

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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11244. 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.

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

刘玉镇^{1,2} 任荣彩² 何编^{2,3}

1 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛 266100

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

3 南京信息工程大学, 南京 210044

摘 要 基于与NCEP再分析资料的比较, 本文利用大气环流模式SAMIL和北京气候中心大气环流模式BCC_AGCM的1950~1999年的AMIP试验模拟数据, 对北半球冬季环流及平流层极涡振荡的模拟性能进行了评估分析。结果表明两个模式都可以再现北半球环流基本型以及环流振荡的主导模态。对冬季气候平均态的模拟, 两个模式模拟的热带—热带外温度梯度均偏大, 极夜急流偏强, 极涡偏冷偏强; 100~20 hPa平均位势高度场谐波分析表明两个模式模拟的行星波偏弱; 气候平均的10 hPa极夜急流均存在1个月的季节漂移, 200 hPa副热带西风急流较NCEP偏弱。两个模式模拟的环流变化的主导模态均代表极涡振荡, SAMIL极涡振荡的强度大于BCC_AGCM, BCC_AGCM极涡振荡的频率要高于SAMIL。连续功率谱分析表明, NCEP资料中极涡振荡存在4.6个月的显著周期, 相应地, SAMIL中为5.5个月的显著周期, BCC_AGCM中为4.8个月。NCEP资料中的极涡振荡主要发生在12~3月, SAMIL模拟的极涡振荡主要发生在2~3月, BCC_AGCM模拟的极涡振荡主要发生在2~4月。

关键词 SAMIL BCC_AGCM 平流层极涡振荡

文章编号 1006-9895(2012)06-1191-16

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11244

Comparison of SAMIL and BCC_AGCM Simulations of the Polar Vortex Oscillation in the Northern Hemisphere Winter

Liu Yuzhen^{1,2}, Ren Rongcai², and He Bian^{2,3}

1 College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100

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

3 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract By using AMIP simulation results for 1950–1999 from SAMIL and BCC_AGCM, the performance of the models in simulating the winter stratospheric circulation and polar vortex oscillation is assessed by comparing their results with the NCEP data. Both models can reproduce the general patterns of the winter climatology and the leading oscillation mode of the winter stratospheric circulation. However, the meridional temperature gradients between the tropics and the extratropics simulated by two models, as well as the polar vortex and polar jet, are much stronger on average than those in the NCEP data. Harmonic analysis of the winter climatology geopotential height from 100 hPa to 20 hPa indicates that planetary waves in both models are significantly weaker than in the NCEP data. A one-month seasonal

收稿日期 2011-12-19, 2012-05-08 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2010CB428600、2010CB950400

作者简介 刘玉镇, 男, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事平流层动力学研究。E-mail: lyz0710@163.com

drift exists in the seasonal evolution of the 10 hPa polar jet in both models compared with the NCEP data, and the simulated subtropical westerly jet at 200 hPa is weaker. The first empirical orthogonal function modes of the zonal-mean zonal wind anomalies from both models reflect oscillations in the intensity of the stratospheric polar vortex, whereas the occurrence of polar vortex oscillation events is more frequent in BCC_AGCM than in SAMIL. The dominant period of the polar vortex oscillation events is 5.5 months in SAMIL, 4.8 months in BCC_AGCM, and 4.6 months in the NCEP data. Furthermore, polar vortex oscillation events occur mainly in February–March in SAMIL and in February–April in BCC_AGCM, whereas they occur from December to March in the NCEP data.

Key words SAMIL, BCC_AGCM, stratospheric polar vortex oscillation

1 引言

北半球极涡是冬半年在平流层极区维持的低温低压的半永久系统,是冬季高纬度地区重要的天气系统。极涡振荡是北半球赤道外地区冬季大气环流变化的主导模,北极涛动和北半球环状模都代表了北半球冬季环流的主导变化。近年来愈来愈多的研究表明,平流层与对流层是互相耦合的,平流层环流异常会向下传播到对流层(Kodera et al., 1990; Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001),从而对对流层天气产生重要影响。Quiroz (1969)对1966年一次爆发性增暖的研究表明,平流层环流异常从高层一直延伸到地面,大气质量环流异常伴随极涡振荡,在高层向极地输送,低层向赤道输送。Thompson and Wallace (1998), Thompson et al. (2002)发现,极涡振荡在经向上表现为极区和低纬度地区之间的反位向关系,在垂直方向上纬向风场及位势高度场具有深厚的准正压结构,并提出北极涛动的概念。Baldwin et al. (2003)进一步指出,北极涛动异常最早出现在平流层高层,并逐渐向下传播,从平流层高层到近地面层大约需要15~20天。Cai and Ren (2007), Ren and Cai (2007)的研究指出,伴随极涡振荡,平流层异常信号同时存在向下和向极地传播的趋势,亦即在经向上存在由赤道向极区的环流异常信号传播,在垂直方向上存在从平流层高层向低层的向下传播,极涡振荡周期为90~130天,另外这种平流层—对流层耦合的经向和垂直的传播与全球质量环流强度的季节内变化是相联系的。

近年来数值模式在研究平流层环流中得到广泛应用和发展,Christiansen (1999, 2000, 2001)从模式和观测资料两方面对平流层纬向风异常的垂直传播进行分析比较,结果也表明,冬季中高纬度地区平流层的主要变化过程呈现向下传播的特征。Boville (1984, 1986)利用一个GCM模拟研究发现,高纬度平流层纬向风的强度和结构决定行

星波被吸收的程度。Yamazaki and Shinya (1999)利用一个GCM模拟发现,极夜急流的主导周期为4~6个月。在平流层过程及其气候作用研究计划(SPARC)组织的平流层大气模式比较结果中,Pawson et al. (2000)指出,所参与比较的13个模式模拟的平流层极涡普遍存在偏冷、偏强的问题。Charlton et al. (2007)通过比较6个GCM对平流层环流的模拟,发现模式模拟的爆发性增暖事件的频率远远低于观测资料。魏科(2007)利用欧洲预报中心再分析资料和MAECHAM5模式,研究极涡变化对东亚冬季风的影响时发现,极涡异常信号从平流层高层传播到对流层顶大约需要15天。Ren et al. (2009)使用中国科学院大气物理研究所的SAMIL/LASG GCM模拟平流层环流时发现,该模式能够再现平流层环流的基本形态及季节变化,在固定1月份太阳高度角积分时,发现模式模拟的极涡振荡周期为117天左右,与再分析资料的分析结果一致,但模式也存在冬季极涡偏强、纬向非对称性弱的偏差。

BCC_AGCM2.0.1是北京气候中心研发的新一代气候模式,其对降水、温度、环流(Wu et al., 2008; 王璐等, 2009; 颀卫华和吴统文, 2010)等要素的气候平均和季节循环,以及季节内振荡(董敏等, 2009)的模拟性能已经得到较为系统的评估,而对平流层环流的模拟状况尚不清楚。本文将利用两个大气环流模式SAMIL和BCC_AGCM 50年的AMIP(观测的逐月海温和海冰强迫)积分结果,系统评估两个模式对北半球冬季极涡振荡的模拟性能,讨论模拟偏差的原因,期望为今后的模式改进提供参考依据。

2 资料、模式和试验介绍

2.1 观测资料

本文选取NCEP/NCAR月平均再分析资料(Kalnay et al., 1996)的相关场作为评估模式结果

的参考值, 所采用的物理量包括纬向风场、温度场和位势高度场, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共 17 层, 时间范围为 1950 年 1 月到 1999 年 12 月。相应的, 模式资料也为 1950 年 1 月至 1999 年 12 月 50 年的 AMIP 积分结果。

2.2 模式介绍

SAMIL/LASG GCM R42L26 (以后文中简称为 SAMIL) 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模式, 模式水平方向为菱形截断 42 波, 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 σ - p 混合坐标共 26 层, 模式顶层气压为 2.914 hPa。该模式被广泛应用于东亚季风 (Wang et al., 2004; 周天军等, 2005; 陈昊明等, 2009; 王军等, 2012)、亚澳季风 (张丽霞等, 2008; 吴波等, 2009)、云辐射强迫 (郭准等, 2011)、热带年降水循环 (张丽霞等, 2011) 和海气相互作用 (李博等, 2009, 2011) 等方面的研究。有关模式的详细介绍可参见 Wu et al. (1996)、Wu et al. (2003)、王在志等 (2005) 和包庆等 (2006) 的文章。

BCC_AGCM2.0.1 (以后文中简称为 BCC_AGCM) 是在原中国国家气候中心大气环流模式的基础上, 参考 NCAR CAM3.0 (Collins et al., 2004) 改进发展的第二代大气环流模式, 与前一版本 BCC_AGCM1.0 相比, 在算法和动力框架方面做了重大修改, 在 CAM3.0 动力框架基础上引入了新的参考大气和参考面气压, 该参考大气更加适合对流层中、上层和平流层大气热力结构; 物理参数化方案改进的详细介绍请参见董敏等 (2009) 和 Wu et al. (2008, 2010) 的文章。BCC_AGCM 的水平分辨率为 T42, 纬向为均匀分布的 128 个格点, 经向为 64 个高斯格点, 垂直方向采用 σ - p 混合坐标共 26 层, 模式顶层气压为 2.914 hPa。

2.3 试验方案

SAMIL 模式 AMIP 试验的大气初始场采用气候态平均值, 模式下边界采用 PCDMI 的海温海冰, 外强迫场包括温室气体、臭氧、太阳常数、气溶胶等, 该数据来源于 CMIP5 的历史数据 (Taylor et al., 2012), 其中臭氧可以反映臭氧的年际、年代际变化和趋势。试验还修改了对流部分的云水转换率, 以此来增加高云云量, 进而改进对流层上层的温度模拟, 这是影响平流层环流模拟的一个重要因

