

田芝平, 姜大膀. 2013. 不同分辨率 CCSM4 对东亚和中国气候模拟能力分析 [J]. 大气科学, 37 (1): 171-186, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12050.
Tian Zhiping, Jiang Dabang. 2013. Evaluation of the performance of low- to high-resolution CCSM4 over East Asia and China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (1): 171-186.

不同分辨率 CCSM4 对东亚和中国气候模拟能力分析

田芝平^{1,4} 姜大膀^{1,2,3}

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029

2 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

4 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 本文利用通用气候系统模式 CCSM4 在三种水平分辨率下的工业化革命前期气候模拟试验, 结合观测和再分析资料, 比较了各分辨率下模式对中国温度和降水、东亚海平面气压和 850 hPa 风场的模拟能力, 综合评价了模式分辨率对东亚和中国气候模拟的影响。结果表明, 三种分辨率对中国温度均具有很好的模拟能力, 除春季外, 低分辨率 (T31, 约 $3.75^\circ \times 3.75^\circ$) 对全年温度的模拟能力均要稍好于中 (f19, 约 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$)、高 (f09, 约 $0.9^\circ \times 1.25^\circ$) 分辨率; 各分辨率对中国降水的模拟能力远不如温度, 除冬季外全年都出现的中部地区虚假降水并未因为模式分辨率提高而得到本质改善; 对于东亚海平面气压场, 低分辨率在冬季模拟能力相对最好, 中等分辨率在夏季相对较好, 而高分辨率的模拟能力均表现最差; 低分辨率对 850 hPa 东亚冬季风和夏季风的模拟能力均要好于中、高分辨率, 而两种较高分辨率的模拟能力则比较接近。总的来说, 低分辨率 CCSM4 在东亚和中国气候模拟中表现出了较大优势, 加之其计算代价小, 适合进行需要较长时间积分的气候模拟研究。

关键词 通用气候系统模式 CCSM4 水平分辨率 东亚 中国 气候模拟

文章编号 1006-9895(2013)01-0171-16

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12050

Evaluation of the Performance of Low- to High-Resolution CCSM4 over East Asia and China

TIAN Zhiping^{1,4} and JIANG Dabang^{1,2,3}

1 Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract By utilizing the pre-industrial climate simulation outputs from the Community Climate System Model version 4 (CCSM4) at three horizontal resolutions, the results of surface air temperature and precipitation in China and sea level pressure and wind field at 850 hPa over East Asia are compared with observation and reanalysis data to evaluate the model performance under the three resolution versions. In addition, the role of the resolution in climate simulation over East Asia and China is investigated in this study. Results indicate that all three resolution versions of CCSM4 show good performance in reporting surface air temperature in China. Except in spring, the low-resolution T31, with an

收稿日期 2012-03-23, 2012-06-26 收修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项——应对气候变化的碳收支认证及相关问题 XDA05120703, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-EW-QN202, 国家自然科学基金项目 40975050、41175072

作者简介 田芝平, 女, 1987 年出生, 博士研究生, 主要从事古气候模拟研究。E-mail: tianzhiping@mail.iap.ac.cn

equivalent grid spacing of approximately 3.75° , generally performed slightly better than did the moderate-resolution f19, with a grid spacing of approximately $1.9^\circ \times 2.5^\circ$, and the high-resolution f09, with a grid spacing of approximately $0.9^\circ \times 1.25^\circ$. The simulation of precipitation in China is less accurate than that of surface air temperature under all resolutions. Reproduction of a simulated precipitation center over central China occurring year-round except in winter does not essentially improve as the model resolution increases. For sea level pressure over East Asia, the low-resolution version shows the best performance in winter, and the moderate-resolution version performs best in summer, whereas the high-resolution performance is the least accurate in winter and summer. The East Asian winter and summer monsoon circulations at 850 hPa are reproduced far better at low-resolution than those at moderate- and high-resolutions, with the latter two resolutions showing similar capability. Overall, the low-resolution version of CCSM4, with a low computational cost, is effective for climate simulation over East Asia and China and shows promise for long-term climate simulations.

Keywords Community Climate System Model version 4, Horizontal resolution, East Asia, China, Climate simulation

1 引言

气候模式是进行气候变化研究的主要工具。在将全球模式应用于区域尺度气候模拟过程中,由于计算机能力和资源的限制,模式水平分辨率一般较低,难以较好地描述区域地形和中小尺度物理和化学等作用过程,从而造成较大的模拟偏差(IPCC, 2007; Xu et al., 2010),因而评估全球模式对区域气候的模拟能力就显得十分重要。中国地处东亚季风区,加之青藏高原大地形的热动力作用,全球模式对东亚气候的模拟能力总体上存在较大局限性,科研人员已为此开展了一些评估工作(赵宗慈等, 1995; 王淑瑜和熊喆, 2004; Jiang et al., 2005; 许崇海等, 2007; Ding et al., 2007; 张莉等, 2008),目的在于了解气候模式的效能并据此寻找合适的研究工具。

总的来说,数值模拟试验之初首先需要考虑的一个问题是如何在模式水平分辨率和计算代价之间进行取舍,模式水平和垂直分辨率越高,所描述的地形地貌和所能刻画的大气物理和化学等作用过程越精细,试验结果逻辑上就越接近实际气候系统,但是随之付出的计算代价也大大增加。因此,选取何种模式水平分辨率,使得其模拟能力和运行效率最优配置来解决所关心的科学问题,成为利用全球模式进行区域气候模拟研究工作的重点之一。

近期,我们曾利用低分辨率版本(T31,水平分辨率约 $3.75^\circ \times 3.75^\circ$)的通用气候系统模式 CCSM4(Gent et al., 2011)对东亚和中国气候进行了模拟能力评估(田芝平等, 2012),发现尽管它对这一区域的大尺度气候特征具备合理的模拟能力,但定量上还存在不足,其中降水的模拟效果相

对最差,集中表现为在中国中南部全年都存在一个强的虚假降水区,并结合已往工作猜测这一模拟误差可能与模式分辨率较低、从而导致高原地形描述不当有关。在此之前,高学杰等(2006)曾使用区域气候模式 RegCM2,采用不同的水平分辨率和地形对东亚降水进行了一系列的模拟试验,指出要消除上述虚假降水中心,选取 60 km (约 0.5°)及更高的水平分辨率可能是必要的。受此工作启发,我们进一步对不同水平分辨率的 CCSM4 模式结果展开分析,以考察模式分辨率对东亚和中国气候模拟的影响,从而为改进中国气候模拟能力提供参考。

在 CCSM4 发布之前,其上一代 CCSM3 的不同水平分辨率版本已被用于模拟现代和工业化革命前期气候变化。例如, Yeager et al. (2006) 用低分辨率版本(T31 \times 3, 大气水平分辨率约 $3.75^\circ \times 3.75^\circ$, 海洋水平分辨率约 $3^\circ \times 3^\circ$)的 CCSM3 选用 1990 年的初、边值条件对现代气候进行了模拟,并将模拟结果与较高分辨率(T42 \times 1 和 T85 \times 1, 大气水平分辨率分别约为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 和 $1.4^\circ \times 1.4^\circ$, 海洋水平分辨率均为 $1^\circ \times 1^\circ$)的结果进行了比较,发现三种分辨率下模拟的大气、海洋和海冰分布的平均气候态及其年际变化均呈现出不同的特点。具体相对于 T42 \times 1 而言,一方面, T31 \times 3 模拟的北半球海冰范围与观测的偏差约为前者的 2 倍,大西洋热输送模拟相对减弱,南半球风暴轴向赤道移动更为深远;但另一方面, T31 \times 3 不仅计算效率提高了 3~5 倍,而且模拟的海洋表面温度漂移更小,海洋经向翻转流的模拟强度在观测值的误差范围之内、并在数百年的积分时间内基本维持不变,对厄尔尼诺变率的模拟也更为真实。可见,低分辨率版本模式对于要求较长时间积分的气候模拟显示出其独

