

一个气候系统模式 FGCM0 对东亚副热带 西风急流季节变化的模拟

张耀存 况雪源

南京大学大气科学系灾害性天气气候研究所, 南京 210093

摘要 对 IAP/LASG 气候系统模式试验版(FGCM0)模拟对流层上层东亚副热带西风急流季节变化的能力进行评估, 分析 FGCM0 模拟的东亚副热带西风急流季节变化与 NCEP/NCAR 再分析资料的差异及其与对流层大气南北温差的关系。结果表明, FGCM0 模拟的冬季和夏季西风急流垂直结构、水平结构和季节变化与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致, 但 FGCM0 模拟的东亚副热带西风急流在高原附近地区冬季和夏季都偏强, 沿 115°E 中国大陆地区上空模拟的急流强度冬季偏弱, 夏季明显偏强。夏季 FGCM0 模拟的急流中心位于高原东北部的 40°N 附近地区, 强度偏强, 位置偏东, 而此时 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流中心却位于高原北侧。此外, FGCM0 模拟的急流在 5 月份的北移和 8 月份的最北位置上与 NCEP/NCAR 再分析资料差异较大。分析副热带西风急流与对流层南北温差的季节变化发现, 急流出现的位置总是对应着对流层南北温度差较大区域, 与再分析资料相比, FGCM0 模拟的温度差在冬季基本一致, 夏季差异较大。与降水的模拟相联系发现, FGCM0 模拟得到的与实际不一致的偏西偏北的强降水中心与 200 hPa 上的东亚副热带急流位置和强度不合理具有密切关系。相关分析表明, 冬季西风急流强度与日本南部海区的感热通量、夏季与青藏高原地区的地面感热通量有明显的正相关关系, 而 FGCM0 能够较好地模拟冬季西风急流强度与地面感热通量之间的相关关系, 但模拟夏季青藏高原地区感热通量和副热带西风急流之间相关关系的能力相对较差, 夏季西风急流强度与 OLR 之间却有一定的关系。由于与强降水区相联系的 OLR 低值区对应着较大的对流凝结加热, 再加上模式中位于青藏高原东南部较大的地面感热加热, 增强了对流层的南北向温度差, 进而影响东亚副热带急流强度和位置。因此, FGCM0 模拟的夏季副热带急流位置和强度偏差与高原附近地区的地面感热加热、大气射出长波辐射等的模拟偏差具有密切的关系。

关键词 东亚 副热带西风急流 季节变化 海气耦合模式

文章编号 1006-9895(2006)06-1177-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

Simulation of Seasonal Variation of the East Asian Subtropical Westerly Jet in a Coupled Climate System Model FGCM0

ZHANG Yao-Cun and KUANG Xue-Yuan

Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract The performance of IAP/LASG climate system model (FGCM0) for simulating the seasonal variation of East Asian subtropical westerly jet (EAWJ) in the upper troposphere is evaluated by analyzing the differences between the coupled model results and the NCEP/NCAR reanalysis, and the relationship between the EAWJ seasonal variation and the atmospheric temperature difference in the upper troposphere from north to south is also been analyzed. The results show that the simulated vertical and horizontal structures and the seasonal variation of EAWJ in FGCM0 are consistent with the NCEP/NCAR reanalysis in winter and summer, but considerable biases in EAWJ

收稿日期 2005-05-23, 2005-09-12 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40333026, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210

作者简介 张耀存, 男, 1963 年出生, 博士, 教授, 主要从事区域气候变化分析和数值模拟研究。E-mail: yczhang@nju.edu.cn

strength and location exist in FGCM0. The EAWJ strength is too strong around the Tibetan Plateau in winter and summer, but too weak over eastern China along 115°E in winter and too strong in summer. The EAWJ center is located at 40°N of the northeastern Tibetan Plateau in summer, whereas the EAWJ center in NCEP/NCAR reanalysis is situated on the northern side of the Tibetan Plateau. In addition, there exist obvious biases in simulating EAWJ northward migration in May and the location in August. Analysis of the EAWJ seasonal variation and the atmospheric temperature difference from north to south in the troposphere indicates that the EAWJ center always corresponds to the largest atmospheric temperature difference from south to north in the troposphere. Compared with the NCEP/NCAR reanalysis, the simulated temperature differences in FGCM0 are reasonable in winter, and apparent discrepancies occur in summer. Comparison of the simulated and observed precipitation indicates that unrealistic heavy precipitation center is related to the location and intensity biases in the subtropical westerly jet. The correlation analysis shows that there exist significant positive correlations between the winter EAWJ strength and the surface sensible heat flux in the ocean area of southern Japan, and between summer EAWJ strength and the surface sensible heat flux in the Tibetan Plateau. FGCM0 can simulate the positive correlation in winter reasonably, but cannot simulate the positive correlation around the Tibetan Plateau in summer. The outgoing longwave radiation (OLR) also affects the simulated subtropical westerly jet.

Key words East Asian subtropical westerly jet, seasonal variation, coupled climate model

1 引言

由于东亚地区特殊的地理位置和复杂的地形特征,各种气候要素呈现出明显的季节变化和复杂的空间分布,因而具有显著的季风气候特征。目前,利用数值模式系统模拟、研究和预测东亚,特别是我国的天气和气候具有较大的困难,国内外通用的各类数值模式对东亚地区天气和气候的模拟和预测能力都还非常有限,主要表现在不能合理地模拟东亚地区雨带位置、强度和季节变化,使得模拟得到的强降雨区位于我国西部的内陆地区,并且没有明显的向北的跳跃性推进特征^[1, 2]。分析参加 CLIVAR (Climate Variability and Predictability)/季风大气环流模式比较计划的 10 个模式结果,发现几乎所有模式都不能真实地再现东亚地区的梅雨雨带分布,模拟的雨带总是偏向东亚大陆的内部^[3]。但是到目前为止,对于气候模式中在东亚地区出现这一现象的原因还没有清楚的认识,因此,针对东亚区域的地形和气候特点,进一步开展模式结果的诊断分析和物理解释方面的研究,从多方面揭示气候模式对东亚地区雨带位置和雨量分布模拟不合理的原因,对于改进气候系统模式,提高东亚区域尤其是我国气候变化的模拟和预测水平,具有重要的科学意义和应用价值。

从观测资料分析发现,东亚大气环流的季节转换、我国东部地区雨季的开始和结束都与东亚副热

带西风急流的南北移动以及强度变化具有密切关系^[4~7],数值模拟结果也揭示出东亚季风降水与对流层急流之间的联系^[8]。因而,数值模式对东亚副热带西风急流的模拟性能可能在一定程度上与东亚地区季风气候的准确模拟具有密切关系,但以往人们对此并未给以足够的重视,而是把更多的注意力放在积云对流等物理过程的参数化和模式水平分辨率的提高等方面^[9~11]。但是,即使全球模式在东亚地区采用局地网格加密技术,也难以正确模拟东亚夏季降水^[12]。因此,为了发展和改进耦合气候系统模式,充分评估耦合气候系统模式在东亚地区的模拟能力是非常重要的。