素。模式积分起始时刻为 1948 年 1 月 1 日, 积分步长为 10 分钟, 取月平均数据输出。

BCC_AGCM AMIP 试验的大气初始场也是采用气候态平均值, 模式下边界采用观测的逐月海温海冰, 其中海温为 HADISST, 外强迫场包括温室气体、臭氧 (12 个月的气候平均)、太阳常数 (逐年值)、气溶胶 (气候态值) 等。模式积分起始时为 1949 年 9 月, 结束日期为 2001 年 10 月, 取月平均数据输出。

3 北半球冬季环流的气候态特征和季节变化

3.1 气候态

所谓气候态即为各月物理量场的多年气候平均。图 1 给出了 NCEP 再分析资料以及两个模式北半球冬季 (12~2 月) 气候态的纬向平均纬向风场 (图 1a、c、e) 和温度场 (图 1b、d、f) 的垂直分布, 图 1c-f 中的阴影为模式与 NCEP 相应场的差值。由图可见, 两个模式都能模拟出北半球冬季大气环流基本型。对比图 1a、c 和 e 可以看出, SAMIL 和 BCC_AGCM 模拟的对流层副热带西风急流和平流层极夜急流的位置与 NCEP 再分析资料较为一致, 其中对流层副热带西风急流位于 30°N , 平流层极夜急流位于 65°N 附近。两个模式模拟的副热带西风急流强度与 NCEP 相比均偏弱, 风速只有 35 m/s, 小于 NCEP 的 40 m/s; 而模拟的极夜急流强度明显强于 NCEP, 其中 SAMIL 中的极夜急流风速达到 50 m/s, BCC_AGCM 中的达 40 m/s, 而 NCEP 中仅为 30 m/s。由图 1c 和 1e 中的差值场的分布可以看出, SAMIL 和 BCC_AGCM 模拟的极夜急流风速从 100 hPa 到 10 hPa 都明显强于 NCEP, 其中 SAMIL 与 NCEP 之间的差值相对更大一些。

SAMIL 和 BCC_AGCM 都能够再现温度场的垂直和经向分布, 包括低纬度对流层顶 (100 hPa) 附近以及高纬度极区平流层的冷中心, 但在量值上存在差异。由图 1b、d、f 的纬向平均温度场分布可见, 模式模拟的温度场分布与对极夜急流的模拟偏差相一致, 两个模式模拟的极涡中心温度均比 NCEP 低, 造成热带-热带外的温度梯度均大于 NCEP, 其中 SAMIL 中极涡中心最低温度达到 195 K, 与 NCEP 的差值达到 15 K; BCC_AGCM 中极涡中心的最低温度为 200 K, 与 NCEP 的差值为 10 K。从图 1d、f 中差值场的分布还可以看出, 两个模式模

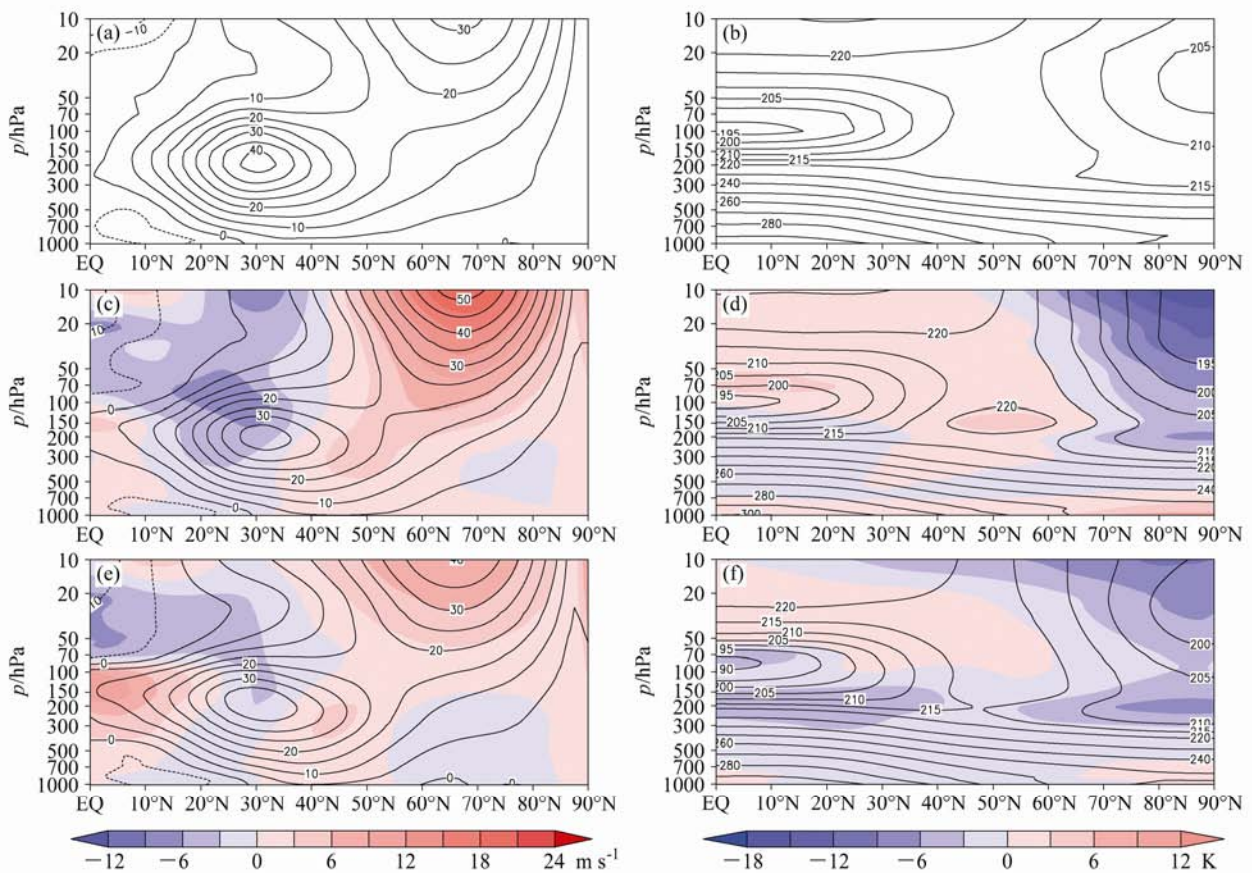


图 1 北半球冬季 12~2 月气候平均的纬向平均纬向风 (a、c、e, 单位: m/s) 和纬向平均温度 (b、d、f, 单位: K) 分布: (a) NCEP 纬向平均纬向风场; (b) NCEP 纬向平均温度场; (c) SAMIL; (d) SAMIL; (e) BCC_AGCM; (f) BCC_AGCM. (c-f) 阴影: 相应模式与 NCEP 场的差值

Fig. 1 Winter DJF (Dec-Jan-Feb) climatology of (a, c, e) zonal-mean zonal wind (m/s) and (b, d, f) zonal mean temperature (K) in the Northern Hemisphere: (a, b) NCEP reanalysis data; (c, d) SAMIL simulation; (e, f) BCC_AGCM simulation. (c-f) The shaded areas are for the differences relative to NCEP

拟的冬季中低纬度平流层温度均较 NCEP 偏高。这表明 SAMIL 和 BCC_AGCM 模拟的南北热量、质量输送偏弱, 从而导致热带-热带外的温度梯度偏大。此外, 两个模式模拟的热带对流层温度均偏低, 表明两个模式模拟的对流层加热偏弱, 与哈得莱环流偏弱, 和副热带西风急流偏弱相联系。

综上所述, 两个模式均可以再现平流层极夜急流的位置, 对流层副热带西风急流以及对流层-平流层的环流基本型态分布, 但是对极涡和极夜急流强度的模拟依然存在偏强的偏差, 模拟的对流层副热带西风急流偏弱。

极涡是冬季维持在高纬度地区的冷低压中心, 其强度和空间分布可以影响到整个大气环流的异常, 图 2 (见文后彩图) 给出了北半球冬季 100~20 hPa 平均的温度场以及位势高度场的水平分布, 类似地, 图中阴影表示模式与 NCEP 的差值。由图 2a-c 我们可以得到与图 1 一致的结论: 两个模式模

拟的极区温度明显偏冷, 其中 SAMIL 极涡中心最低温度为 195 K, BCC_AGCM 为 200 K, 而 NCEP 为 205 K。两个模式模拟的极涡中心位置位于北极点位置, 而 NCEP 极涡中心的位置相对偏离北极点, 偏向欧亚大陆区域。这种对纬向对称性的模拟偏差与两个模式模拟的位于东北太平洋上的暖心均相对偏弱, 且位置偏东有关。进一步由图 2b、c 中的温度场差值场可见, 两个模式在靠近亚洲东北部和阿拉斯加的北冰洋区域存在负偏差, 而在中纬度地区存在正的偏差; 由图 2e、f 的位势高度场差值场的分布可见, 两个模式模拟的极区位势高度场均存在显著的负偏差, 其中 SAMIL 的负偏差最大, 达到 350 gpm, 而 BCC_AGCM 在整个北半球区域都存在负的偏差, 但最大负偏差只有 200 gpm, 明显小于 SAMIL。

为进一步了解模式模拟的极涡型态分布的差异, 我们对冬季 100~20 hPa 平均的位势高度场进

行了谐波分析。图 3 给出了 NCEP 和两个模式中冬季平流层行星波 1 波和 2 波的空间分布。由图 3a-c 可以看出, 两个模式模拟的平流层 1 波强度均弱于 NCEP, 其中 SAMIL 中 1 波强度强于 BCC_AGCM。图 3d-f 表明, 两个模式模拟的平流层 2 波强度与 NCEP 相当。对于与极涡偏心有重要关系的 1 波空间分布模拟, 两个模式与 NCEP 存在显著差异, 其中 NCEP 中的 1 波正中心位于阿拉斯加半岛 (图 3a), SAMIL 中的 1 波正中心位置偏东, 位于北美洲北部区域 (图 3b), 而 BCC_AGCM 中的 1 波正中心则偏西, 位于白令海峡区域 (图 3c)。