特的优势。将现代气候模拟作为控制试验, Otto-Bliesner et al. (2006a) 随后分别利用中等 ($T42\times 1$) 和低分辨率 ($T31\times 3$) 的 CCSM3 进行了工业化革命前期气候模拟, 发现相对于控制试验, 两种分辨率下工业化革命前期全球平均温度均模拟偏低 $1.2\sim 1.3^{\circ}\text{C}$, 南、北半球海冰均模拟增加, 近赤道和中纬度降水均模拟减少。而两种分辨率下模式对工业化革命前期气候响应的差异则体现在: $T42\times 1$ 模拟的南极绕极流、北大西洋经向翻转环流和赤道太平洋厄尔尼诺—南方涛动变率相对控制试验加强; $T31\times 3$ 模拟的北半球高纬度现代海冰范围较 $T42\times 1$ 有所扩展、现代温度模拟偏低, 而北大西洋经向翻转环流对工业化革命前期气候响应并不敏感, 南极绕极流强度和厄尔尼诺—南方涛动变率相对控制试验并未增大。而且, 已往的相关工作总体上表明诸如 $T42\times 1$ 这样的中等水平分辨率适用于需要数百年积分的过去气候模拟 (Otto-Bliesner et al., 2006b), 而 $T31\times 3$ 这样的低分辨率则适合于进行数千年的气候瞬变试验模拟 (Joos et al., 2004; Calov et al., 2005)。

在拟利用 CCSM4 模式开展古气候模拟研究之初, 本文根据 CCSM4 的工业化革命前期气候模拟结果, 结合观测和再分析资料, 综合比较了高、中、低三种水平分辨率下它对中国温度和降水、东亚海平面气压和 850 hPa 风场的模拟能力, 旨在揭示高、中等、低水平分辨率 CCSM4 对东亚和中国气候的模拟能力, 尤其关注的是在现有全球模式中通常存在的中国中南部虚假降水区是否受模式水平分辨率的影响。

2 资料和分析方法

2.1 资料介绍

本文所用的分析资料来源于美国国家大气研究中心 (NCAR) 开发的通用气候系统模式 CCSM4 的控制模拟试验, 输出结果发布在 NCAR 地球系统格点数据共享资料网上 (<http://www.earthsystemgrid.org> [2012-03-20]), 可免费用于科学研究。关于 CCSM4 的有关细节在之前的工作中已有详细介绍 (田芝平等, 2012), 因此不再赘述。

本工作将 CCSM4 在三种水平分辨率下的工业化革命前期气候模拟结果作为分析对象, 这三种分辨率由高到低依次为: $f09\times 1$ 、 $f19\times 1$ 、 $T31\times 3$ 。其中, $f09\times 1$ 的大气和陆面模块采用有限体积元动力

内核, 水平分辨率约 $0.9^{\circ}\times 1.25^{\circ}$ (全球范围内经向 192 个格点, 纬向 288 个格点), 海洋和海冰模块水平分辨率近似为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$; $f19\times 1$ 的大气和陆面模块水平分辨率约 $1.9^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ (全球范围内经向 96 个格点, 纬向 144 个格点), 海洋和海冰模块的分辨率与 $f09\times 1$ 相同; $T31\times 3$ 分辨率最低, 与前述两种分辨率不同, 其大气和陆面模块在水平方向采用的是谱动力内核, 分辨率约 $3.75^{\circ}\times 3.75^{\circ}$ (全球范围内经向 48 个格点, 纬向 96 个格点), 海洋和海冰模块水平分辨率近似为 $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ 。需要指出的是, 采用不同的动力框架可能会对不同分辨率下的模拟结果造成一定的影响。为叙述方便, 下文将上述三种分辨率依次简称为 $f09$ 、 $f19$ 、 $T31$ 。这三种分辨率的工业化革命前期气候模拟试验均连续积分了数百年, 并达到了各自的气候平衡态。参照 CCSM4 官方网站的分析数据所采用的分析时段, 本文依次选取 $f09$ 、 $f19$ 、 $T31$ 分辨率下 CCSM4 模拟试验中的 863~882、501~520、451~500 模式年结果, 分别计算得到各自的模拟试验气候态。

用于与模拟结果进行比较的观测和再分析资料包括: 国家气候中心 CN05 日平均格点温度资料 (Xu et al., 2009), CRU (Climatic Research Unit, Mitchell and Jones, 2005) 月平均降水资料, 以及 NCEP-DOE2 月平均海平面气压、850 hPa 经向和纬向风资料 (Kanamitsu et al., 2002)。除 CN05 温度和 CRU 降水观测资料的水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 外, 其它再分析资料水平分辨率均为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。所有资料选取的分析时段均为 1979~2008 年, 主要考虑是加入卫星资料之后的再分析资料相对更为可靠。

2.2 分析方法

由于不同资料的水平分辨率各不相同, 为便于定量分析比较, 将所有观测和模式结果统一插值到与 $f09$ 相对应的网格上, 即约 $0.9^{\circ}\times 1.25^{\circ}$ 的水平分辨率。其中 CN05 温度和 CRU 降水资料均采用区域平均方法插值到 $0.9^{\circ}\times 1.25^{\circ}$ 分辨率上, 其它资料则全部采用双线性插值方法插值到该水平分辨率上。考虑到不同水平分辨率对应不同的地形高度分布, 而地形高度差异会导致气温发生变化, 因此对温度进行插值以后, 根据插值前后的地形高度差又对温度进行了校正 (期间, 大气温度直减率取为每升高 100 m 气温降低 0.65°C)。由于 $f09$ 为插值的目标分辨率, 因此本文除 $f09$ 模式温度资料外, 其它分辨率的模式和观测温度资料均经过了校正处理。

为了比较不同分辨率下 CCSM4 对各气候要素的模拟能力及其与观测场的匹配程度, 首先对各要素的空间分布形态进行了定性对比分析, 然后引用 Taylor 图 (Taylor, 2001) 对模拟和观测场进行更加直观的统计分析。Taylor 图主要从三个方面综合考查两个场相匹配的程度, 所选取的三个量分别为两个场的空间相关系数 (R)、它们的标准差之比 (σ_f / σ_r) 以及去除模式系统性误差的均方根误差 (E')。假设 f_n 和 r_n 分别表示第 n 个空间格点的模拟和观测值, 则模拟场和观测场的标准差 (分别用 σ_f 和 σ_r 表示)、空间相关系数 (R)、均方根误差 (E) 以及去除模式系统性误差的均方根误差 (E') 分别为:

$$\sigma_f = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}, \quad (1)$$

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2}, \quad (2)$$

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r}, \quad (3)$$

$$E = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2}, \quad (4)$$

$$E' = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2}, \quad (5)$$

其中 \bar{f} 和 \bar{r} 分别表示模拟和观测数据的平均值, N 为各要素对应研究区域内的格点总数。在这些气候要素中, 温度和降水选取中国区域, 插值到 $0.9^\circ \times 1.25^\circ$ 格点后 N 值为 888 个; 东亚地区海平面气压的研究范围为 ($15^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$), $N=2736$ 个; 850 hPa 冬季风的分析区域是 ($25^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$), 东亚夏季风研究的范围为 ($20^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 135^\circ\text{E}$), 格点数 N 为 525 个。可以证明上述几个统计量之间存在以下关系:

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f \sigma_r R, \quad (6)$$

即三角形的余弦定理, E' 、 σ_f 和 σ_r 分别对应三角形的三条边长, R 为 σ_f 和 σ_r 所夹的角的余弦值。在 Taylor 图上, 当 R 值越大、 σ_f 值与 σ_r 值越接近时, E' 值就越小, 模拟值则越靠近观测值, 模式的模拟效果就越好。此外, E 和 E' 的差值可以反映模式的系统性误差。

在进行多模式比较时, Taylor 图可以较为直观的反映出各个模式模拟能力的好坏。除此之外, 通

过 Taylor 图还可以看出模式改进所造成的模拟性能变化、模拟与观测间差异的统计显著性、观测资料的不确定性以及制约模式和观测间一致性的固有内部变率, 同时也为进行模式技巧评分提供了依据 (Taylor, 2001)。

本文利用单一模式 CCSM4, 通过 Taylor 图探讨各气候要素的模拟能力会因为模式分辨率提高而发生怎样的变化。为了在同一张 Taylor 图上综合比较模式对不同要素的模拟情况, 首先对所有数据进行了标准化处理, 这时, 观测值位于标准差为 1 的位置, 模拟值与原点的距离为模拟与观测场的标准差之比 σ_f / σ_r , 模拟与观测值之间的距离为 E' / σ_r , 而两个场的空间相关系数 R 不变。

3 结果分析

3.1 温度

以往进行的东亚气候模拟研究工作表明, 全球气候模式对中国温度模拟效果较好 (赵宗慈等, 1995; 徐影等, 2002; Jiang et al., 2005), 但多数模式存在一定的冷偏差 (王淑瑜和熊喆, 2004; 许崇海等, 2007; Xu et al., 2010)。而我们过去利用低分辨率版本 CCSM4 进行的东亚气候模拟研究显示 (田芝平等, 2012), 全年青藏高原温度模拟值偏高, 位于塔里木盆地的暖中心均未能模拟出来, 这很可能与所用模式水平分辨率较低、插值过程中未考虑地形效应所引起的温度差异有关。

本文的温度资料一共涉及 4 种不同的水平分辨率, 在中国区域内, 各分辨率与 f09 格点分辨率的地形高度差异主要体现在青藏高原和新疆地区 (图略), 其它地区的高度差均小于 200 m。其中格点 T31 与 f09 的差别最大, 前者的青藏高原地形较后者降低了 200~1000 m, 而新疆地区则升高了 200~1000 m, 从而造成温度未校正时 T31 在对应区域的温度模拟值分别偏高和偏低; 格点 f19 插值前后的地形差异与 T31 的情况相似; CN05 格点与 f09 的地形差异相对较小, 高度差均在 600 m 以内。

图 1~3 分别为地形校正后的 CN05 观测和不同分辨率 CCSM4 模拟与观测之差的中国年、冬季、夏季平均温度分布情况。可以看出, 各分辨率对全年青藏高原冷中心及塔里木盆地暖中心的模拟能力均得到显著提高, 温度的空间分布型与观测相似性极高, 全年的空间相关系数均达到 0.95 以上; 此外, 除 f19 的夏季温度模拟结果外, 各分辨率下全

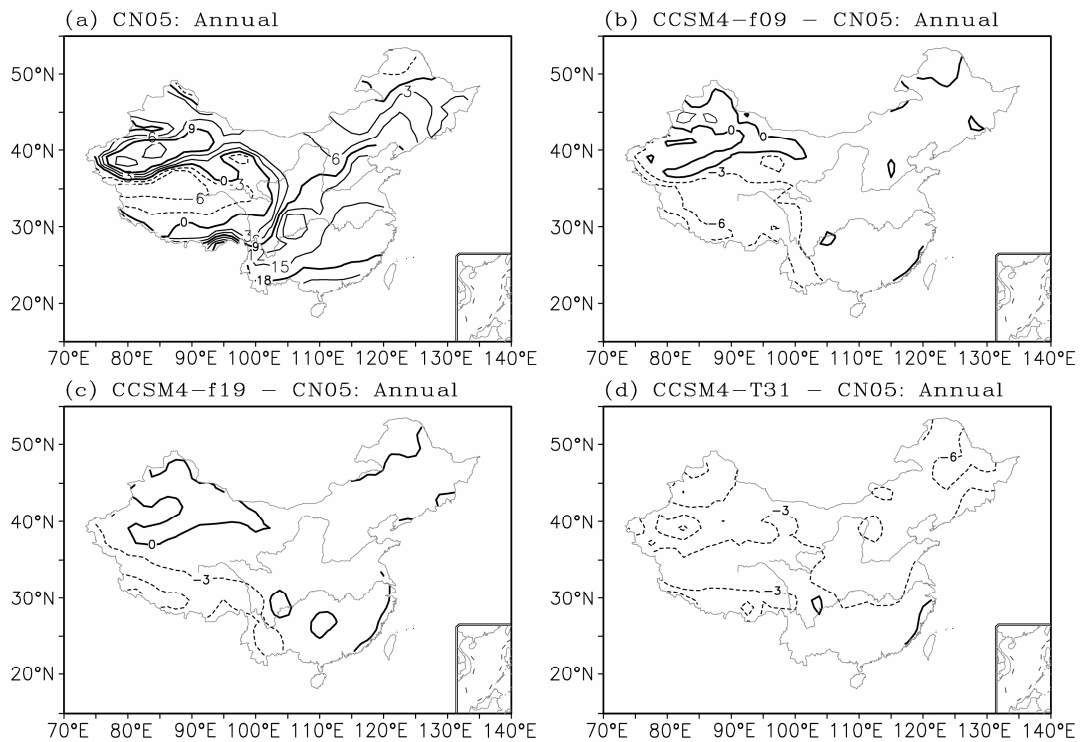


图 1 中国年均温度(单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 1979~2008 年气候平均 CN05 观测资料; (b) CCSM4-f09 与 CN05 之差; (c) CCSM4-f19 与 CN05 之差; (d) CCSM4-T31 与 CN05 之差。等值线间隔: 3°C , 其中加粗的等值线值为 0°C 、 9°C 、 18°C

Fig. 1 Annual surface air temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) in China for (a) 1979~2008 climatology from the CN05 observation data, (b) difference between CCSM4-f09 and CN05, (c) difference between CCSM4-f19 and CN05, and (d) difference between CCSM4-T31 and CN05. Contour interval is 3°C , and the thick contours are marked at 0°C , 9°C , and 18°C