最近,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(IAP/LASG)推出了一个气候系统模式的试验版(FGCM0)^[13],目前对该耦合模式系统模拟热带太平洋年平均状态、热带双辐合带现象、热带太平洋和印度洋海面高度季节循环和年际变化、水循环过程等已进行了初步的评估^[14~17],但对大气分量模拟能力评估方面的工作还不多。虽然,耦合系统中的大气模式仍然采用 NCAR 的 CCM3,但由于海洋部分用一个高分辨率的海洋模式替换,因而模式系统的性能可能会与原来的有所不同。本文通过对分析 FGCM0 模式模拟的和 NCEP/NCAR 再分析资料中的对流层上层东亚副热带西风急流的季节变化及其与加热场和对流层温度南北差异的关系,

评估该模式对东亚副热带西风急流的模拟能力, 为进一步发展该模式系统提供必要的依据。

2 模式和资料简介

本文使用的模式是 LASG/IAP 发展的海气耦合模式 (Flexible Global Ocean Atmosphere Land System Model, 简称 FGCM0) 的试验版^[13]。该模式的基础是 NCAR CSM-1, 它是一个由大气模式 (CCM3, L18T42)、海洋模式、陆表生物圈模式 (LSM)、简单的土壤水循环模式、动力学和热力学海冰模式组成的气候系统模式, 各模式子系统通过一个耦合器耦合起来^[18]。FGCM0 把 CSM-1 的海洋分量替换为 IAP/LASG 发展的第三代大洋环流模式 L30T63^[19], 其他部分保持不变, 但暂时关闭了淡水通量的耦合, 而代之以海表盐度向观测资料恢复^[13]。L30T63 海洋模式的水平分辨率为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 、垂直方向 30 层; 关于大气模式、陆面模式、海冰模式的细节详见文献^[18]。其中, 大气模式 CCM3 的水平分辨率为 $2.8125^{\circ} \times 2.8125^{\circ}$, 垂直方向为 18 层。FGCM0 试验已积分 110 年, 虽然模式的性能并不能完全让人满意, 存在比较明显的气候漂移趋势, 但考虑到该模式是一“无通量调整”的直接耦合模式, 深入分析该模式在东亚地区的模拟结果, 对于发展适合东亚气候研究的气候系统模式无疑大有帮助。本文分析的是 11~110 年共 100 年的积分结果。

文中所使用的 NCEP/NCAR 再分析资料包括风场、温度场、大气射出长波辐射 (OLR)、地面感热通量等要素, 时间为 1948 年 1 月至 2000 年 12 月共 53 年, 其中风场、温度场资料的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直方向为 17 层, 地面感热通量资料水平分辨率为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 。

3 结果分析

3.1 东亚副热带西风急流的垂直结构

由于东亚地区海陆分布和地形特征的不均匀性, 特别是青藏高原大地形对东亚大气环流具有重要影响, 所以不同地形上空西风带的垂直结构应有差异。为了比较模式对东亚不同地区上空急流的模拟能力, 分别选取东亚地势较为平坦的地区 115°E 、下垫面为青藏高原高大地形的 90°E 和下垫面主要为海洋的 140°E 做纬向风的纬度-高度剖面图进行

对比分析, 图 1 给出了 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的东亚地区冬季沿 90°E 、 115°E 和 140°E 纬向风的纬度-高度剖面图。从图 1 可以看出, FGCM0 模拟的冬季西风急流位置与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致, 最大西风中心出现在 200 hPa 高度上, 沿 3 个经圈急流中心所在的纬度位置在 $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间, 140°E 上空的急流强度最强, 向西逐渐减弱, 冬季高原附近的急流中心位于高原南侧, 西风带在高原南北两侧的分支现象在沿 90°E 经圈的剖面图上也能较好地模拟出来。模拟结果和 NCEP/NCAR 再分析资料的差异主要表现在: 青藏高原南侧附近地区模拟的急流中心最大风速可达 50 m/s, 比 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流强度偏强, 400 hPa 以上高原北侧西风也偏强; 而沿 115°E 中国大陆地区上空模拟的急流强度却比 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流强度偏弱 10 m/s 左右, 沿 140°E 上空模拟的急流强度虽然与 NCEP/NCAR 再分析资料一致, 但西风的范围在对流层到平流层下层明显偏大, 同时, 赤道附近地区对流层上层的东风偏弱。

分析 FGCM0 模拟的和 NCEP/NCAR 再分析资料中的东亚地区夏季沿 90°E 、 115°E 和 140°E 纬向风的纬度-高度剖面图 (图 2) 发现, FGCM0 模拟的夏季西风急流的主要特征与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致。与冬季相比, 夏季西风急流位置明显北移, 高原附近地区上空的急流移到高原北侧的 40°N 附近, 最大西风中心仍出现在 200 hPa 高度上, 高原附近 90°E 上空的急流强度最强, 140°E 上空急流最弱, 高原南侧对流层上层出现东风, 低纬度地区为西风。模拟结果和 NCEP/NCAR 再分析资料的差异主要表现在: 模拟的青藏高原北侧急流强度为 35 m/s, 比 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流强度偏强, 模拟的对流层上层高原南侧东风偏弱; 而沿 115°E 中国大陆地区上空模拟的急流强度却比 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流强度偏强 15 m/s 左右, 沿 140°E 上空模拟的西风急流强度也比 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流强度偏强 10 m/s 左右。

由上述分析可见, FGCM0 模拟的东亚副热带西风急流在高原附近地区冬季和夏季都是偏强的, 沿 115°E 中国大陆地区上空模拟的急流强度冬季偏弱, 夏季明显偏强。由于沿中国大陆上空的急流强度和位置的变化与中国东部地区雨带的移动有密切

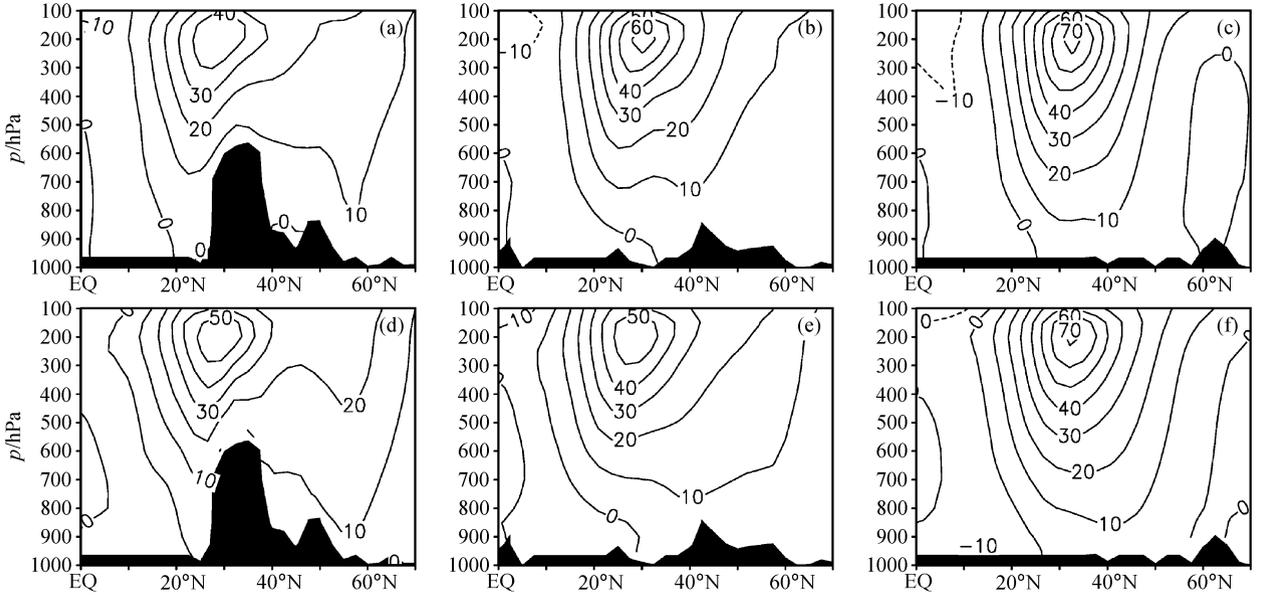


图1 冬季沿 90°E (a, d)、115°E (b, e)、140°E (c, f) 纬向风速纬度-高度剖面图 (单位: m/s); (a, b, c) NCEP/NCAR; (d, e, f) FGCM0 模拟