两个模式在中高纬度地区所模拟的各行星波分量的方差贡献与 NCEP 存在显著差异, 其中 SAMIL 中 1 波方差贡献为 57.02%, 2 波为 35.72%; BCC_AGCM 的 1 波方差贡献为 31.63%, 2 波为 59.85%; 而 NCEP 资料中 1 波方差贡献为 67.66%, 2 波为 25.78%。从方差贡献的角度来看, SAMIL 中 1 波分量的方差贡献大于 2 波, 1 波占主导, 与 NCEP 较为一致。不同的是, BCC_AGCM 中的 1 波方差贡献反而远小于其 2 波的方差贡献, 以 2 波占主导。从图 3 中还可以看到, 两个模式模拟的行

星波 1 波和 2 波之和均明显小于 NCEP, 即两个模式模拟的行星波偏弱, 而行星波的偏弱可导致平流层极区的动力加热偏弱, 进而导致两个模式模拟的平流层极涡存在偏强的偏差。另外, 与 NCEP 相比, 两个模式模拟的行星波 1 波均相对偏弱而 2 波相对偏强, 与极涡纬向非对称性弱的特征是一致的。

对流层环流与平流层环流有着紧密联系 (Andrews et al., 1987), 两个模式模拟的对流层环流如何呢? 图 4 (见文后彩图) 给出了 200 hPa、500 hPa 和 1000 hPa 东半球冬季位势高度场水平分布, 图中阴影为模式与 NCEP 的差值。从图 4a-c 的 200 hPa 高度场分布可以看到, SAMIL 在中纬度地区存在相对于 NCEP 的正差值, 而在高纬度地区存在负差值; BCC_AGCM 从低纬到高纬地区都存在负差值, 在欧洲高纬度地区、东亚区域以及阿留申群岛区域存在负偏差的极大值。这表明 BCC_AGCM 模拟的极涡在垂直方向上较 SAMIL 中的极涡更为深厚。由图 4d-f 的 500 hPa 高度场可见, SAMIL 的正偏差分布与 200 hPa 上类似, 只是相对弱一些 (图 4d); 而 BCC_AGCM 在欧洲中纬度地区以及勘察

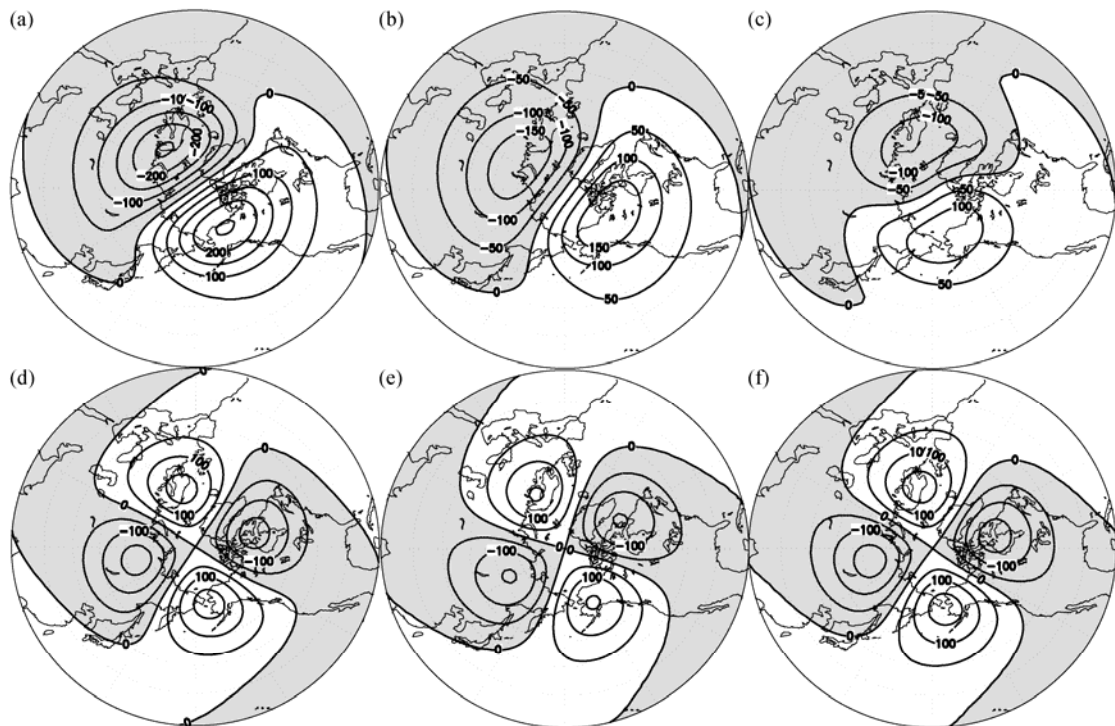


图 3 北半球冬季 12~2 月 100~20 hPa 位势高度场谐波分析 (a、b、c) 1 波和 (d、e、f) 2 波分布: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM。阴影: 小于 0 区域

Fig. 3 Distribution of (a, b, c) wave-1 and (d, e, f) wave-2 components of the geopotential height averaged for 100~20 hPa in winter (DJF) of the Northern Hemisphere: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM. The shaded areas are for the negative values

加半岛出现了弱的正差值(图 4f);另外两个模式在东亚大槽区域都存在正偏差,表明两个模式模拟的东亚大槽较 NCEP 偏弱,其中 SAMIL 在东亚大槽区域的正偏差要大于 BCC_AGCM。由图 4g-i 的 1000 hPa 的高度场可以看到, SAMIL 模拟的阿留申低压相对偏弱;两个模式在北纬 30°N 左右都存在负的差值,而在高纬度地区都存在正的差值。

3.2 季节变化

环流的季节循环是评估模式模拟性能的重要指标,对于北半球大气环流的季节变化,本文主要关注了 10 hPa 纬向平均纬向风场和 200 hPa 副热带西风急流的季节循环,以此来表征平流层和对流层环流的季节演变。图 5 给出了北半球 10 hPa 纬向平均纬向风场的年循环分布,将图 5b、c 与图 5a 比较可见,两个模式均能够模拟出与 NCEP 类似的平流层纬向风场的季节演变,特别是极夜急流的季节变化。正如由图 1 中已经看到的,两个模式模拟的极夜急流最大风速都大于 NCEP,极夜急流轴的位置都在 65°N 附近。然而,两个模式模拟的极夜急流最强风速出现在 1 月中旬,而 NCEP 中极夜急流的最强风速则出现在 12 月中旬,这表明两个模式所模拟的极夜急流存在约 1 个月的季节漂移。

对流层副热带西风急流的演变是中低纬度地区对流层环流季节演变的重要标志。图 6 给出了北半球 200 hPa 纬向平均纬向风场的年循环演变,图中红线代表副热带西风急流轴,蓝线标出了 30°N 和 40°N 位置。对比图 6a,我们从图 6b 和 6c 可以看到,两个模式模拟的副热带西风急流的位置都位于 30°N,与 NCEP 一致;但模拟的副热带西风急流的风速最大值都弱于 NCEP。与图 1a、c、e 一致, BCC_AGCM 模拟的副热带西风急流最大风速为 40 m/s,而 SAMIL 只有 35 m/s,另外 BCC_AGCM 中大于 30 m/s 的急流中心持续的时间要比 SAMIL 长。副热带西风急流的北跳以及南撤代表了中低纬度地区环流的季节演变。由图 6 可见,两个模式模拟的副热带西风急流的季节性北跳和南撤发生的时间与 NCEP 存在显著差异, NCEP 中急流北跳发生在 4 月中旬到 6 月,南撤发生在 10 月份; SAMIL 中急流的北跳发生在 4 月到 5 月; BCC_AGCM 中的急流北跳发生在 3 月到 5 月,两个模式中急流南撤的时间均大约在 11 月份。这表明两个模式中副热带西风急流北跳后持续的时间更长,对流层夏季型环流持续的时间更长。

4 北半球极涡振荡

4.1 北半球环流变化的主导模态

极涡振荡是赤道外地区冬季大气环流变化的主导模,振荡伴随着极夜急流的减弱甚至转向为东风,以及高纬度地区温度急剧上升甚至经向温度梯度的翻转。Ren and Cai (2006) 利用 NCEP 第二套再分析资料构建半拉格朗日坐标系 (θ -PVLAT), 对等熵位涡进行 EOF 分析,发现其主导模态表现为平流层异常的经向三极型分布,其中最大异常区域位于极地平流层地区,代表了极涡强度的振荡。两个模式能不能模拟出极涡振荡这一主导模呢?我们对纬向平均纬向风场异常场进行了 EOF 分析,在图 7a、c、e 中给出了 NCEP 和两个模式纬向平均纬向风异常场 EOF 的第一模态空间分布。从图中可以看到,最大异常区均位于 70°N 附近,垂直分布为从 200 hPa 到 10 hPa。与图 1 对比可知,异常区域正好位于极夜急流平均所在的纬度和高度。这说明两个模式与 NCEP 相一致,其纬向平均纬向风异常场的 EOF 第一模态代表了极涡振荡这一主导模。进一步对比图 7a、c 和 e 可知,由 NCEP 资料所得到的第一模态的方差贡献为 55.3%,极夜急流最大异常正中心值为 8 m/s,在 200 hPa 以上的中纬度地区存在负的异常中心;而由 SAMIL 得到的第一模态的方差贡献达到了 60.7%,极夜急流最大异常正中心值为 10 m/s,在中纬度也存在负的异常中心;由 BCC_AGCM 得到的第一模态的方差贡献为 55.5%,极夜急流最大异常正中心值 9 m/s,在中纬度存在的负异常中心与 NCEP 和 SAMIL 相比弱得多。另外,两个模式的 EOF 第一模态空间型最大正异常中心均出现在 10 hPa 高度,与 NCEP 相一致。由此可见,两个模式纬向平均纬向风异常场 EOF 第一模态都代表了极涡振荡时极夜急流强度的变化,其中 SAMIL 极涡振荡的平均振幅大于 BCC_AGCM。

