合和热带—热带外的耦合过程影响热带外地区对流层到平流层的热力异常和环流, 造成夏季后在平流层的中纬度地区有暖的温度差异维持; 另外, T 方案中强的热带对流层高层加热, 还造成秋季之后行星波的活动偏强。平流层中纬度的暖异常, 加上较强的行星波活动, 采用 T 方案时模拟的冬季平均的向极热量通量更强, 因此造成了冬季平流层极区偏暖、极涡偏弱。本文的结果不仅进一步揭示了热带热力异常影响冬季平流层环流的事实和过程, 而且从另一个角度说明, 提高模式对热带对流的描述和模拟能力, 也是提高模式对热带外大气环流, 特别是有效改善冬季平流层极涡模拟效果的一条重要途径。

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所何编博士和胡文婷博士提供模式运行手册。感谢两位匿名审稿人和编辑的耐心审阅和宝贵意见。

参考文献 (References)

Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D24): 30937–30946.

Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294 (5542): 581–584.

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.

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.

Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern Hemisphere cold season variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (6): 1880–1901.

Camp C D, Tung K K. 2007a. Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (4), doi:10.1029/2006GL028521.

Camp C D, Tung K K. 2007b. The influence of the solar cycle and QBO on

- the late-winter stratospheric polar vortex [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (4): 1267–1283.
- Charlton A J, Polvani L M, Perlwitz J, et al. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations [J]. *J. Climate*, 20 (3): 470–488.
- Chen W, Takahashi M, Graf H F. 2003. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), doi:10.1029/2003JD003834.
- Chen Z Y, Chen H B, Lü D R, et al. 2010. Advances in researches on the middle and upper atmosphere in 2008–2010 [J]. *Chin. J. Space Sci.*, 30 (5): 456–463.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. 1. Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122 (531): 689–719.
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2007. Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D19): D19112, doi:10.1029/2007JD008481.
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2008. Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D18): D18114, doi:10.1029/2008JD009920.
- 郭准, 吴春强, 周天军, 等. 2011. LASG/IAP 和 BCC 大气环流模式模拟的云辐射强迫之比较 [J]. *大气科学*, 35 (4): 739–752. Guo Zhun, Wu Chunqiang, Zhou Tianjun, et al. 2011. A comparison of cloud radiative forcings simulated by LASG/IAP and BCC atmospheric general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (4): 739–752.
- 胡文婷, 段安民, 吴国雄. 2011. 积云对流参数化方案对热带大气季节内振荡模拟的影响 [J]. *中国科学: 地球科学*, 41 (9): 1341–1351. Hu Wenting, Duan Anmin, Wu Guoxiong. 2011. Sensitivity of simulated tropical intraseasonal oscillations to cumulus schemes [J]. *Science China Earth Sciences*, 54 (11): 1761–1771.
- Kodera K, Yamazaki K, Chiba M, et al. 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 17 (9): 1263–1266.
- Kumar A, Hoerling M P. 2003. The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño [J]. *J. Climate*, 16 (9): 1391–1403.
- Lau N C, Leetmaa A, Nath M J, et al. 2005. Influences of ENSO-induced Indo–Western Pacific SST anomalies on extratropical atmospheric variability during the boreal summer [J]. *J. Climate*, 18 (15): 2922–2942.
- Li J D, Sun Z A, Liu Y M, et al. 2012. A study on sulfate optical properties and direct radiative forcing using LASG-IAP general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (6): 1185–1199.
- 李剑东, 刘屹岷, 吴国雄. 2010. 积云对流和云物理过程调整对气候模拟的影响 [J]. *大气科学*, 34 (5): 891–904. Li Jiandong, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2010. Impacts of adjustment among cumulus convection and cloud physics processes on climate simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (5): 891–904.
- 李博, 周天军, 吴春强, 等. 2009. 大气环流模式和耦合模式模拟的降水—海温关系之比较 [J]. *大气科学*, 33 (5): 1071–1086. Li Bo, Zhou Tianjun, Wu Chunqiang, et al. 2009. Relationship between rainfall and sea surface temperature simulated by LASG/IAP AGCM and CGCM [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (5): 1071–1086.
- 李博, 周天军, 林鹏飞, 等. 2011. 冬季北太平洋海表面热通量异常和海水相互作用的耦合模式模拟 [J]. *气象学报*, 69 (1): 52–63. Li Bo, Zhou Tianjun, Lin Pengfei, et al. 2011. The wintertime North Pacific surface heat flux anomaly and air–sea interaction as simulated by the LASG/IAP ocean–atmosphere coupled model FGOALS_sl.0 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (1): 52–63.
- 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. Li 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.
- 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.
- Liu Y M, Hu J, He B, et al. 2013. Seasonal evolution of subtropical anticyclones in the climate system model FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 593–606.
- 刘玉镇, 任荣彩, 何编. 2012. 两个大气环流模式 SAMIL 和 BCC_AGCM 对北半球冬季极涡振荡的模拟对比 [J]. *大气科学*, 36 (6): 1191–1206. Liu Yuzhen, Ren Rongcai, He Bian. 2012. Comparison of SAMIL and BCC_AGCM simulations of the polar vortex oscillation in the Northern Hemisphere winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (6): 1191–1206.
- Manabe S, Smagorinsky J, Strickler R F. 1965. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 93 (12): 769–798.
- Manzini E, Giorgetta M A, Esch M, et al. 2006. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model [J]. *J. Climate*, 19 (16): 3863–3881.
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 884–900.
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the Northern Annular Mode variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (7), doi:10.1029/2006GL028729.
- Ren R C, Cai M, Xiang C Y, et al. 2011. Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies [J]. *Climate Dyn.*, 38 (7–8): 1345–1358.
- Ren R C, Yang Y. 2012. Changes in winter stratospheric circulation in CMIP5 scenarios simulated by the climate system model FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (6): 1374–1389.
- Ren R C, Wu G X, Cai M, et al. 2009. Winter season stratospheric circulation in the SAMIL/LASG general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (3): 451–464.
- 任荣彩, 向纯怡. 2010. 平流层极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时空联系 [J]. *气象学报*, 68 (3): 285–295. Ren Rongcai, Xiang Chunyi.