Fig. 1 The latitude - height cross sections of zonal wind (m/s) along 90°E (a, d), 115°E (b, e), 140°E (c, f) in winter; (a, b, c) NCEP/NCAR; (d, e, f) FGCM0

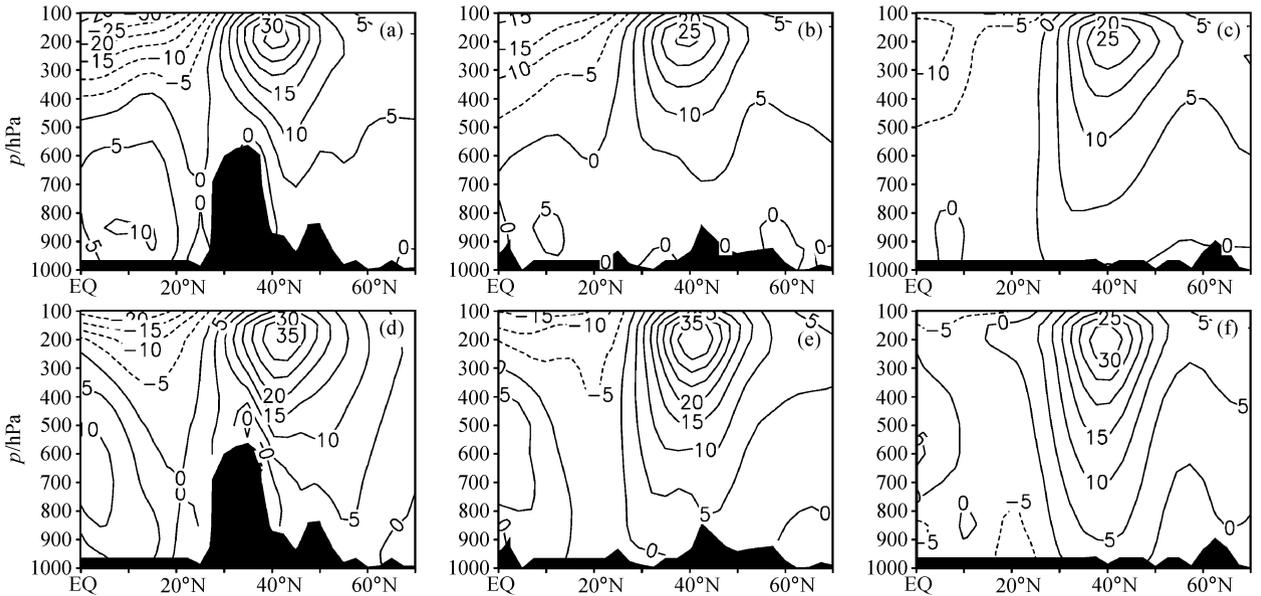


图2 同图1, 但为夏季

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for summer

关系^[20], 因此这一地区急流强度的模拟偏差可能也与模式模拟的降水偏差有一定联系, 后文将对此进行讨论。

3.2 东亚副热带西风急流的水平结构

由前面对西风急流垂直结构的分析可知, 无论

冬、夏季以及不同类型的下垫面上空, 东亚副热带西风均在 200 hPa 高度处达到最强, 为此, 我们选取 200 hPa 高度上纬向风场分析副热带西风急流的水平结构, 图 3 为 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的东亚地区冬季 (12、1、2 月) 和夏

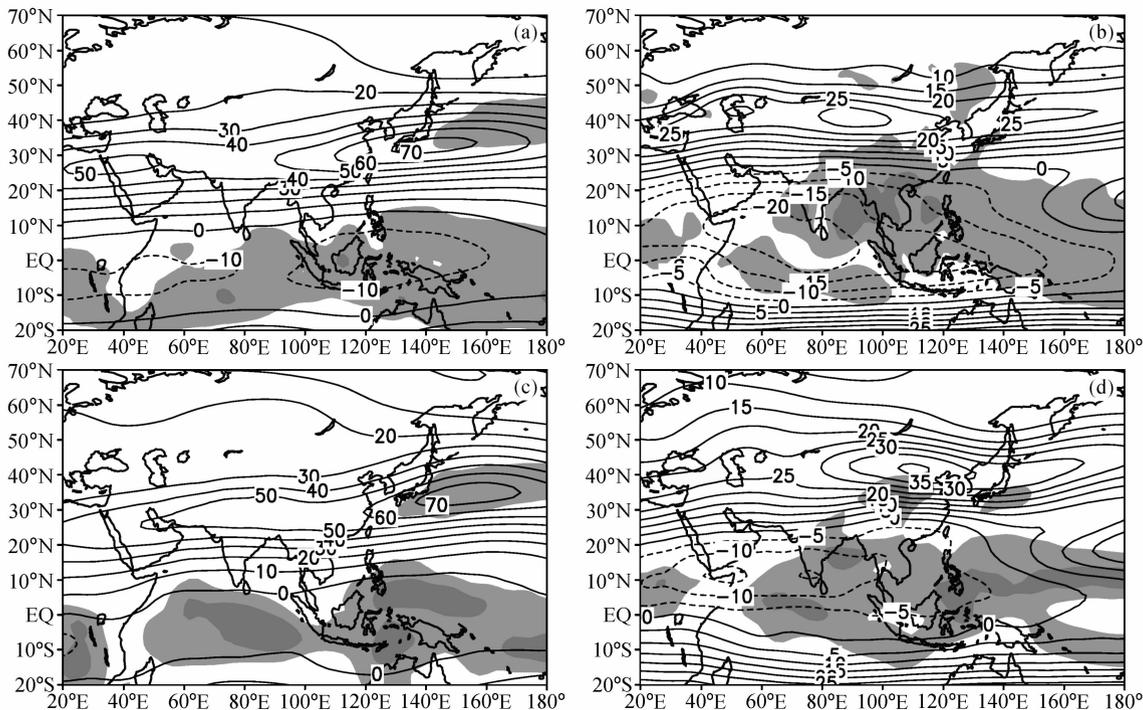


图3 冬季 (a、c) 和夏季 (b、d) 200 hPa 纬向风速 (等值线, 单位: m/s) 和降水 (阴影) 分布: (a、b) NCEP/NCAR; (c、d) FGCM0 模拟。浅、深阴影区域降水率分别超过 5 mm/d、10 mm/d

Fig. 3 Zonal wind (isoline, m/s) at 200 hPa and the corresponding precipitation (light and dark shadings show the precipitation rates exceeding 5 and 10 mm/d, respectively) distributions in winter (a, c) and summer (b, d); (a, b) NCEP/NCAR; (c, d) FGCM0