我们定义该第一模态的时间序列为极涡振荡指数。图 7d 和 f 是利用极涡振荡指数线性回归的纬向平均温度异常场,以表示与极涡振荡相联系的整层大气的温度异常的垂直分布结构。由图可见,纬向平均温度场的振荡中心位于 100~20 hPa 之间,其中 SAMIL 中纬向平均温度振荡的强度也略强于 BCC_AGCM。

为进一步研究极涡振荡时平流层环流的水平分布,图 8 给出了利用极涡振荡指数线性回归的 100~

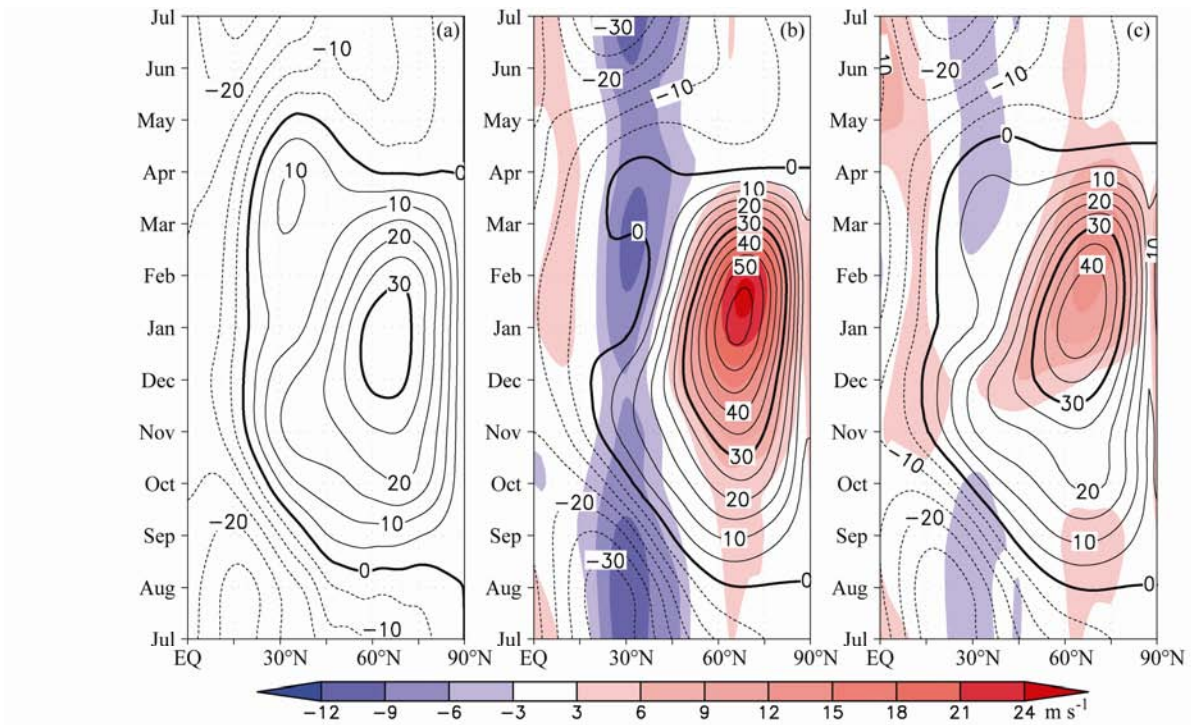


图 5 北半球气候平均 10 hPa 纬向平均纬向风 (单位: m/s) 的年循环分布: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM。阴影: 相应的模式与 NCEP 的偏差

Fig. 5 Annual cycle of the zonal-mean zonal wind (m/s) at 10 hPa in the Northern Hemisphere: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM. The shaded areas are for the differences relative to NCEP

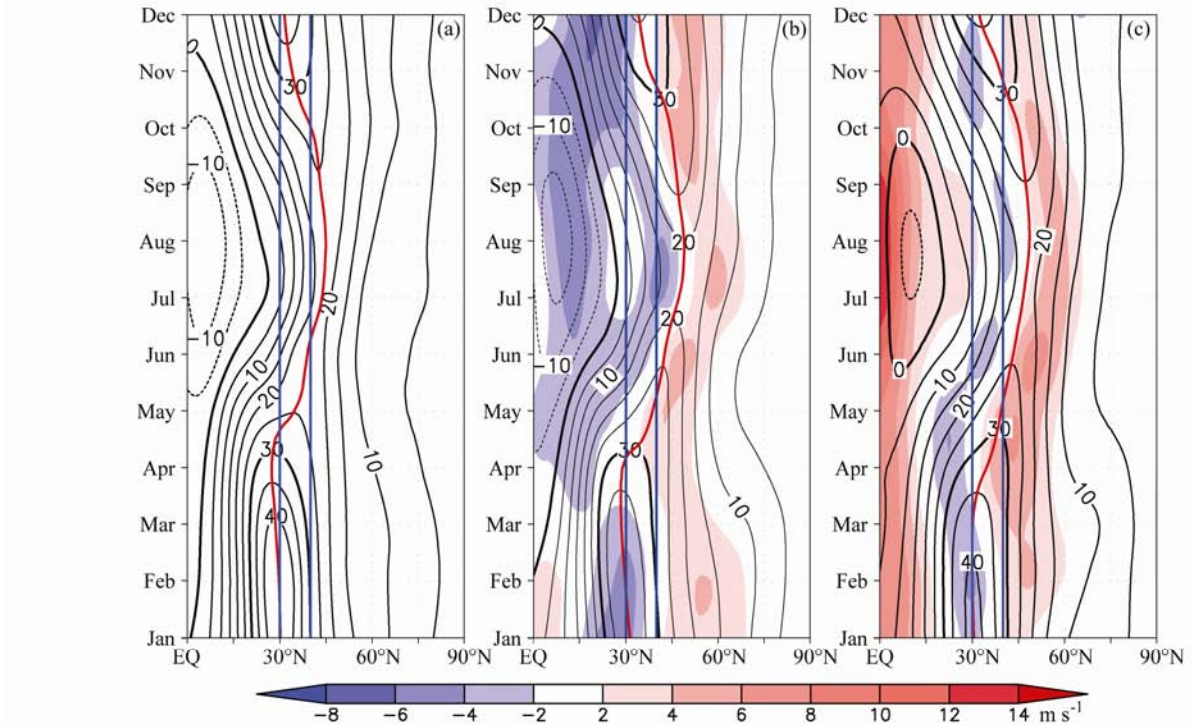


图 6 北半球气候平均 200 hPa 纬向平均纬向风 (单位: m/s) 的年循环分布: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM。蓝线: 30°N 和 40°N 位置; 红线: 副热带西风急流轴; 阴影: 相应模式与 NCEP 的差值

Fig. 6 Annual cycle of the zonal-mean zonal wind (m/s) at 200 hPa in the Northern Hemisphere: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM. Blue lines: 30°N and 40°N; red line: the core of the subtropical westerly jet; the shaded areas are for the differences relative to NCEP