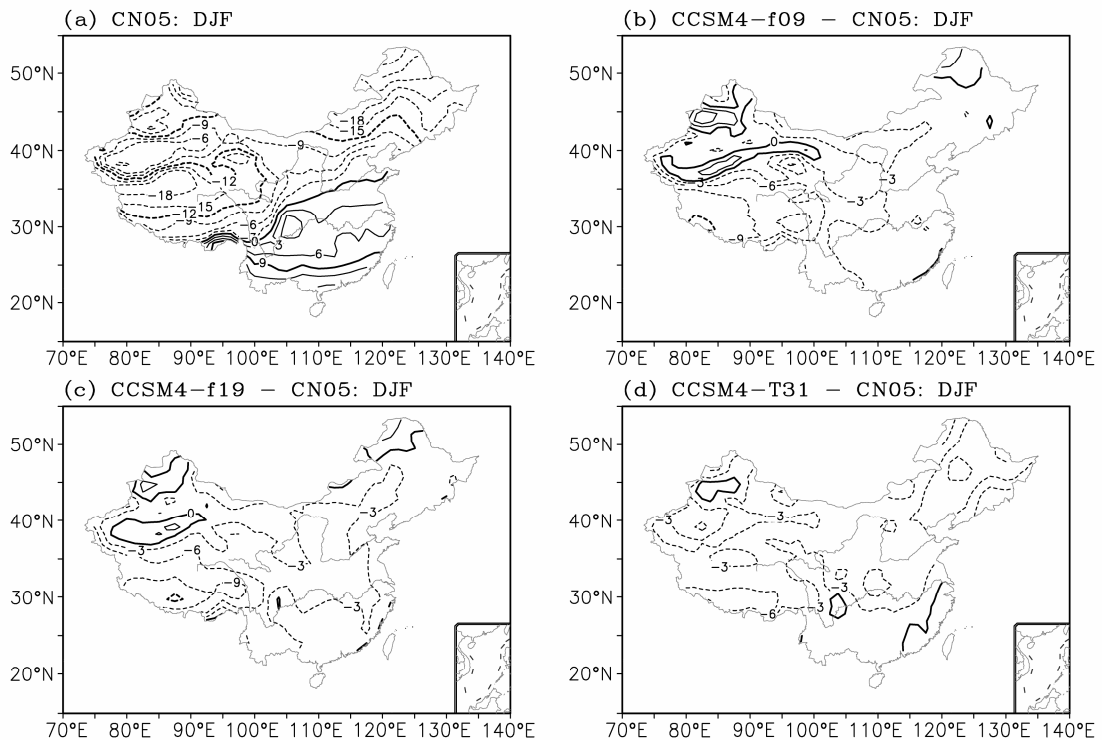


图 2 同图 1, 但为冬季 (DJF) 温度。其中加粗的等值线值为 -12°C 、 0°C 、 9°C

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for winter (DJF) surface air temperature. The thick contours are marked at -12°C , 0°C , and 9°C

年温度的区域平均模拟值均比观测值偏低，这与以往的模式结果是一致的。就年均观测场而言（图 1a），青藏高原大部分地区的温度为负值，最低为 -6°C ，位于高原西北部；塔里木盆地暖中心的温度值高达 12°C ；全国年均温度最高约为 21°C ，位于南部地区。整体而言，各分辨率对全国大部分地区的温度模拟值均较观测偏低，幅度稍有差异。具体而言，T31（图 1d）对青藏高原的低温范围模拟偏大，且强度偏强约 3°C ，塔里木盆地的暖中心模拟偏弱约 $3\sim 9^{\circ}\text{C}$ ；计算表明，中国区域平均温度模拟值较观测偏低 3.2°C ，模式系统性误差（ E 和 E' 的差值）为 2.0°C 。当分辨率分别提高到 f19 和 f09（图 1c、b），年均温度空间分布型的模拟情况均与低分辨率相似（图略），但新疆部分地区温度模拟值偏高，使得模拟与观测的区域平均误差减小，分别为 -1.4°C 和 -1.7°C ，模式系统性误差也分别降至 0.5°C 和 0.6°C 。其中 f19 对塔里木盆地暖中心范围和幅度的模拟均与观测接近，而 f09 对青藏高原低温中心模拟更强，冷偏差达 $3\sim 9^{\circ}\text{C}$ 。三种分辨率下年均温度模拟和观测的空间相关系数均较高，分辨率由低到高 R 值依次为 0.98、0.98 和 0.97。

不同分辨率下模式对冬季和夏季温度的模拟情况与年平均相似。冬季（图 2），各分辨率对青藏

高原冷中心均模拟偏强，冷偏差可达 $3\sim 12^{\circ}\text{C}$ ，且分辨率越高，偏差越大；对于塔里木盆地的暖中心，T31 的模拟值比观测偏低 $3\sim 6^{\circ}\text{C}$ ，f19 模拟偏高 $0\sim 3^{\circ}\text{C}$ ，f09 的模拟幅度则与观测接近。此外，各分辨率下准噶尔盆地的温度值均模拟偏高，且 f19 对昆仑山—阿尔金山一线的温度模拟值偏高 $0\sim 3^{\circ}\text{C}$ 。随着分辨率提高，冬季温度模拟和观测的区域平均误差以及模式系统性误差均逐渐减小，模拟与观测场的空间相关系数依次略有减小，依次为 0.98、0.96、0.95。夏季（图 3），各分辨率对青藏高原的低温幅度均模拟较好，与观测的差值大约在 3°C 以内；但对塔里木盆地暖中心的模拟则略有差异，其中 T31 模拟值偏低约 $3\sim 9^{\circ}\text{C}$ ，f19 和 f09 均偏高约 3°C 。此外，T31 对中国东部及南部地区的温度整体模拟偏低约 3°C ，而其它两种分辨率对这些地区的温度模拟幅度与观测较为接近。整体而言，三种分辨率对中国夏季温度的空间分布形态都模拟较好，相关系数均高达 0.97 以上。T31 对夏季温度的区域平均模拟值比观测偏低 3.3°C ，模式系统性误差为 2.1°C ；而其它两种分辨率下该区域平均误差近似为零，模式系统性误差几乎可以忽略不计。春季和秋季温度的模拟情况与夏季类似，各分辨率模拟和观测场的空间相似程度很高， R 值均超过 0.96；各分辨率模

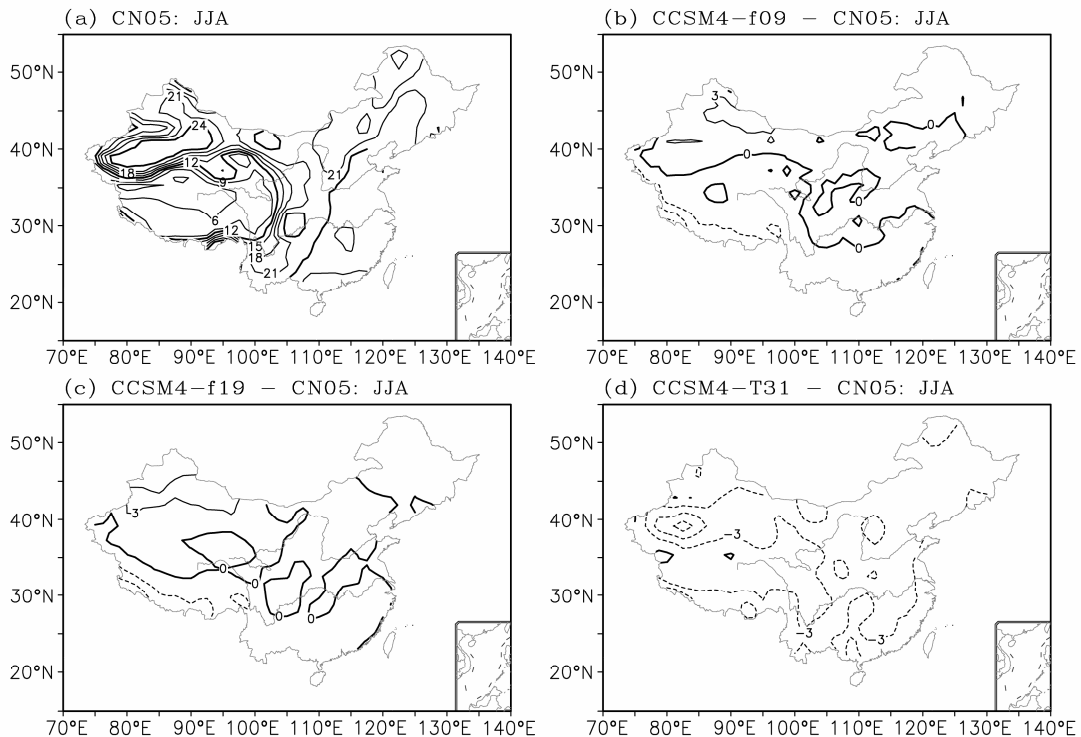


图 3 同图 1，但为夏季 (JJA) 温度。其中加粗的等值线值为 0°C 、 12°C 、 24°C

Fig. 3 Same as Fig. 1, but for summer (JJA) surface air temperature. The thick contours are marked at 0°C , 12°C , and 24°C