季 (6、7、8 月) 200 hPa 高度上的纬向风速分布, 图中阴影分别对应 NCEP/NCAR 再分析和 FGCM0 模拟的降水分布。分析发现, 冬季模拟的东亚副热带西风急流中心位置和急流轴走向与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致, 位于 (32°N, 140°E) 附近的日本东南洋面上空, 呈西南-东北走向, 强度约为 70 m/s, 但 FGCM0 未能模拟出再分析资料中位于非洲及阿拉伯半岛上空的强度为 50 m/s 的急流中心。另外, FGCM0 模拟的冬季副热带西风带的范围明显比 NCEP/NCAR 再分析资料中的西风带宽, 已扩展到赤道附近地区, 使得模拟的东风带范围缩小, 东风强度减弱。而夏季模拟的东亚副热带西风急流中心位置与 NCEP/NCAR 再分析资料存在明显差异, NCEP/NCAR 再分析资料中的急流中心位于青藏高原北侧的 40°N 附近地区, FGCM0 模拟结果中的急流中心却位于高原东北部的 40°N 附近地区, 位置偏东, 强度也偏强, 约为 40 m/s。FGCM0 模拟的东风带范围仍然比 NCEP/NCAR 再分析资料中东风带范围小, 东风强度也偏弱。与 CCM3 和 CSM 的模拟结果相

比^[21, 22], FGCM0 模拟的急流强度冬季与实际情况较为一致, 而 CCM3 和 CSM 模拟的冬季急流强度偏弱。夏季三个模式对急流的模拟结果相似, 共同的特征是急流位置都偏东, CCM3 模拟的急流偏强, CSM 与实际较为接近, 而 FGCM0 的模拟结果介于两者之间。由此可见, 在耦合气候系统模式中不同的海洋分量对东亚副热带西风急流的模拟存在一定的影响, 同时大气模式本身的不完善也是一个重要的原因。

根据高空急流区附近的涡度、涡度平流及散度分布^[23]可知, 急流的右后方高空为正涡度平流和辐散区, 在急流的入口区南侧出现上升气流、北侧出现下沉气流, 从而形成暖空气上升、冷空气下沉的直接环流圈, 有利于对流的发展。为了进一步说明急流位置的模拟偏差与降水分布的关系, 从 NCEP/NCAR 再分析和 FGCM0 模拟得到的冬季 (12、1、2 月) 和夏季 (6、7、8 月) 降水分布 (图 3 阴影区) 可以看到, 两者冬季基本一致, 夏季差别较大, FGCM0 在我国长江以南地区模拟出一个降水低值带, 在我国西部的黄河上游地区却出现一个

强降水中心，最大可达 14 mm/d，降水中心位置和雨量数值明显不合理。与实际海温强迫的 CCM3 模拟的降水分布相比^[2]，耦合的 FGCM0 没有从根本上改进模拟的雨带分布，东亚季风区降水模拟不合理的原因主要在大气模式本身。进一步分析发现，FGCM0 模拟的夏季降水大值区位于 200 hPa 急流轴的南侧，此区域对应着 200 hPa 高度上的强辐散区(图略)，辐散中心强度为 $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，该辐散中心与模拟得到的不合理降水中心相对应。由于高空较强的辐散可增强急流南侧对流层上层垂直方向的动力抽吸作用和对流层低层的垂直运动，进而影响模式模拟的降水强度。因此，FGCM0 模拟得到的与实际不一致的偏西偏北的强降水中心与 200 hPa 上的东亚副热带急流位置和强度不合理有密切关系。

3.3 东亚副热带西风急流的季节变化特征

通过对东亚副热带西风急流垂直和水平结构的分析得知，东亚副热带西风急流的强度、位置在冬季和夏季明显不同，伴随着冬季和夏季急流形态的转换，东亚副热带西风急流具有明显的季节变化特征。下面，将进一步分析 FGCM0 模拟的急流季节变化特征与 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流季

节变化特征的差异。

图 4 给出了 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的多年平均 200 hPa 纬向风沿 90°E、115°E 和 140°E 的纬度-时间变化。分析发现，沿 90°E 模拟的急流中心 1~5 月基本位于 30°N 附近，此后急流开始明显北跳到 40°N 以北，并停留在此纬度一直到 8 月份，然后逐渐南退到冬季的位置。NCEP/NCAR 再分析资料中沿 90°E 的西风急流 1~3 月稳定在 28°N 附近地区，4~5 月有一明显北跳过程，跃至 35°N 左右，6~8 月由 35°N 到 40°N 以北，此后逐渐南退。沿 115°E 模拟的急流中心 1~4 月和 10~12 月这两个时段与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致，5~9 月这一时段 FGCM0 模拟结果与 NCEP/NCAR 再分析资料之间差异较大，FGCM0 模拟的急流在 5 月份已移到 40°N 附近地区，并且此后一直维持在此纬度到 9 月份，而 NCEP/NCAR 再分析资料中的急流沿 115°E 从 4 月份开始逐渐北移，其中有两处较为明显的北跳，分别发生在 4~5 月和 6~7 月，8 月份到达最北的 42°N 附近地区，此后逐渐南退到冬季的位置。沿 140°E 模拟的急流季节变化，除了 5 月份位置偏北、8 月份位置偏南以外，其他时段与 NCEP/NCAR

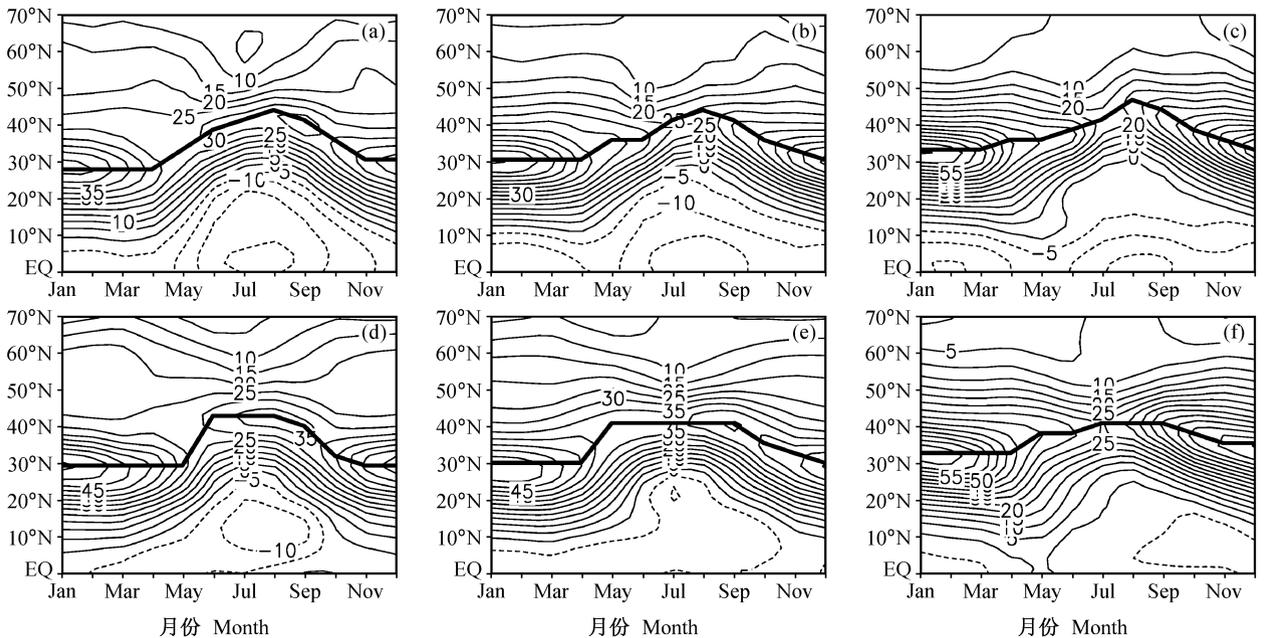


图 4 200 hPa 纬向风速沿 90°E (a, d)、115°E (b, e)、140°E (c, f) 的纬度-时间变化图(单位: m/s); (a, b, c) NCEP/NCAR; (d, e, f) FGCM0