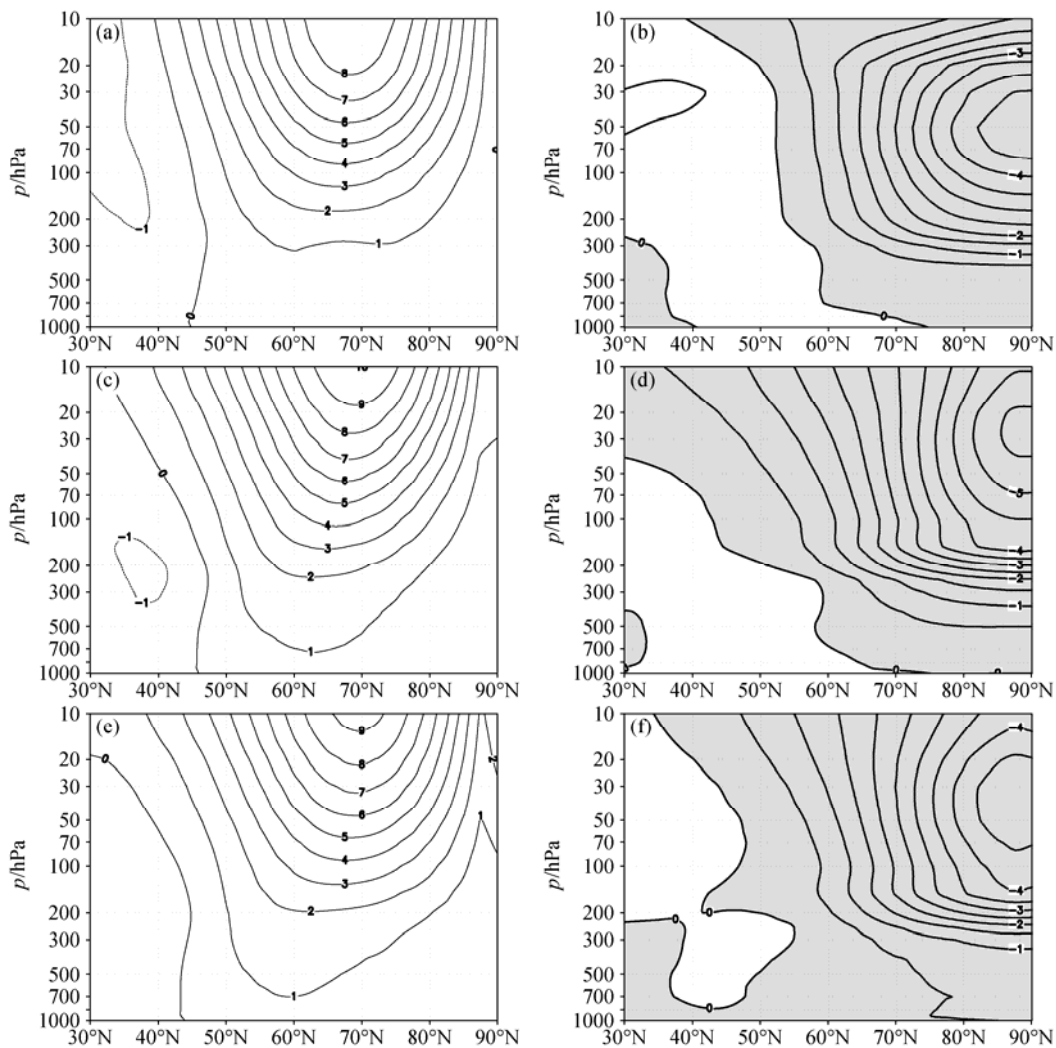


图7 纬向平均纬向风异常场 EOF 第一模空间分布 (a、c、e) 和用相应的第一模态时间序列回归的纬向平均温度异常场的分布 (b、d、f, 单位: K): (a、b) NCEP; (c、d) SAMIL; (e、f) BCC_AGCM。阴影: 负异常区域

Fig. 7 (a, c, e) Spatial patterns of the first EOF mode of the zonal-mean zonal wind anomalies and (b, d, f) the regressions of the zonal-mean temperature anomalies (K) against the first EOF time series: (a, b) NCEP; (c, d) SAMIL; (e, f) BCC_AGCM. Shaded areas: negative values

20 hPa 平均的温度场和位势高度异常场分布。如在图 7 中已经看到的那样, 我们对图 8b、e 和图 8c、f 可知, 两个模式中温度场和位势高度场振荡的振幅都强于 NCEP, 其中 SAMIL 中温度场和位势高度场振荡的振幅又强于 BCC_AGCM。综上分析, 虽然两个模式模拟的极涡强度均比 NCEP 偏强, 但其振荡的振幅均大于 NCEP, 这可能与模式中行星波 2 波的分量相对偏强, 方差贡献相对偏大有关。

4.2 极涡振荡的频率及周期

Charlton and Polvani (2007) 对 1958~2002 年观测资料的统计表明, 爆发性增暖事件发生的频率为 0.62 次/年; Charlton et al., (2007) 对 6 个 GCM 评估的结果为 1.0~2.6 次/10 年。SAMIL 和 BCC_AGCM 模拟的爆发性增暖的频率如何呢? 图 9 给出

了 NCEP 以及两个模式 1950~1999 年的极涡振荡指数廓线分布。由前面利用极涡振荡指数回归的纬向平均温度异常场分布可知, 极涡振荡指数可以很好的表征大气的动力和热力结构, 正的极涡振荡指数代表纬向平均纬向风场出现正异常, 对应的平流层温度为冷异常, 而负的极涡振荡指数则代表纬向平均纬向风场出现负异常, 对应平流层温度为暖异常。从图 9 中可看到, 极涡振荡指数的演变在夏季比较平缓, 变化主要发生在冬季, 为季节尺度的振荡。为方便统计不同强度极涡振荡事件的频率, 我们选取 1.0 个和 1.4 个标准差作为统计标准, 其中 1.0 可代表普通极涡振荡事件, 1.4 代表强极涡振荡事件。当普通极涡振荡负事件发生时, 极涡减弱强度一般, 为普通爆发性增暖事件, 而强极涡振荡负

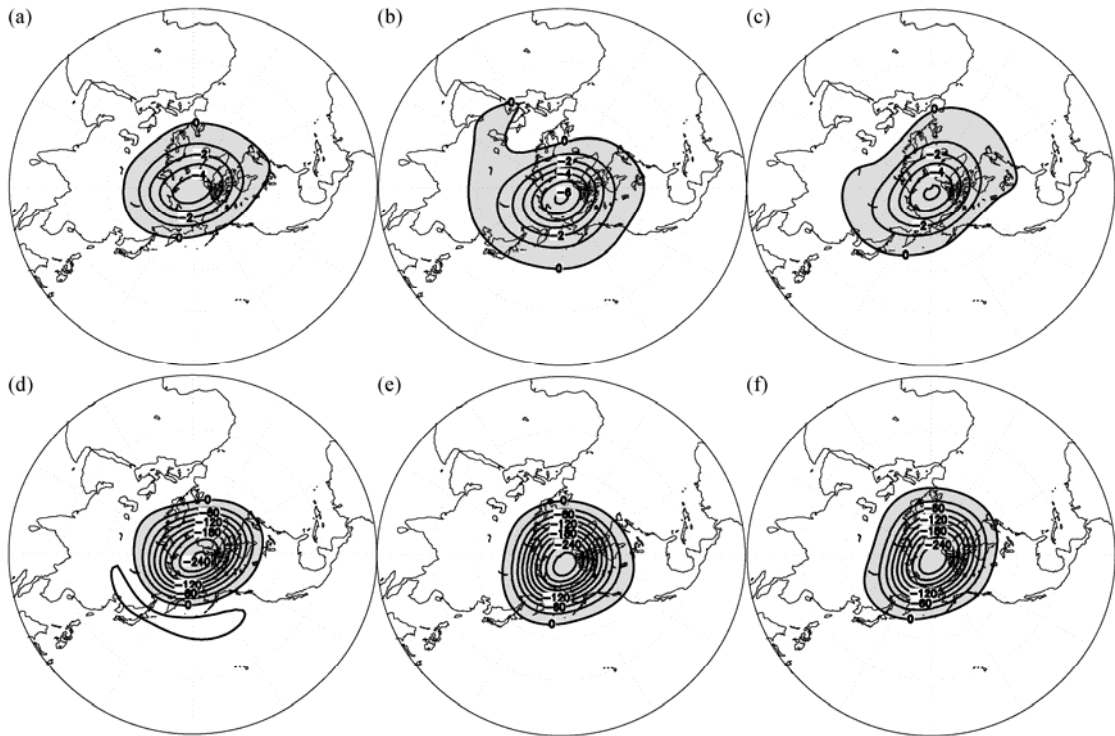


图 8 用极涡振荡指数回归的 100~20 hPa 水平温度异常场 (a, b, c; 单位: K) 和位势高度场异常场 (d, e, f; 单位: gpm) 分布: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM。阴影: 负值区域
Fig. 8 Regressions of (a, b, c) temperature anomalies (K) and (d, e, f) geopotential height anomalies (gpm) averaged for 100–20 hPa against the corresponding polar vortex oscillation indices: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM. Shaded areas: negatives

事件发生时, 极涡剧烈减弱, 极区温度剧烈上升, 西风大幅减弱甚至转为东风, 为强爆发性增暖事件。依此标准由 NCEP 资料所定义的强爆发性增暖事件与 Charlton and Polvani (2007) 所给出的实测强爆发性增暖事件发生的时间较为一致。表 1 给出了选取上述两个标准时正负极涡振荡事件的次数和频率的统计结果。从表 1 中可以看到, 在选取 1.4 个标准差时, NCEP 以及两个模式中的极涡振荡负事件次数均多于极涡振荡正事件, 表明极涡偏弱的月份多于偏强月份。另外, 两个模式模拟的强爆发性增暖的频率都小于 NCEP 的增暖事件频率 (0.52 次/年), 其中 SAMIL 强爆发性增暖的频率为 0.40 次/年, BCC_AGCM 为 0.46 次/年, 说明 BCC_AGCM 能够模拟出比 SAMIL 更多的强爆发性增暖事件。我们注意到, 本文统计得到的 NCEP 资料中强爆发性增暖的频率略小于 Charlton and Polvani (2007) 的强爆发性增暖事件的频率 (0.62 次/年), 原因之一在于本文采用的是月平均资料, 而 Charlton and Polvani (2007) 采用的是日平均观测资料, 而月平均资料无法分辨相对较弱、持续时间较短的爆发性增暖事件; 另一个原因是本文统计的时间段 (1950~

1999) 与 Charlton and Polvani (2007) 统计的时间段 (1958~2002) 略有不同。当选取 1.0 个标准差时, SAMIL 中极涡振荡负事件的频率为 0.70 次/年, BCC_AGCM 为 0.78 次/年。总之, 从选取不同标准所统计的不同强度极涡振荡事件的发生频率来看, 相对于 SAMIL, BCC_AGCM 可模拟出更多的极涡振荡负事件。正是由于 SAMIL 中极涡振荡负事件发生偏少, 因而极涡和极夜急流相对更为偏强 (图 1)。

表 1 选取不同标准时, NCEP, SAMIL 和 BCC_AGCM 中正负事件的次数及频率

Table 1 Times and frequency of positive/negative events from NCEP, SAMIL, and BCC_AGCM

标准差	资料/模式	强弱极涡振荡事件统计			
		正事件 (次)	负事件 (次)	正事件频 率(次/年)	负事件频 率(次/年)
±1.4	NCEP	20	26	0.46	0.52
	SAMIL	15	20	0.32	0.40
	BCC_AGCM	22	23	0.46	0.46
±1.0	NCEP	37	39	0.74	0.78
	SAMIL	25	35	0.50	0.70
	BCC_AGCM	41	39	0.82	0.78