拟的区域平均温度值均比观测值偏低, 其中 T31 的模拟误差相对最大; 低分辨率的模式系统性误差远大于中、高分辨率。

图 4 给出了 CCSM4 三种分辨率下中国年及各季节温度和降水模拟的 Taylor 图, 其中红色、蓝色和绿色数字分别表示 T31、f19 和 f09 分辨率下温度的模拟情况, 图中 REF 代表 CN05 观测资料, 数字 1~5 依次表示年、冬、春、夏、秋季平均。从中可以发现, 所有表示温度模拟值的点在 Taylor 图中的位置很集中, 说明各分辨率对中国年和各季节平均温度的模拟能力十分相近, 模拟与观测场的空间相关系数 R 值均大于 0.95, 去除模式系统性误差的均方根误差 E' 均在 0.5 个标准差 (σ_r) 以内, 模拟和观测的空间标准差之比 σ_f/σ_r 在 0.91~1.20 之间。从图上还可以看出, 除春季外, T31 对其它季节及年平均温度的模拟能力均要稍好于其它两种分辨率, 特别是 T31 对秋季温度的模拟最优, 它与观测场的空间相关系数高达 0.98, 空间标准差之比约为

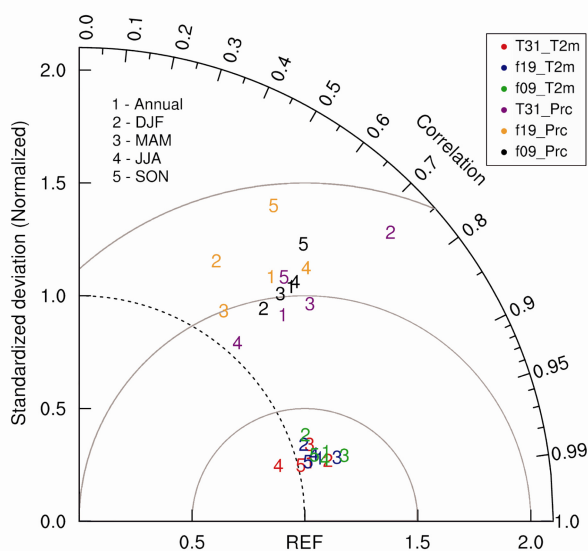


图 4 CCSM4 三种分辨率下中国年及各季节平均温度和降水场的 Taylor 图。REF 所在的点表示 CN05 温度或 CRU 降水观测资料, 数字 1~5 依次表示年 (Annual)、冬 (DJF)、春 (MAM)、夏 (JJA)、秋季 (SON) 平均, 红色 (紫色)、蓝色 (橙色) 及绿色 (黑色) 分别表示分辨率为 T31, f19 和 f09 的温度 (降水) 模拟值

Fig. 4 Taylor diagram of annual and seasonal mean surface air temperature and precipitation in China for the three resolution versions of CCSM4. The point of "REF" indicates CN05 surface air temperature or CRU precipitation observation data. Numbers 1 to 5 stand for annual, winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA), and autumn (SON) mean, respectively. Red (purple), blue (orange) and green (black) numbers show surface air temperature (precipitation) simulation values at the resolutions of T31, f19, and f09, respectively

1.00, E' 值仅为 0.2 个标准差。总体而言, CCSM4 三种分辨率对中国温度在全年都具有很好的模拟能力。

3.2 降水

由于中国处于东亚季风区, 降水往往是气候模拟的重点和难点。全球气候模式模拟的中国降水, 经常会在中部地区出现一个大的虚假降水区 (高学杰等, 2003; Jiang et al., 2005), 并被认为这可能与模式水平分辨率较低有很大关系。随着模式分辨率不断提高, 该虚假降水中心的模拟状况会得到多大程度的改善, 这对今后开展中国季风降水模拟研究具有重要的借鉴意义。

图 5~7 分别为 CRU 观测和三种水平分辨率下 CCSM4 模拟的中国年、冬季、夏季平均降水分布。图 4 给出了中国年及各季节平均降水场的 Taylor 图, 其中紫色、橙色和黑色数字分别表示 T31、f19、f09 分辨率下的降水模拟情况, 此时图中 REF 表示 CRU 降水资料。由图 5 可见, 就年均降水而言, 低分辨率 T31 模式在中南部模拟的虚假降水中心十分明显 (图 5d), 最大降水超过 7 mm d^{-1} , 远高于 CRU 资料中的约 5 mm d^{-1} 的最大年降水 (图 5a)。当分辨率提高到 f19 (图 5c), 该虚假降水中心西移、并向西南扩展, 位于中部的降水中心模拟范围和强度均有所减弱, 但在青藏高原南麓出现的最大降水值超过 9 mm d^{-1} 。随着模式水平分辨率进一步提高 (f09, 图 5b), 这一虚假降水区依然存在, 虽然范围进一步缩小但降水强度模拟更大, 而且青藏高原南麓降水的模拟更强。总体看来, 模式分辨率越高, 中国中部模拟出现的虚假降水区范围就越小、强降水越为集中, 模拟和观测的降水区域平均误差不断减小, 模式的系统性误差也越来越小 (E 和 E' 的差值依次为 0.4 mm d^{-1} 、 0.3 mm d^{-1} 、 0.2 mm d^{-1}); 另一方面, 模拟与观测场的空间相关系数并未随着分辨率提高而增大, 低分辨率的相关系数最高, R 值为 0.72, 中、高分辨率下 R 值分别为 0.63 和 0.68, 而标准差之比 σ_f/σ_r 逐渐增大, 依次为 1.25、1.34 和 1.36, 使得 Taylor 图上与 CRU 年均降水气候态最为接近的模式分辨率是 T31, 其次为 f09, 模拟最差的则是 f19 (图 4)。

冬季和夏季降水的模拟情况分别如图 6、7 所示。冬季, T31 在长江流域及华南地区模拟的降水较观测偏强, 其中东部沿岸最大降水模拟值超过 5.5 mm d^{-1} , 远大于观测的冬季最大降水 (2.5 mm d^{-1}),