Fig. 4 The latitude-time cross sections of zonal wind (m/s) at 200 hPa along 90°E (a, d), 115°E (b, e), 140°E (c, f): (a, b, c) NCEP/NCAR; (d, e, f) FGCM0

再分析资料中的急流演变基本一致。

由上面的分析可见，FGCM0 模拟的急流季节变化在 5 月份的北移和 8 月份的最北位置上与 NCEP/NCAR 再分析资料差异较大，冬季模拟的急流演变与实际情况较为一致。由于 5 月份以后东亚夏季风开始，因此，模式模拟东亚副热带急流季节变化的性能可能与模拟东亚夏季风以及东亚雨带季节变化的能力有直接关系，这也是今后改进气候模式工作中需要引起注意的问题之一。

3.4 东亚副热带西风急流季节变化的热力影响机制

西风带的形成与非绝热加热不均匀导致的南北温度差异有密切关系，下垫面热力性质的不均匀可引起南北温差季节变化的差异，对西风急流的季节变化产生影响。由热成风原理可知，纬向风随高度的变化取决于南北方向的温度梯度，因此西风急流强度、位置的季节变化必然也与对流层大气的南北温度差异有关。下面将通过分析西风急流强度和位置的季节变化与不同经度上南北方向温度差异和地面感热通量之间的关系，了解东亚副热带西风急流季节变化的热力影响机制。

图 5 分别给出 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的不同经度上 500~200 hPa 平均气

温南北差异 (30°N 减 45°N)，以及 200 hPa 高度上 30°N~45°N 间平均纬向风的季节变化。从图 5 可以看出，NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的各经度上南北温度差基本一致，3 月份开始南北温度差逐渐减小，到夏季的 7 月份温差达到最小，此后又逐渐增加，直到 1 月份达到最大。而与此相对应的 35°N~45°N 间平均纬向风的季节变化特征与对流层南北温差的季节变化非常一致，3 月份开始纬向风逐渐减弱，7 月份风速达到最小，此后又逐渐增强直到 1 月份风速达到最大。冬季温差最大区域位于 140°E 附近，差值达 16°C；100°E 以西地区温差有所减小，但仍比夏季的温度差大。夏季温差最大的区域位于 60°E~100°E 的高原附近地区，但并未形成大的差值中心，只出现一个温度脊，而冬季温差最大的 140°E 附近地区却出现较小的温差。因此，从 35°N~45°N 间平均纬向风与对流层南北温差的季节变化对比中可见，东亚副热带急流出现的位置总是对应着对流层南北温度差较大区域。与 NCEP/NCAR 再分析资料相比，FGCM0 模拟的温度差在冬季基本一致，夏季差异较大，主要是 FGCM0 模拟的温差偏大，100°E~120°E 最为明显，与此相对应的纬向风也偏强，这与该地区模拟的降水偏强以及由此引起的对流层中上层凝结潜热加

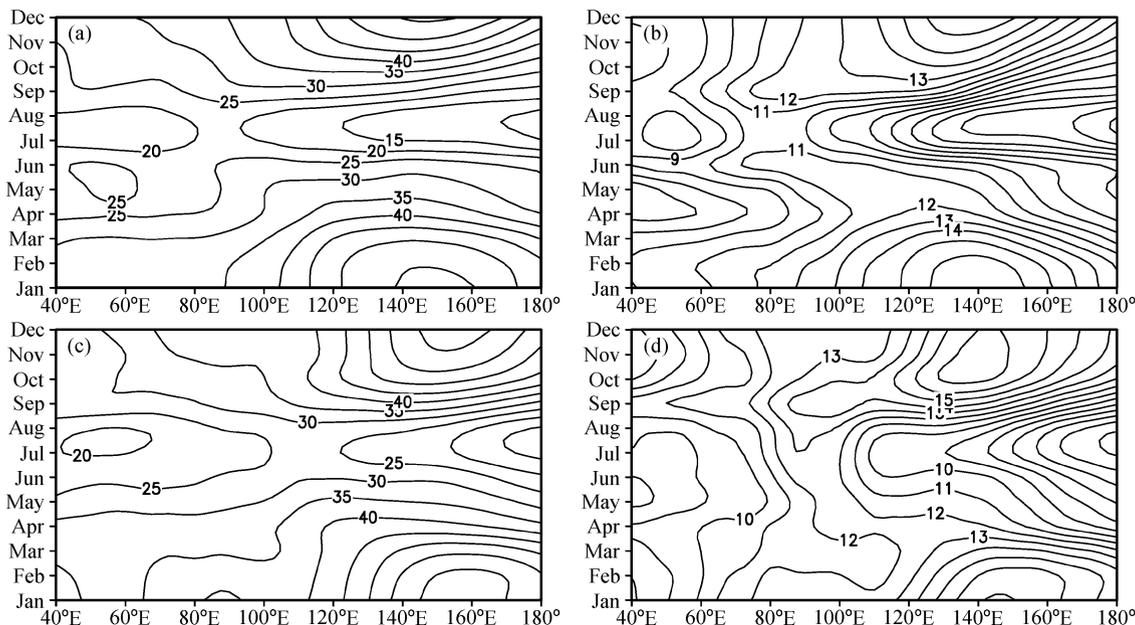


图 5 NCEP/NCAR 再分析资料 (a, b) 和 FGCM0 模拟 (c, d) 的 200 hPa 高度上 30°N~45°N 平均纬向风 (a, c) 和 500~200 hPa 平均气温南北差异 (b, d) 的经度-时间变化图

Fig. 5 The longitude - time cross sections of 200 hPa zonal wind (m/s) averaged over 30°N - 45°N (a, c) and temperature differences (°C) between 30°N and 45°N averaged over 500 - 200 hPa (b, d); (a, b) NCEP/NCAR; (c, d) FGCM0

热偏强有关。从冬季和夏季的 500~200 hPa 平均气温的南北差异分布 (图 6) 可以看到, 对流层中上层的南北温差大值区域, 冬季出现在日本南部上空, FGCM0 模拟的对流层中上层南北温差比 NCEP/NCAR 再分析资料中的略小, 并且在 90°E 附近的高原上空也模拟出一个南北温差大值区; 而夏季 FGCM0 模拟的和再分析资料中的南北温差大值区都出现在青藏高原北侧, 但模拟的对流层中上层南北温差比 NCEP/NCAR 再分析资料中的偏大。结合图 3 可以发现, 与对流层中上层南北温差大值区相对应, 200 hPa 高度上都出现一个急流中心, 两者具有非常一致的对应关系。由此可知, FGCM0 模拟的对流层中上层温度差异会直接影响 200 hPa 急流的模拟性能, 影响对流层中上层温度模拟效果的各种原因都会影响到对流层上层东亚副热带西风急流的模拟效果。因此, FGCM0 模拟的对流层温度差异是否与模式对青藏高原地形的处理以及地面加热场的计算不合理有关, 这是值得深入研究的问题。本文仅讨论东亚副热带西风急流强度与地面感热通量和大气射出长波辐射 (OLR) 之间的关系。