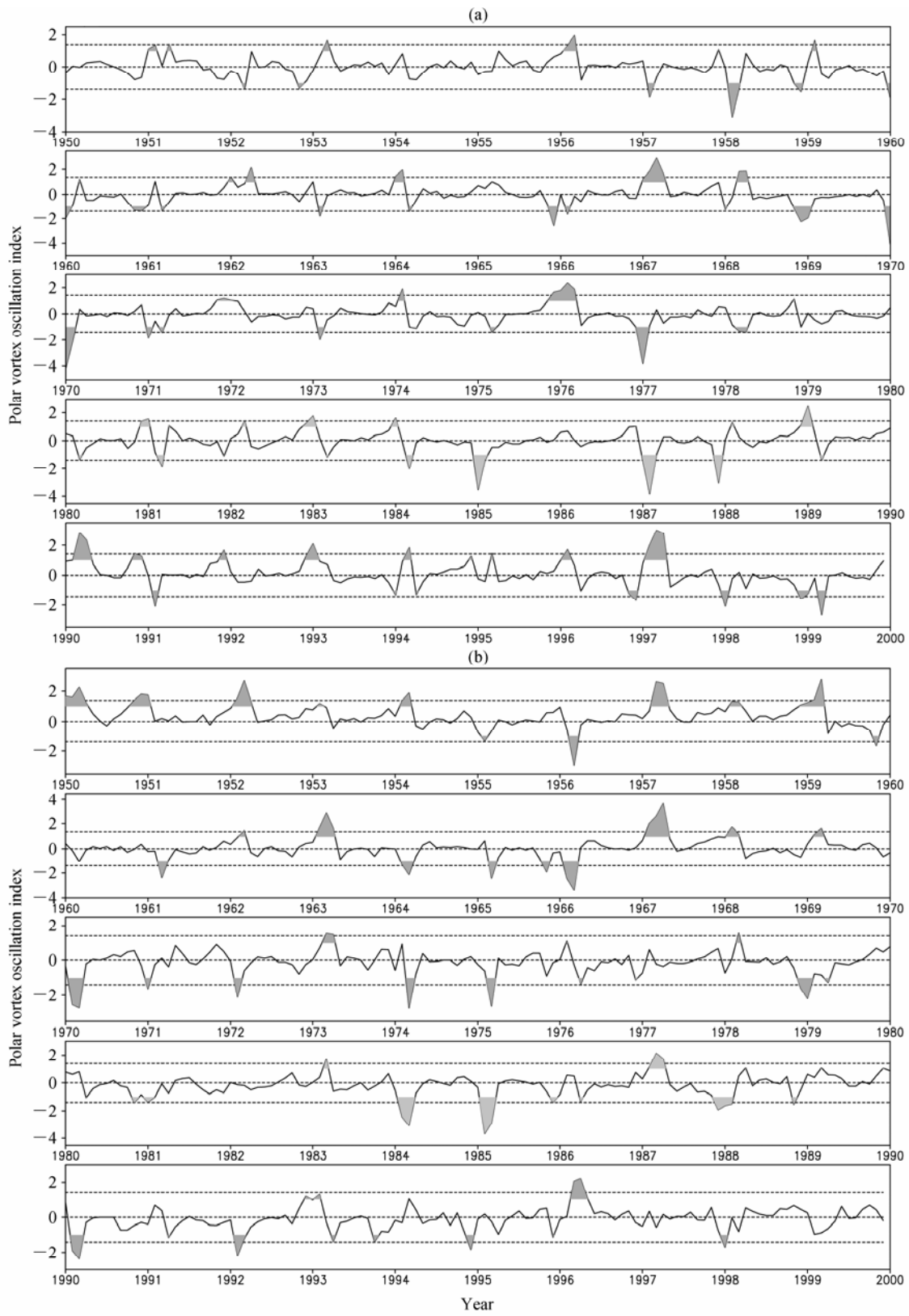


图9 极涡振荡指数分布：(a) NCEP；(b) SAMIL；(c) BCC_AGCM。虚线：1.4 个标准差；阴影：大于 1 个标准差的量值
Fig. 9 Polar vortex oscillation indices from (a) NCEP, (b) SAMIL, and (c) BCC_AGCM. Dashed lines: 1.4 standard deviation; shaded areas: indices greater than one standard deviation

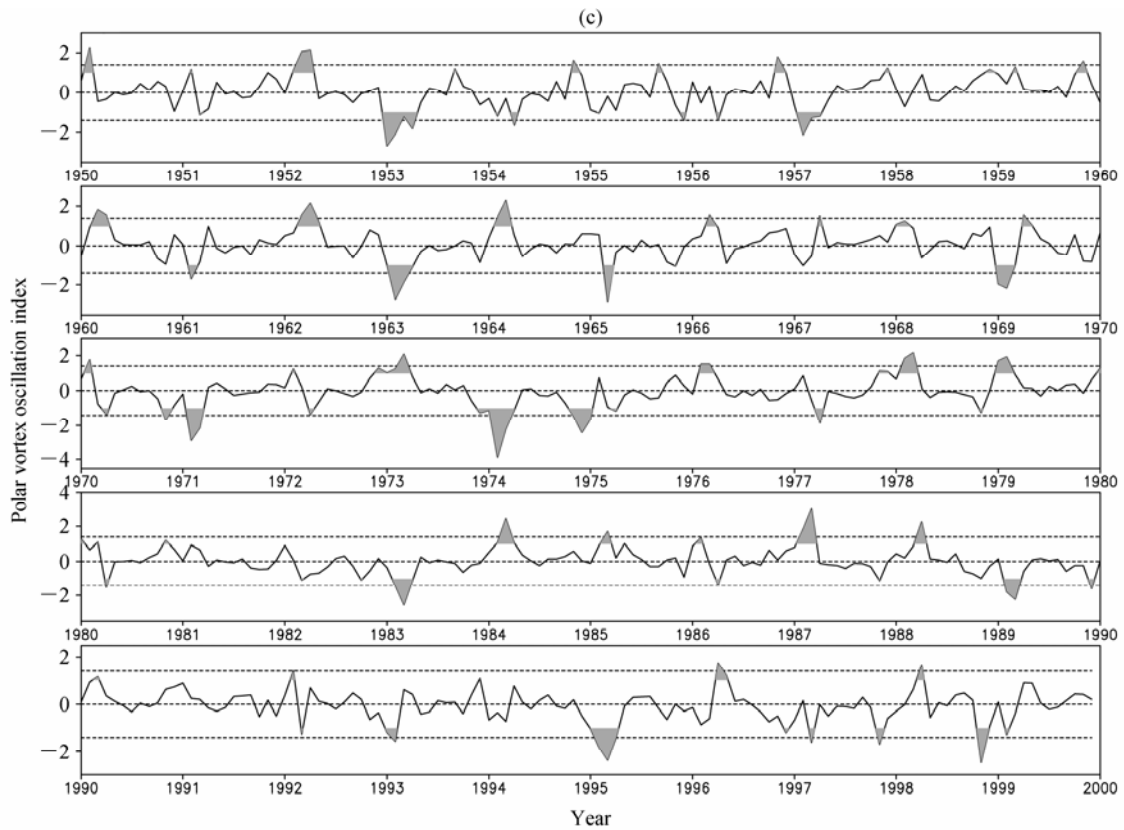


图9 (续)
Fig.9 (Continued)

图 10 给出了极涡振荡指数的逐年的季节演变。由图 10a、b、c 可见，极涡振荡主要发生在冬季月份，且具有明显的年际变化特征。图 10d-f 为极涡振荡事件发生在各月份次数的统计结果，从图中可以看到，NCEP 中振荡事件主要发生在 12~3 月；SAMIL 中振荡事件主要发生在 2~3 月；BCC_AGCM 中振荡事件主要发生在 2~4 月。说明两个模式中极涡振荡事件发生的季节均比 NCEP 偏晚，存在一定的季节漂移，这与前面图 6 给出的极夜急流也存在一个月的季节漂移存在一致性。

Cai and Ren (2007) 的研究指出，极涡振荡存在 90~130 天的季节尺度周期，Yamazaki and Shinya (1999) 利用一个 GCM 模拟发现，代表极涡振荡的极夜急流的主导周期为 4~6 个月。两个模式模拟的极涡振荡周期如何呢？本文对极涡振荡指数进行连续功率谱分析。由图 11 可以看出，NCEP 中的极涡振荡指数存在 4.6 个月的显著周期（图 11a），SAMIL 中的极涡振荡指数存在 5.5 个月的显著周期（图 11b），BCC_AGCM 中的极涡振荡指数存在 4.7 个月左右的显著周期（图 11c）。由此可见，两个模式模拟的极涡振荡的周期均比

NCEP 长。Ren and Cai (2008) 在研究南半球极涡振荡时，指出南半球极涡振荡周期为 7~8 个月与南半球行星波偏弱有关。由前面两个模式模拟的行星波强度的比较可知，两个模式模拟的行星波强度的确比 NCEP 中的行星波强度更弱，这可能是两个模式模拟的极涡振荡周期偏长的原因之一。

5 结论与讨论

本文基于与 NCEP 再分析资料对比，对 SAMIL 和 BCC_AGCM 的北半球冬季极涡振荡的模拟性能进行了评估分析，结果表明：

(1) 两个模式都可以再现北半球冬季环流基本型，但与 NCEP 相比还存在偏差。两个模式模拟的平流层极涡普遍存在偏冷、偏强现象，特别是极夜急流的强度，SAMIL 的极夜急流风速达到了 50 m/s，BCC_AGCM 达到了 40 m/s，而 NCEP 的只有 30 m/s。两个模式模拟的对流层副热带西风急流较 NCEP 偏弱。两个模式模拟的平流层行星波强度偏弱，但 BCC_AGCM 模拟的行星波 2 波偏强，其方差贡献超过 1 波。