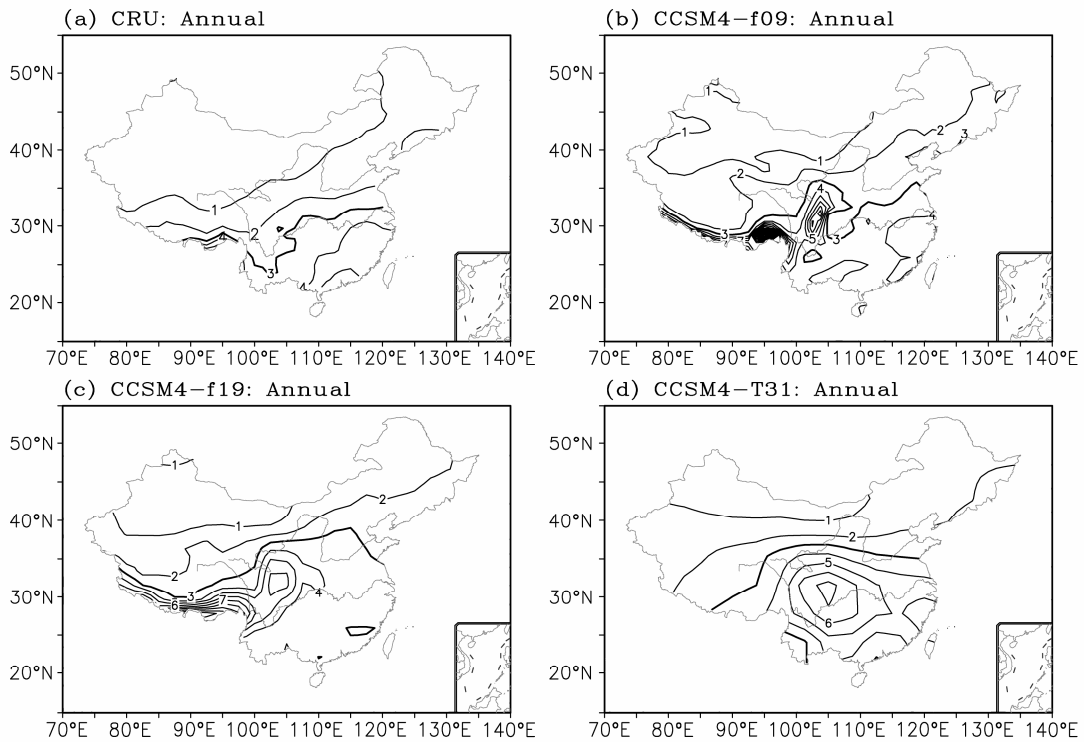


图 5 中国年均降水 (单位: mm d^{-1}): (a) 1979~2008 年气候平均 CRU 观测资料; (b) CCSM4-f09; (c) CCSM4-f19; (d) CCSM4-T31。等值线间隔: 1 mm d^{-1} , 其中加粗的等值线值为 3 mm d^{-1}

Fig. 5 Annual precipitation (mm d^{-1}) in China for (a) 1979–2008 climatology from the CRU observation data, (b) CCSM4-f09, (c) CCSM4-f19, and (d) CCSM4-T31. Contour interval is 1 mm d^{-1} , and the thick contour is marked at 3 mm d^{-1}

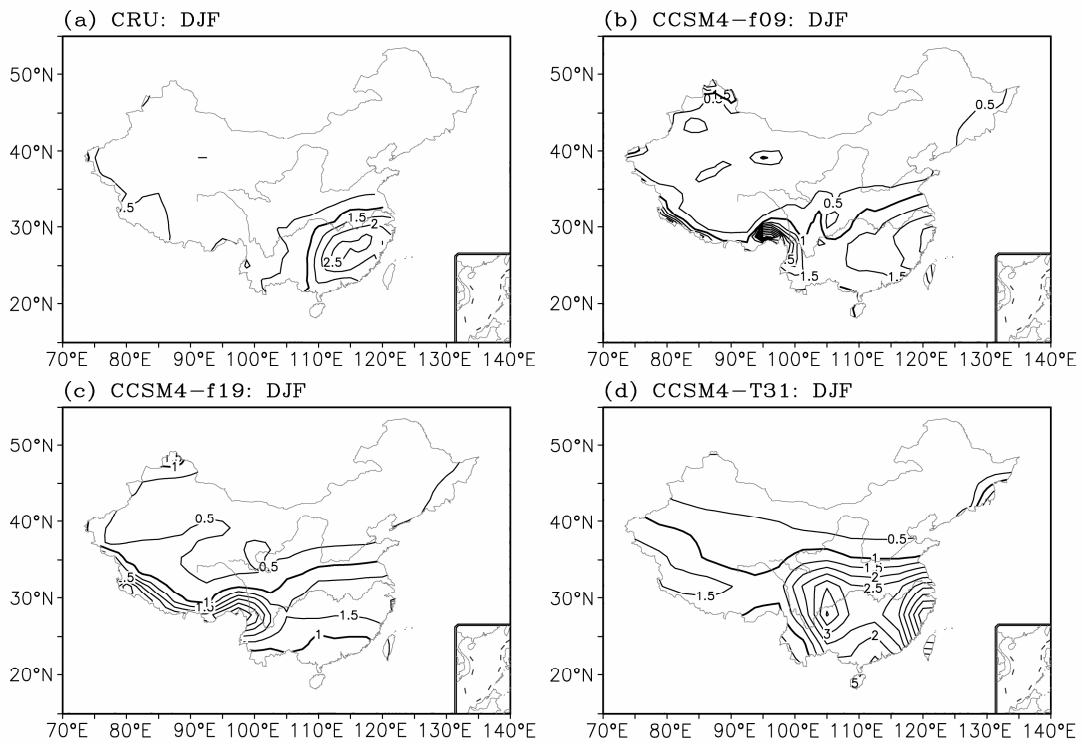


图 6 同图 5, 但为冬季 (DJF) 降水。等值线间隔: 0.5 mm d^{-1} , 其中加粗的等值线值为 1 mm d^{-1}

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for winter (DJF) precipitation. Contour interval is 0.5 mm d^{-1} , and the thick contour is marked at 1 mm d^{-1}