图 7 为 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的冬季东亚副热带西风急流强度 [指急流中心

附近 (30°N~40°N, 60°E~120°E) 区域平均纬向风速] 与地面感热通量的相关系数分布, 其中为了去除耦合模式气候漂移的影响, 在对 FGCM0 结果作相关分析时, 对模式资料进行了去倾处理。从图 7 中可以看到, 冬季 NCEP/NCAR 再分析资料中的西风急流强度与地面感热通量之间的相关关系在西太平洋日本南部的黑潮区域为正相关, 相关系数可达 0.6, 超过 0.01 的信度检验, 西伯利亚地区为相关系数较小的负相关区, 这样的相关分布形势正说明了急流中心南部的加热和北部的冷却可以加强急流附近的南北温度差异, 使得急流出现在这一地区上空。而 FGCM0 模拟的冬季西风急流强度与地面感热通量之间的相关关系在日本南部的太平洋海区也为正相关区, 相关系数达到 0.6, 因此, FGCM0 可以较好地模拟冬季日本南部海区感热通量和副热带西风急流之间的相关关系, 但模拟的感热通量和副热带西风急流之间的正相关区范围较大, 已扩展到西伯利亚的北部地区。

从夏季的西风急流强度 [(30°N~45°N, 75°E~110°E) 区域平均纬向风速] 与地面感热通量场的相关上 (图 8) 可以看出, NCEP/NCAR 再分析资料中的主要正相关区位于青藏高原地区, 最大相关系数达 0.8 以上, 高原北部的高纬地区为较弱的

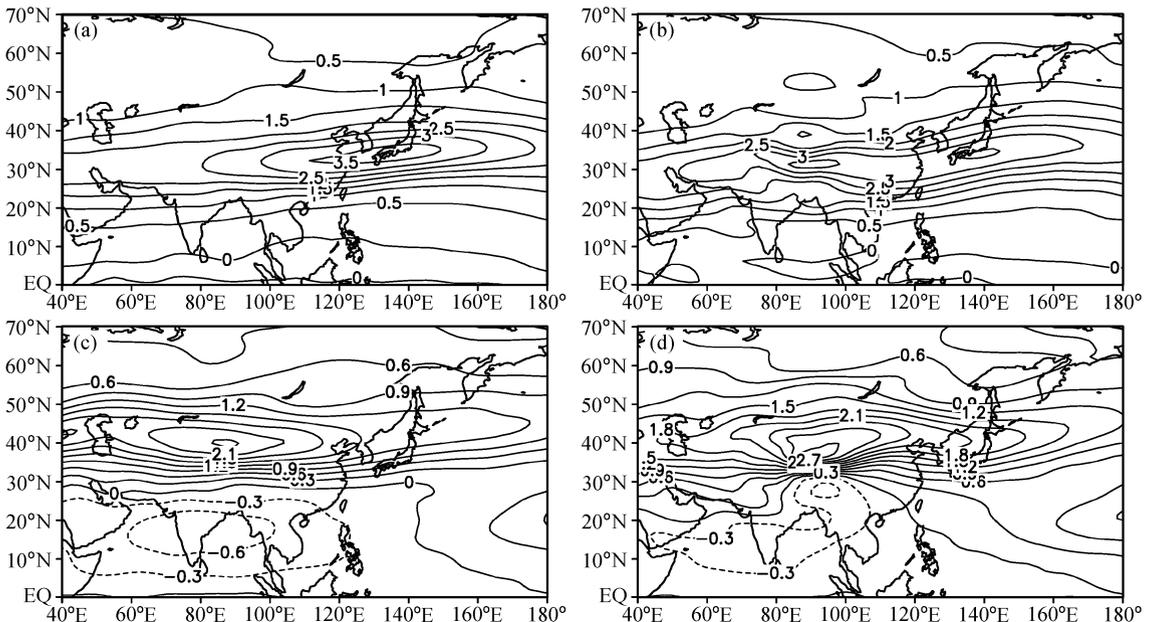


图 6 冬季 (a、b)、夏季 (c、d) NCEP/NCAR 再分析资料 (a、c) 及 FGCM0 模拟 (b、d) 的 500~200 hPa 平均气温南北差异分布
Fig. 6 The temperature differences (°C) between 30°N and 45°N averaged over 500-200 hPa in winter (a, b) and summer (c, d): (a, c) NCEP/NCAR; (b, d) FGCM0

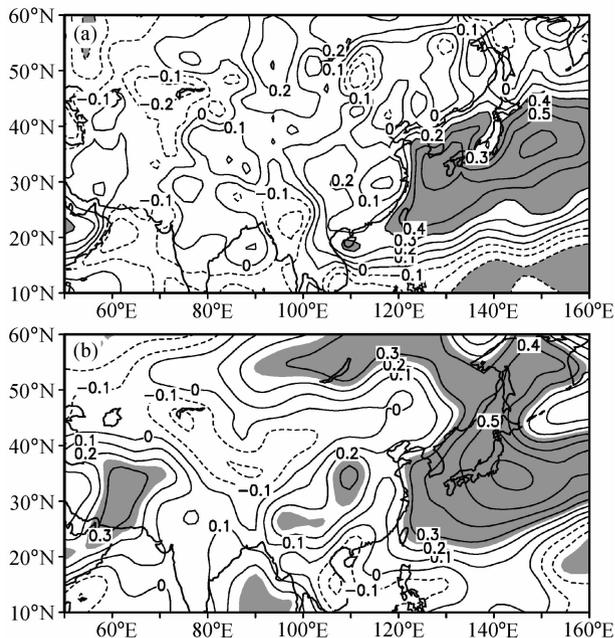


图 7 冬季东亚副热带西风急流强度与地面感热通量场的相关系数分布图：(a) NCEP/NCAR；(b) FGCM0。阴影：达到信度为 0.01 的检验

Fig. 7 The correlation coefficients between winter EAWJ intensity and surface sensible heat flux (shading: statistic significance exceeding 0.01): (a) NCEP/NCAR; (b) FGCM0

负相关区，与冬季的情况相似，这种相关分布形势加强了急流附近的南北温度差异，使得急流出现在这一地区上空，因此，夏季青藏高原的地面加热对西风急流强度和位置具有重要影响。而 FGCM0 模拟的夏季西风急流强度与地面感热通量之间的相关关系在青藏高原地区虽然也为正相关区，但相关区的范围很小，相关系数仅为 0.4，因而 FGCM0 模拟夏季青藏高原地区感热通量和副热带西风急流之间相关关系的能力相对较差。进一步分析夏季的感热通量分布（图略）发现，FGCM0 模拟的 40°N~50°N 附近地区感热通量大值区比 NCEP/NCAR 再分析的感热通量大值区位置偏北，强度偏强。除此之外，在我国的西南地区即中南半岛北部，FGCM0 模拟得到一个地面感热通量大值区，而在 NCEP/NCAR 再分析资料中此感热通量大值区并没有出现。该感热通量大值区与对流层低层环流和降水的关系已引起人们的注意，这里的地面感热加热通过加强高原东南侧的气旋性环流，有利于在我国西部地区形成强降水中心，同时减弱我国南部沿海地区的降水^[2]。进一步将此感热通量大值区与对流层南