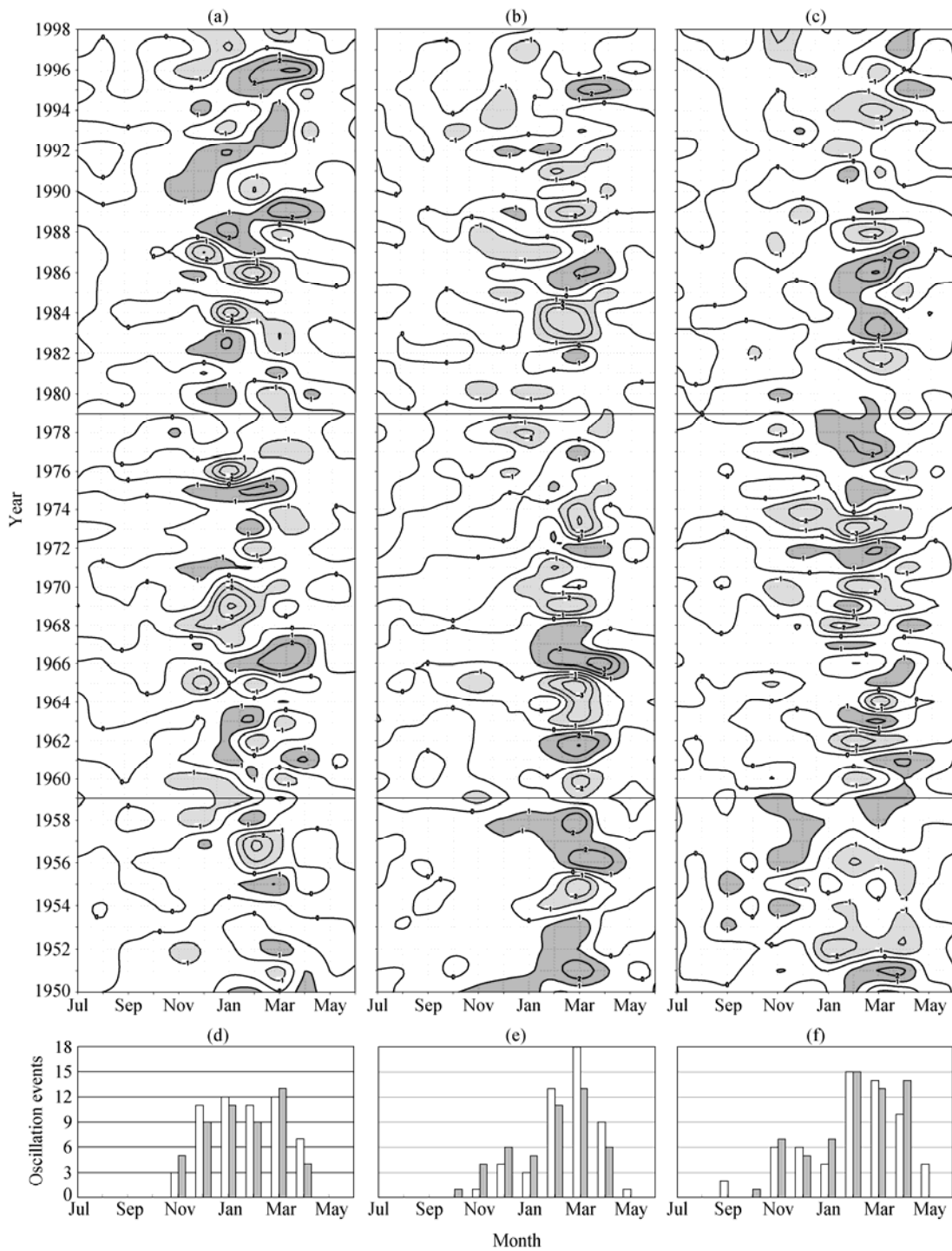


图 10 1950~1999 年极涡振荡指数的季节分布 (a、b、c) 以及各月振荡事件 (± 1 个标准差) 发生次数的统计结果 (d、e、f): (a、d) NCEP; (b、e) SAMIL; (c、f) BCC_AGCM。(a、b、c) 深色/浅色阴影: 量值大于 1 个标准差的正/负值区域; (d、e、f) 阴影柱/无阴影柱: 极涡振荡负/正事件次数

Fig. 10 (a, b, c) Seasonal evolutions of the polar vortex oscillation indices from 1950 to 1999 and (d, e, f) statistics of the oscillation events (one standard deviation) in each month: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM. (a, b, c) Darker (lighter) shaded area: positive values >1 (negative <-1); (d, e, f) shaded (blanked) bar: negative (positive) oscillation events

(2) 两个模式都可以模拟出与 NCEP 相似的平流层和对流层的季节变化, 但两个模式模拟的极夜

急流最大风速存在 1 个月的季节漂移。两个模式模拟的副热带西风急流季节演变与 NCEP 相比也存

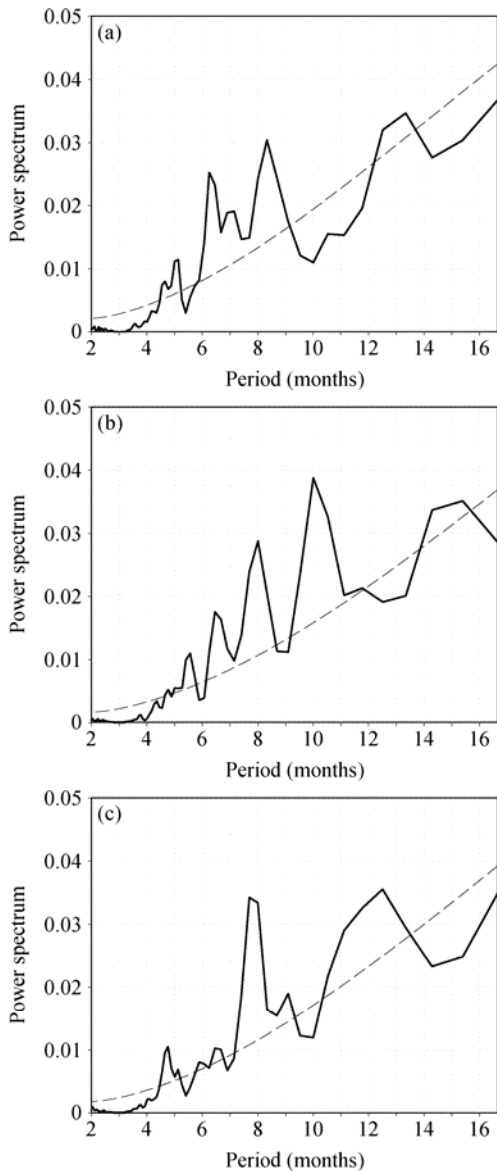


图 11 极涡振荡指数连续功率谱分析：(a) NCEP；(b) SAMIL；(c) BCC_AGCM。虚线：95% 信度红噪声标准谱
Fig. 11 Continuous spectrums of the polar vortex oscillation indices: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM. Dashed line: 95% confidence level red noise spectrum

在差异，副热带西风急流在 5 月份就已经完成了从 30°N 到 40°N 的北跳，而 NCEP 到 6 月份才完成。

(3) 两个模式环流的主导模态均代表了极涡振荡，振荡的振幅都强于 NCEP，其中 SAMIL 最强。两个模式能够模拟出强爆发性增暖，但是模拟的次数都少于 NCEP，其中 BCC_AGCM 模拟的强、弱极涡振荡负事件发生的频率都高于 SAMIL。统计表明 NCEP 极涡振荡主要发生在 12~3 月，SAMIL 主要发生在 2~3 月，BCC_AGCM 主要发生在 2~4 月，与极夜急流的季节漂移一致。连续功率谱分

析表明 SAMIL 极涡振荡存在 5.5 个月的显著周期，BCC_AGCM 存在 4.8 个月的显著周期，均大于 NCEP 的 4.6 个月的显著周期，两个模式极涡振荡周期偏长与模拟的行星波偏弱有关。

综上所述，两个模式模拟的北半球冬季环流和平流层极涡振荡与 NCEP 的有一定差异，原因可能在于：(1) 辐射方案，SAMIL 模式采用的辐射方案没有考虑 CH₄、N₂O、CFC 等重要的均匀混合温室气体，也没有考虑对辐射过程有重要影响的气溶胶作用。(2) 重力波参数化方案，SAMIL 采用的包络地形和重力波拖曳方案，对于模拟的平流层西风过强的改善效果依然不是很明显。(3) SAMIL 采用了新的臭氧资料以及修改云水转化率后，对平流层环流的模拟有所改善（图略），但依然存在极涡偏冷、偏强的偏差。(4) BCC_AGCM 采用气候态的臭氧资料，忽略了臭氧的年际变化对平流层环流的模拟。

致谢 感谢中国气象局国家气候中心研究开放实验室董敏老师提供了 BCC_AGCM 数据，中国科学院大气物理研究所王晓聪博士研究生提供了 SAMIL 数据。感谢两名匿名审稿人的耐心审阅和宝贵意见。

参考文献 (References)

- Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. Middle Atmosphere Dynamics [M]. New York: Academic Press, 489pp.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. J. Geophys. Res., 104: 30937-30946.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. Science, 294 (5542): 581-584.
- Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. Science, 301 (5633): 636-640.
- 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.
- Boville B A. 1984. The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM [J]. J. Atmos. Sci., 41 (7): 1132-1142.
- Boville B A. 1986. Wave-mean flow interactions in a general circulation model of the troposphere and stratosphere [J]. J. Atmos. Sci., 43 (16): 1711-1725.
- 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: 1880-1991.