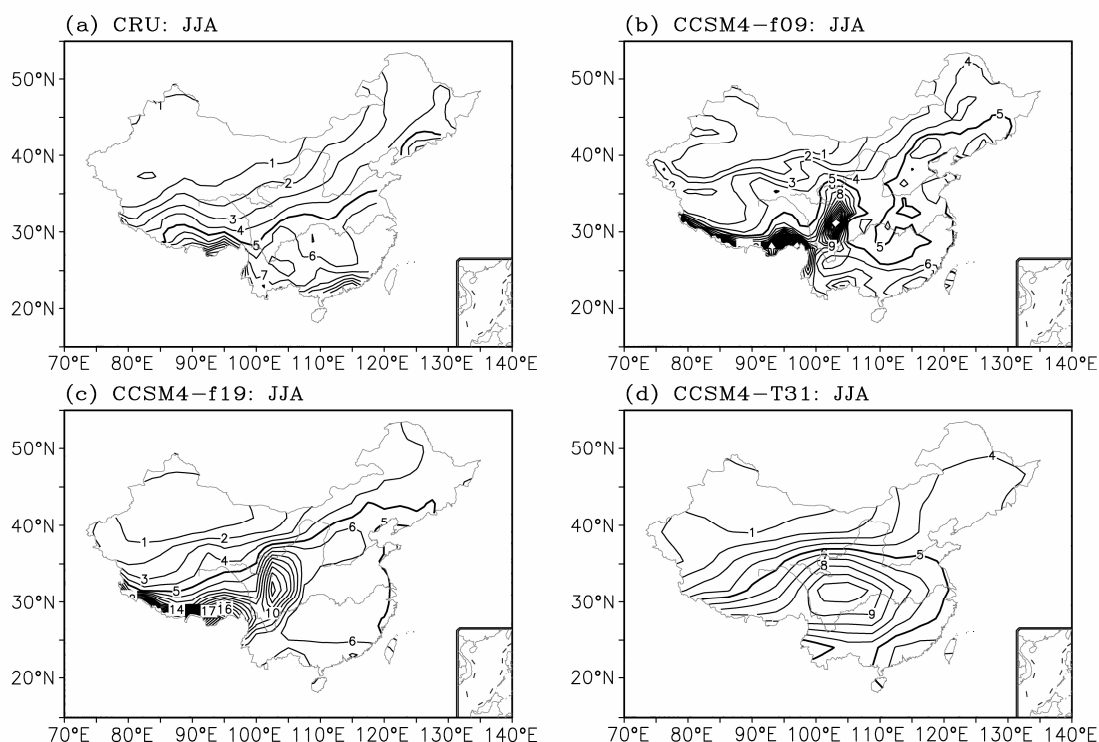


图7 同图5, 但为夏季(JJA)降水。加粗的等值线值为 5 mm d^{-1}

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for summer (JJA) precipitation, and the thick contour is marked at 5 mm d^{-1}

位于东南部); 四川盆地也模拟出现 4 mm d^{-1} 的降水大值中心。当分辨率提高到 f19 时, 模拟的冬季降水大值区位于喜马拉雅山脉一带, 最大降水为 3 mm d^{-1} ; 而东南部降水则模拟偏少。分辨率为 f09 时, 东部沿岸模拟出现和 CRU 等量的降水较大值区, 此外, 青藏高原东南侧模拟出现高达 5 mm d^{-1} 的强降水带。与年均降水模拟情况类似, 随着模式分辨率提高, 冬季降水模拟与观测值的区域平均误差逐渐减小, 依次为 0.8 mm d^{-1} 、 0.4 mm d^{-1} 、 0.3 mm d^{-1} , 模式系统性误差也不断减小, 空间相关系数先减小、后增大, R 值依次为 0.74、0.48、0.67; 而与年均降水不同的是, 分辨率越高, 冬季降水标准差之比 σ_f/σ_r 越小, 降水模拟值逐渐向参考点靠近(图4)。夏季(图7), 中部的强虚假降水中心随分辨率提高而发生的变化与年均降水模拟情况较为相似, 其中心强度和范围均比相应分辨率下的年均模拟状况大得多。其中 T31 的虚假降水中心值超过 10 mm d^{-1} ; f19 分辨率下该降水中心值达 13 mm d^{-1} , 在青藏高原南麓最大降水模拟值甚至高达 17 mm d^{-1} ; f09 模拟的虚假降水中心强度较 f19 更大。此外, CRU 观测资料显示, 全国最大夏季降水主要分布在两个区域, 其一位于南部地区, 降水为 $6 \sim 10$

mm d^{-1} , 该降水大值区未能被低分辨率模拟出来, 而在中、高分辨率模拟中均有所体现; 其二位于青藏高原南麓, 各分辨率均能模拟出该降水大值区, 但中、高分辨率远远高估了它的强度。整体比较而言, 随着模式分辨率提高, 中国夏季降水模拟值与观测的区域平均误差、标准差之比以及模式系统性误差均表现为先增大、后减小的趋势, 而空间相关系数变化趋势则相反。换言之, 当分辨率由 T31 提高到 f19 时, 夏季降水模拟变差; 由 f19 提高到 f09 后, 模拟能力又稍有好转, 但其模拟效果仍不如 T31(图4)。如此看来, 虽然低分辨率对夏季虚假降水区的范围模拟较大, 但其强度远小于中、高分辨率模拟值, 因而整体模拟效果最好。此外, 与年均和冬季降水模拟情况相似, 当分辨率由低到高, 春季和秋季降水模拟的 R 值也是先减小、后增大, 模式系统性误差不断减小; Taylor 图上各分辨率对春季降水模拟的 E' 值均在 1 个标准差附近, 而对秋季降水模拟效果最好的分辨率是 T31, 其次为 f09, f19 模拟值偏离观测最远(图4)。

将中国年及各季节平均降水的模拟情况与温度进行对比可以发现(图4), 三种分辨率对各季节降水的模拟能力远不如温度, 它们在 Taylor 图中位

置较分散, R 值介于 0.48 和 0.74 之间, 标准差之比 σ_f/σ_r 在 1.02 和 1.85 间变化, E' 值介于 $0.84\sigma_r$ 与 $1.41\sigma_r$ 之间。所有分辨率对春季降水均表现出相近的模拟能力, 低分辨率对年均、夏季、秋季降水的模拟能力相对最好, 高分辨率其次, 中等分辨率效果最差。而对于冬季降水, 则表现为分辨率越高、模拟能力越好。就空间相关系数而言, 除夏季以外, 低分辨率对全年降水的模拟值与观测的相关系数均为最高, 表明低分辨率对这些季节降水的空间分布形态模拟最好, 除冬季外全年都模拟出现在中部的虚假降水区并未因为模式分辨率提高而得到本质的改善。这可能是由于 f09 的水平分辨率依然不够, 还未达到引言中所提到的约 0.5° 分辨率水平(高学杰等, 2006)。高学杰等(2010, 2012)分别利用水平分辨率为 20 km 和 25 km 的 RegCM3 区域气候模式单向嵌套全球模式对中国及东亚地区进行的当代气候模拟结果显示, 该虚假降水区域的模拟失真得到了很大程度的改善。

3.3 海平面气压

海平面气压是描述大气质量分布和大气环流状况的一个关键要素。图 8 分别给出了 NCEP-DOE2 和不同分辨率 CCSM4 模拟的东亚地区冬、夏季海平面气压场分布, 选取的范围为 ($15^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$)。总的来说, 各分辨率下模拟的海平面气压场空间型与再分析资料基本一致, 但幅度各异。冬季(图 8a-d), 西高东低的气压场分布在各分辨率中均能较好地模拟出来。T31 分辨率下, 亚洲冷高压的强度和范围均模拟较好, 高压中心位置较 NCEP-DOE2 向南偏了约 3° ; 在所研究范围内, 区域平均气压模拟与观测值近似相等, 模式系统性误差几乎可以忽略不计 ($E \approx E'$), 模拟和观测的冬季海平面气压场空间相关系数高达 0.92。当分辨率提高到 f19, 亚洲冷高压模拟偏强, 中心气压值达 1040 hPa, 比观测值高约 6 hPa, 使得东亚冬季海平面气压的区域平均误差达 2 hPa, 模式系统性误差也较为明显 ($E - E' = 0.6$ hPa), 空间相关系数为 0.91。分辨率为 f09 时模拟的亚洲冷高压亦有所偏强, 且在该高压主体以南模拟出现多个分裂的小高压单体, 中心气压值均能达到 1032 hPa, 使得空间相关系数降低至 0.83, 但区域平均误差仅 0.2 hPa, 模式系统性误差也近似为零。总体看来, 随着模式分辨率提高, 东亚冬季海平面气压场与 NCEP-DOE2 的空间相关系数逐渐降低, 标准差之

比也不断减小。图 9 分别给出了三种分辨率下 CCSM4 对冬季和夏季各要素场模拟的 Taylor 图, 数字 1~6 依次表示温度、降水、海平面气压、850 hPa 纬向风、850 hPa 经向风、850 hPa 风场的模。由图 9a 的冬季模拟情况可以看出, T31 对海平面气压模拟能力最好, f19 次之, f09 的模拟能力最差。