2010. Temporal and spatial connections of the stratospheric polar vortex oscillation to the ENSO tropical SST anomalies [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 68 (2): 285–295.
- 任荣彩. 2012. 过去 60 年中 3—5 年时间尺度的强 ENSO 过程与平流层环流异常的滞后耦合及其机理 [J]. *气象学报*, 70 (3): 520–535. Ren Rongcai. 2012. Study of the lag-coupling between the 3–5 year timescale ENSO events and the stratospheric circulation in the past 60 years and its mechanism [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 70 (3): 520–535.
- Sun Z A, Rikus L. 1999a. Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 (560): 3037–3055.
- Sun Z A, Rikus L. 1999b. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D6): 6291–6303.
- Sun Z A. 2011. Improving transmission calculations for the Edwards–Slingo radiation scheme using a correlated-k distribution method [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (661): 2138–2148.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (4): 485–498.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (8): 1779–1800.
- 王军, 包庆, 刘屹岷, 等. 2012. 大气环流模式 SAMIL 模拟的夏季全球加热场和东亚夏季风 [J]. *大气科学*, 36 (1): 63–76. Wang Jun, Bao Qing, Liu Yimin, et al. 2012. Performances of SAMIL on the global heating and the East Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (1): 63–76.
- 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 (3): 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 (3): 225–237.
- Wang Z Z, Wu G X, Wu T W, et al. 2004. Simulation of Asian monsoon seasonal variations with climate model R42L9/LASG [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (6): 879–889.
- 吴波, 周天军, Li Tim, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. *大气科学*, 33 (2): 285–299. Wu Bo, Zhou Tianjun, Li Tim, et al. 2009. Interannual variability of the Asian-Australian monsoon and ENSO simulated by an ocean-atmosphere coupled model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (2): 285–299.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24 (4): 433–433. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 24 (4): 433–433.
- 吴国雄, 张学洪, 刘辉, 等. 1997. LASG 全球海洋—大气—陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究 [J]. *应用气象学报*, 8 (增刊): 15–28. Wu Guoxiong, Zhang Xuehong, Liu Hui, et al. 1997. Global ocean-atmosphere-land system model of LASG (GOALS/LASG) and its performance in simulation study [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 8 (S1): 15–28.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13 (1): 1–18.
- Wu T W, Liu P, Wang Z Z, et al. 2003. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (5): 726–742.
- Xie F, Li J, Tian W, et al. 2012. Signals of Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12 (11): 5259–5273.
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model [J]. *Atmosphere-Ocean*, 33 (3): 407–446.
- 张丽霞, 周天军, 吴波, 等. 2008. 气候系统模式 FGOALS_s1.1 对热带降水年循环模态的模拟 [J]. *气象学报*, 66 (6): 968–981. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Wu Bo, et al. 2008. The annual modes of tropical precipitation simulated by LASG/IAP ocean-atmosphere coupled model Fgoals_s1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (6): 968–981.
- 张丽霞, 周天军, 曾先锋, 等. 2011. 积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响 [J]. *大气科学*, 35 (4): 777–790. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Zeng Xianfeng, et al. 2011. The annual modes of tropical precipitation simulated with LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (4): 777–790.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005a. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s [M]. 北京: 气象出版社, 1–288. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005a. The AGCM SAMIL and Its Coupled Model FGOALS-s (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–288.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005b. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005b. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 63 (5): 702–715.