- Charlton A J, Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I : Climatology and modeling benchmarks [J]. *J. Climate*, 20: 449–469.
- 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: 470–488.
- 陈吴明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季季风 [J]. *大气科学*, 33 (1): 155–167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (1): 155–167.
- Christiansen B. 1999. Stratospheric vacillations in a general circulation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56 (12): 1858–1872.
- Christiansen B. 2000. A model study of the dynamical connection between the Arctic Oscillation and stratospheric vacillations [J]. *J. Geophys. Res.*, 105 (D24): 29461–29474.
- Christiansen B. 2001. Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D21): 27307–27322.
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0) [R]. NCAR Tech. notes NCAR/TN–464+STR National Center for Atmosphere Research, Boulder, Colo.
- 董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2009. 北京气候中心大气环流模式对季节内振荡的模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 912–922. Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, et al. 2009. Simulations of the tropical intraseasonal oscillations by the AGCM of the Beijing Climate Center [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (6): 912–922.
- 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.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–470.
- 顾卫华, 吴统文. 2010. 全球大气环流模式 BCC_AGCM2. 0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究 [J]. *大气科学*, 34 (5): 962–978. Jie Weihua, Wu Tongwen. 2010. Hindcast for the 1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley using BCC_AGCM2. 0.1 model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (5): 962–978.
- 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.
- Pawson S, Kodera K, Hamilton K, et al. 2000. The GCM-reality intercomparison project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81: 781–796.
- 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_s1.0 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (1): 52–63.
- Quiroz R S. 1969. The warming of the upper stratosphere in February 1966 and the associated structure of the mesosphere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97: 541–552.
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 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: L07704, doi: 10.1029/2006GL028729.
- Ren R C, Cai M. 2008. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part II: Southern Hemisphere cold season variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 2343–2359.
- Ren R C, Wu G X, Cai M, et al. 2009. Winter season stratospheric circulation in the SAMIL/LASG general circulation model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(3): 451–464.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93: 485–498.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297–1300.
- Thompson D W J, Baldwin P B, Wallace J M. 2002. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction [J]. *J. Climate*, 15: 1421–1428.
- 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.
- 王璐, 周天军, 吴统文, 等. 2009. BCC 大气环流模式对亚澳季风年际变率主导模态的模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 973–982. Wang Lu, Zhou Tianjun, Wu Tongwen et al. 2009. Simulation of the leading mode of Asian–Australian monsoon inter-annual variability with the Beijing Climate Center atmospheric general circulation model [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (6): 973–982.
- 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: 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: 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]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21 (6): 879–889.

- 魏科. 2007. 北半球平流层极涡年际和季内变异及其对东亚冬季风的影响 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士论文, 148pp. Wei Ke. 2007. Interannual and Intraseasonal Variabilities of the Stratospheric Polar Vortex in the Northern Hemisphere and Their Influence on the East Asian Winter Monsoon [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 148pp.
- 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.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 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]. Advances in Atmospheric Sciences, 20: 726–742.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F. 2008. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application [J]. J. Atmos. Sci., 65: 2235–2253.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2010. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate [J]. Climate Dyn., 34: 123–147.
- Yamazaki K, Shinya Y. 1999. Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 77: 1287–1298.
- 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, 王在志, 宇如聪, 等. 2005. 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. 2005. 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.

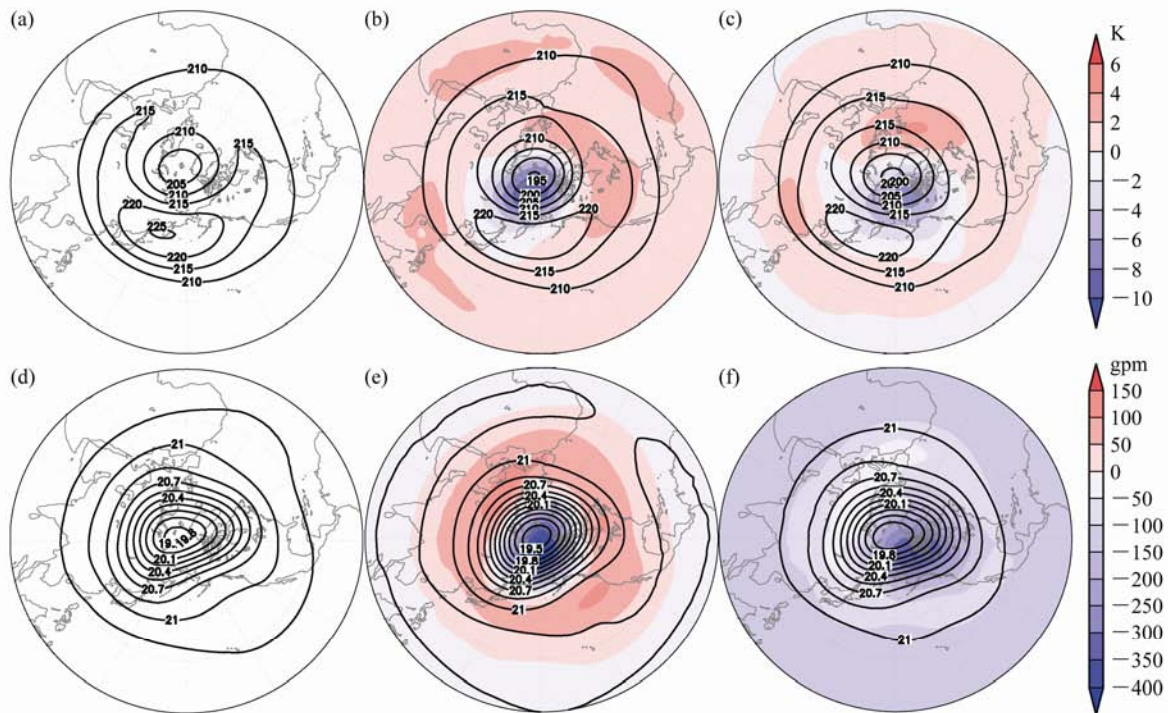


图 2 北半球冬季 12~2 月气候平均的 100~20 hPa 温度场 (a, b, c, 单位: K) 以及位势高度场 (d, e, f, 线条单位: gpkm; 彩色阴影单位: gpm) 分布: (a) NCEP; (b) SAMIL; (c) BCC_AGCM; (d) NCEP; (e) SMAIL; (f) BCC_AGCM。阴影: 相应模式与 NCEP 场的差值
Fig. 2 Winter DJF climatology of (a, b, c) temperature (K) and (d, e, f) geopotential height (contour line units: gpkm; color bar units: gpm) averaged for 100-20 hPa: (a, d) NCEP; (b, e) SAMIL; (c, f) BCC_AGCM. The shaded areas are the differences relative to NCEP

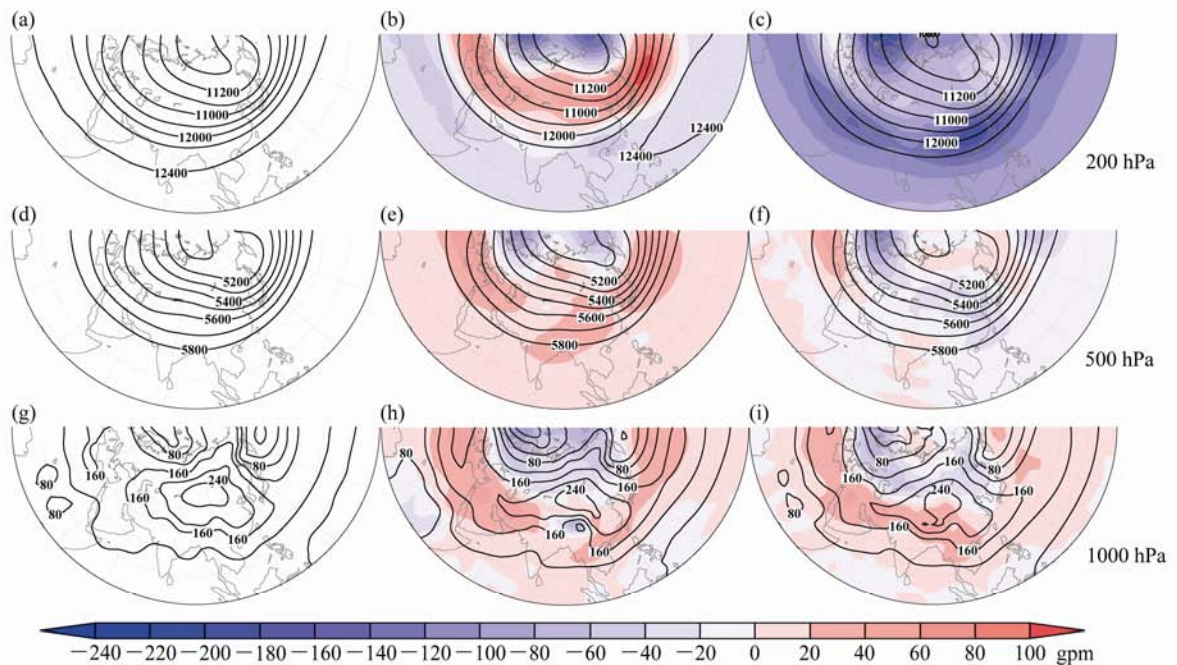


图 4 北半球冬季 12~2 月气候平均的 200 hPa、500 hPa 和 1000 hPa 高度场分布 (单位: gpm): (a, d, g) NCEP; (b, e, h) SAMIL, (c, f, i) BCC_AGCM。阴影: 相应的模式与 NCEP 之间的差值
Fig. 4 Winter DJF climatology of the geopotential height (gpm) at 200 hPa, 500 hPa, and 1000 hPa: (a, d, g) NCEP; (b, e, h) SAMIL; (c, f, i) BCC_AGCM. The shaded areas are for the differences relative to NCEP