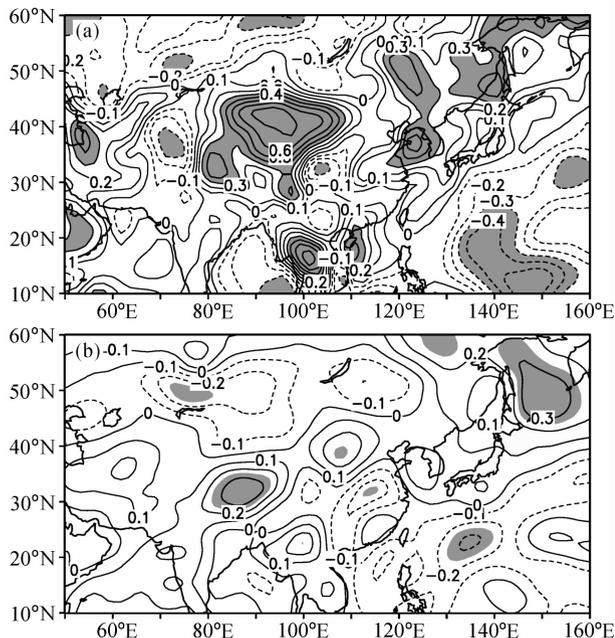


图 8 同图 7，但为夏季

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for summer

北温度差异（图 6）相联系发现，FGCM0 模拟得到的对流层下层较大的南北温度梯度与中南半岛北侧较大的感热通量加热有直接关系。正是由于此感热通量大值区的感热加热，使该地区对流层低层大气温度较高，增大南北向的温度差异，根据热成风原理，对流层低层南北向的温度梯度增加，导致对流层上层西风的加强，使得 FGCM0 模拟的急流中心位于河套以北的 40°N 附近地区，并且急流中心位置偏东，强度偏强，从而影响我国内陆地区的降水。

为了进一步分析影响夏季急流模拟的原因，图 9 给出了 NCEP/NCAR 再分析资料和 FGCM0 模拟的夏季大气射出长波辐射 (OLR) 的分布图。分析发现，FGCM0 模拟的 OLR 低值区除了出现在孟加拉湾附近地区外，在 (35°N, 105°E) 附近地区还出现一个 OLR 低值区，这正是 FGCM0 模拟得到的最大降水出现的地区；而在 NCEP/NCAR 再分析资料中，主要的 OLR 低值区位于孟加拉湾地区，我国东部地区并不是 OLR 低值区。由于 (35°N, 105°E) 附近地区的 OLR 低值区对应着较大的对流凝结加热，由此影响对流层中下层的南北温度差异，使得该地区南北温差的等值线密集，梯度较大，进而影响对流层上层的东亚副热带急流强度和

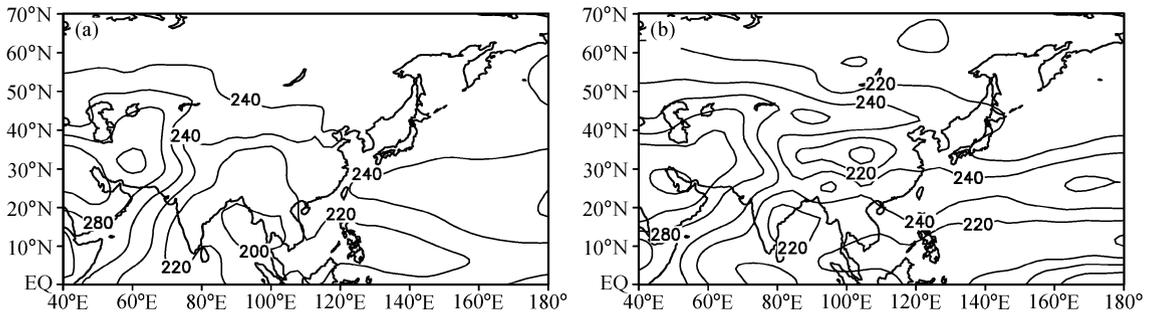


图9 夏季 NCEP/NCAR 再分析资料 (a)、FCGM0 模拟 (b) 的 OLR 分布 (单位: W/m^2)

Fig. 9 The OLR (W/m^2) distributions in summer: (a) NCEP/NCAR; (b) FCGM0

位置。根据吴国雄等^[24]和刘屹岷等^[25, 26]的研究发现, 热带地区的对流凝结加热(降水)引发 Kelvin 波, 使降水中心区以西高层东风增强、以东高层西风增强; 而在副热带地区的对流加热使温度梯度和基本气流改变, 因而使得加热区以北西风加强、以南东风加强。因此, FCGM0 模拟的位于 ($35^{\circ}N$, $105^{\circ}E$) 附近地区的 OLR 低值区直接影响对流层上层的东亚副热带西风急流的强度和位置。由此可知, FCGM0 模拟的夏季副热带急流偏差与高原附近地区的地面感热加热、大气射出长波辐射等的模拟偏差具有密切的关系, 这也是今后在改进气候模式或进一步做诊断分析时需要引起注意的问题之一。

4 结论

本文通过分析 FCGM0 模拟的东亚副热带西风急流季节变化与 NCEP/NCAR 再分析资料的差异及其与对流层大气南北温差的关系, 对 FCGM0 耦合气候系统模式模拟对流层上层东亚副热带西风急流季节变化的能力进行了评估, 得到以下初步结论:

(1) FCGM0 模拟的冬季和夏季西风急流垂直结构与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致。FCGM0 模式能较好地模拟出急流中心位置的季节移动、急流强度东西向的变化、冬季西风带在高原南北两侧的分支现象等。但 FCGM0 模拟的东亚副热带西风急流在高原附近地区冬季和夏季都偏强, 沿 $115^{\circ}E$ 中国大陆地区上空模拟的急流强度冬季偏弱, 夏季明显偏强, 冬季沿 $140^{\circ}E$ 上空模拟的急流强度虽然与 NCEP/NCAR 再分析资料一致, 但西风的范围在对流层到平流层下层明显偏大, 同时赤

道附近地区对流层上层的东风偏弱, 夏季模拟的沿 $140^{\circ}E$ 西风急流强度偏强 10 m/s 左右。

(2) 在东亚副热带西风急流水平结构的模拟方面, 冬季模拟的东亚副热带西风急流中心位置、急流轴走向和急流强度与 NCEP/NCAR 再分析资料基本一致, 但 FCGM0 却没能模拟出 NCEP/NCAR 再分析资料中位于非洲及阿拉伯半岛上空的急流中心, FCGM0 模拟的冬季副热带西风带的范围明显比 NCEP/NCAR 再分析资料中的西风带宽, 使得模拟的东风带范围缩小, 东风强度减弱。而模拟的夏季东亚副热带西风急流中心位置与 NCEP/NCAR 再分析资料存在明显差异, NCEP/NCAR 再分析资料中的急流中心位于青藏高原北侧的 $40^{\circ}N$ 附近地区, FCGM0 模拟的急流中心却位于高原东北部的 $40^{\circ}N$ 附近地区, 位置偏东, 强度也偏强, 同时 FCGM0 模拟的东风带范围仍然偏小, 强度也偏弱。与降水的模拟相联系发现, FCGM0 模拟得到的与实际不一致的偏西偏北的强降水中心与 200 hPa 上的东亚副热带急流位置和强度不合理具有密切关系。

(3) FCGM0 对东亚副热带西风急流中心南北和东西位置的季节变化也具有一定的模拟能力, 但相对而言, FCGM0 模拟的急流在 5 月份的北移和 8 月份的最北位置上与 NCEP/NCAR 再分析资料差异较大。分析副热带西风急流与对流层南北温差的季节变化发现, 急流出现的位置总是对应着对流层南北温度差较大区域, 与再分析资料相比, FCGM0 模拟的温度差在冬季基本一致, 夏季差异较大。相关分析表明, 冬季西风急流强度与日本南部海区的感热通量、夏季与青藏高原地区的地面感热通量有明显的正相关关系, 而 FCGM0 能够较好

地模拟冬季西风急流强度与地面感热通量之间的相关关系, 但模拟夏季青藏高原地区感热通量和副热带西风急流之间相关关系的能力相对较差, 夏季西风急流强度与 OLR 之间却有一定的关系。由于与强降水区相联系的 OLR 低值区对应着较大的对流凝结加热, 再加上模式中位于青藏高原东南部较大的地面感热加热, 增强了对流层低层的南北向温度差, 进而影响对流层上层的东亚副热带急流强度和位置。因此, FGCM0 模拟的夏季副热带急流位置和强度偏差与高原附近地区的地面感热加热、大气射出长波辐射等的模拟偏差具有密切的关系, 在东亚地区尤其是在降水的模拟能力改进方面, 除了对模式物理过程做改进的同时, 对青藏高原附近地区的地面加热场和与此相联系的东亚副热带西风急流位置和强度模拟的合理性方面也需要引起足够的重视。

通过本文的分析发现, FGCM0 模拟东亚副热带西风急流的能力, 冬季好于夏季; 模拟东部海面上空急流的能力强于高原附近地区。模式模拟急流能力的这种差异, 可能与模式对青藏高原地形的处理以及地面加热场的计算不合理, 或者与大气辐射、水汽凝结潜热释放等非绝热加热有关。此外, 由于沿中国大陆上空的急流强度和位置的变化与中国东部地区雨带的移动有密切关系, 因此, 这一地区急流强度和位置的模拟偏差可能与模式模拟的降水偏差有一定联系, 这也是今后改进气候模式或进一步做诊断分析时需要引起注意的问题之一。此外, LASG 正在发展新一代的气候系统模式, 即将推出 FGOALS-s 和 FGOALS-g 两个不同版本的气候系统模式, 下一步我们将对其开展评估工作。

参考文献 (References)

- [1] 赵宗慈, 丁一汇, 李晓东, 等. 海气耦合模式在东亚地区的可靠性评估. 应用气象学报, 1995, **6** (增刊), 9~18
Zhao Zongci, Ding Yihui, Li Xiaodong, et al. Evaluation of CGCM climate simulation in East Asia region. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1995, **6** (supplement), 9~18
- [2] Yu Rucong, Li Wei, Zhang Xuehong, et al. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17**: 503~518
- [3] Kang I S, Jin K, Wang B, et al. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. *Climate Dynamics*, 2002, **19**: 383~395
- [4] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, **29** (4): 249~263
Yeh Tu-Cheng, Dao Shih-Yen, Li Mei-Tsiun. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1958, **29** (4): 249~263
- [5] 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, **29** (2): 119~134
Dao Shih-Yen, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. The relationship between Mei-yu in Far East and the behavior of circulation over Asia. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1958, **29** (4): 119~134
- [6] Liang X-Z, Wang W-C. Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, **124**: 2597~2623
- [7] Yang S, Lau K M, Kim K M. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J. Climate*, 2002, **15**: 306~325
- [8] Liang X Z, Wang W C, Samel A N. Biases in AMIP model simulations of the East China monsoon system. *Climate Dynamics*, 2001, **17**: 291~304
- [9] Sperber K R, Hameed S, Potter G L, et al. Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model; Sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 1994, **122**: 2461~2481
- [10] Eitzen Z A, Randall D A. Sensitivity of the simulated Asian summer monsoon to parameterized physical processes. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**: 12177~12191
- [11] Martin G M. The simulation of the Asian summer monsoon and its sensitivity to horizontal resolution, in the UK meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1999, **124**: 1499~1525
- [12] Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 2002, **19**: 167~180
- [13] Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. A flexible coupled ocean - atmosphere general circulation model. *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19** (1): 169~190
- [14] 周天军, 宇如聪, 张学洪, 等. 海气耦合气候模式对大气中水汽输送、辐散辐合与海气间水通量交换的模拟. 大气科学, 2001, **25** (5): 596~608
Zhou Tianjun, Yu Rucong, Zhang Xuehong, et al. Features of atmospheric moisture transport, convergence and air - sea freshwater flux simulated by the coupled climate models. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), **25** (5): 596~608
- [15] 张学洪, 俞永强, 宇如聪, 等. 一个大洋环流模式和相应的海气耦合模式的评估 I. 热带太平洋年平均状态. 大气科学, 2003, **27** (6): 949~970

- Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Yu Rucong, et al. Assessments of an OGCM and the relevant CGCM. Part I. Annual mean simulations in the tropical Pacific Ocean. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2003, **27** (6): 949~970
- [16] Dai Fushan, Yu Rucong, Zhang Xuehong, et al. The impact of low-level cloud over the eastern subtropical Pacific on the "Double ITCZ" in LASG FGCM-0. *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20** (3): 461~474
- [17] 李雁翎, 俞永强, 张学洪, 等. 热带太平洋和印度洋海面高度季节循环和年际变化的数值模拟. *大气科学*, 2004, **28** (4): 493~509
Li Yanling, Yu Yongqiang, Zhang Xuehong, et al. Numerical simulation of seasonal cycle and interannual variation of sea surface height in the tropical Pacific and Indian Oceans. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2004, **28** (4): 493~509
- [18] Boville B A, Gent P R. The NCAR climate system model, Version One. *J. Climate*, 1998, **11**: 1115~1130
- [19] Jin Xiangze, Zhang Xuehong, Zhou Tianjun. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**: 197~215
- [20] 查良松. 115°E 经圈垂直环流与我国东部汛期雨带的变动. *地理学报*, 1983, **38** (1): 65~71
Zha Liangsong. Relations between vertical circulation along 115°E and movement of rain-band in the eastern China. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1983, **38** (1): 65~71
- [21] Hurrell J W, Hack J J, Boville B A, et al. The dynamical simulation of the NCAR community climate model version 3 (CCM3). *J. Climate*, 1998, **11**: 1207~1236
- [22] Boville B A, Hurrell J W. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the CCM3 and CSM1. *J. Climate*, 1998, **11**: 1327~1341
- [23] 伍荣生. 现代天气学原理. 北京: 高等教育出版社, 1999. 264pp
Wu Rongsheng. *Principles of Modern Synoptic Meteorology* (in Chinese). Beijing: Higher Education Press, 1999. 264pp
- [24] 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流. *大气科学*, 2000, **24**: 433~446
Wu Guoxiong, Liu Yimin. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part. I: Thermal adaptation and overshooting. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2000, **24**: 433~446
- [25] 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚及西太平洋副高. *气象学报*, 1999, **57** (5): 525~538
Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (5): 525~538
- [26] Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 2001, **17** (4): 327~338