夏季(图 8e-h)海平面气压场在各分辨率下的模拟效果均不如冬季。NCEP-DOE2 资料在新疆表现为热低压中心, 该低压以南则为一个闭合的高压中心, 中心气压值超过 1014 hPa。低分辨率 T31 对这两个闭合气压中心均未能模拟出来, 而在东北、华北、东部及华南地区模拟表现为一广阔的低压带, 气压值与观测较为接近。该低分辨率对东亚夏季海平面气压的区域平均模拟值比观测值低 0.7 hPa, 模式系统性误差为 0.1 hPa, 空间相关系数仅 0.74, 远低于该分辨率的冬季值。当分辨率提高到 f19 和 f09 时, 新疆的热低压及其以南的高压中心均能较好地模拟出来, 且强度与观测接近, 但其中的高压中心较观测整体均有所东移。相对于低分辨率, 这两种分辨率下的夏季海平面气压场区域平均误差绝对值和模式系统性误差均有所减小, 且空间相关系数均得到一定程度的提高, R 值均为 0.79。就空间标准差而言, 分辨率越高, 模拟场标准差越大。由图 9b 夏季模拟的 Taylor 图可以看出, 对东亚夏季海平面气压场模拟能力最好的模式分辨率是 f19, 其次为 T31, f09 相对最差。

3.4 850 hPa 风场

东亚季风是影响东亚和中国气候的一个重要尺度环流系统, 包括东亚冬季风和夏季风两个主要组成部分, 而 850 hPa 低层风场则是表征该季风环流状况的关键要素(王会军和姜大膀, 2004; Jiang and Lang, 2010)。图 10 分别给出了 NCEP-DOE2 和不同分辨率 CCSM4 模拟的东亚冬、夏季 850 hPa 风场。由冬季 850 hPa 层风速平均态可见, 中国东部及其以东海域主要盛行西北风, 这是东亚冬季风的一个显著特征, 因此, 本文将图 10a 中实线方框所示的范围 ($25^\circ\text{N}\sim 45^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$) 选为东亚冬季风的分析区域。对比三种分辨率下该区域内的风场模拟情况可以发现, 低分辨率(图 10d)能够模拟出和观测十分接近的一致的西北风气流, 而当分辨率提高到 f19(图 10c)和 f09(图 10b)时, 该西北风气流在东部地区以东海域转为西风气流。为了全面比较各分辨率对东亚季风的模拟能力, 分

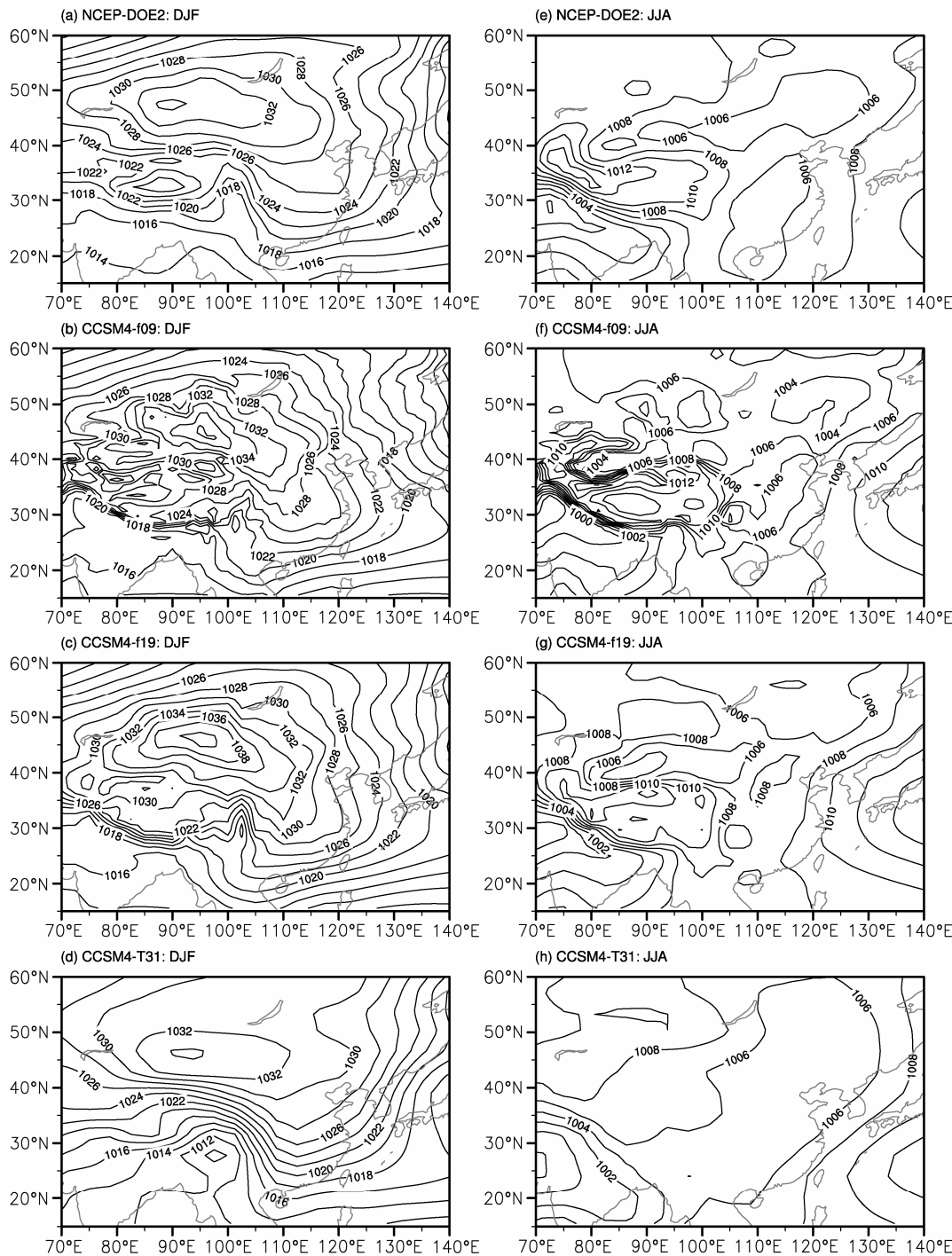


图 8 东亚 (a-d) 冬季 (DJF) 和 (e-h) 夏季 (JJA) 海平面气压 (单位: hPa): (a, e) 1979~2008 年气候平均 NCEP-DOE2 再分析资料; (b, f) CCSM4-f09; (c, g) CCSM4-f19; (d, h) CCSM4-T31。等值线间隔: 2 hPa

Fig. 8 Sea level pressure (hPa) in East Asia in (a-d) winter (DJF) and (e-h) summer (JJA) for (a, e) 1979–2008 climatology from the NCEP-DOE2 re-analysis data, (b, f) CCSM4-f09, (c, g) CCSM4-f19, and (d, h) CCSM4-T31. Contour interval is 2 hPa

别从 850 hPa 经向风、纬向风、850 hPa 风场的模 (风矢量的大小) 三个要素进行模拟和观测的对比, 其中经向风是描述季风环流最重要指标。对于冬季 850 hPa 经向风, T31 模拟和观测场的空间相关系数

达 0.95, 而 f19 和 f09 分辨率下因为北风分量模拟不足, 相关系数分别降低至 0.51 和 0.52, 空间标准差也逐渐增大; 三种分辨率下经向风的区域平均值均低于观测值, 模式系统性误差均约为 0.1 m s^{-1} 。

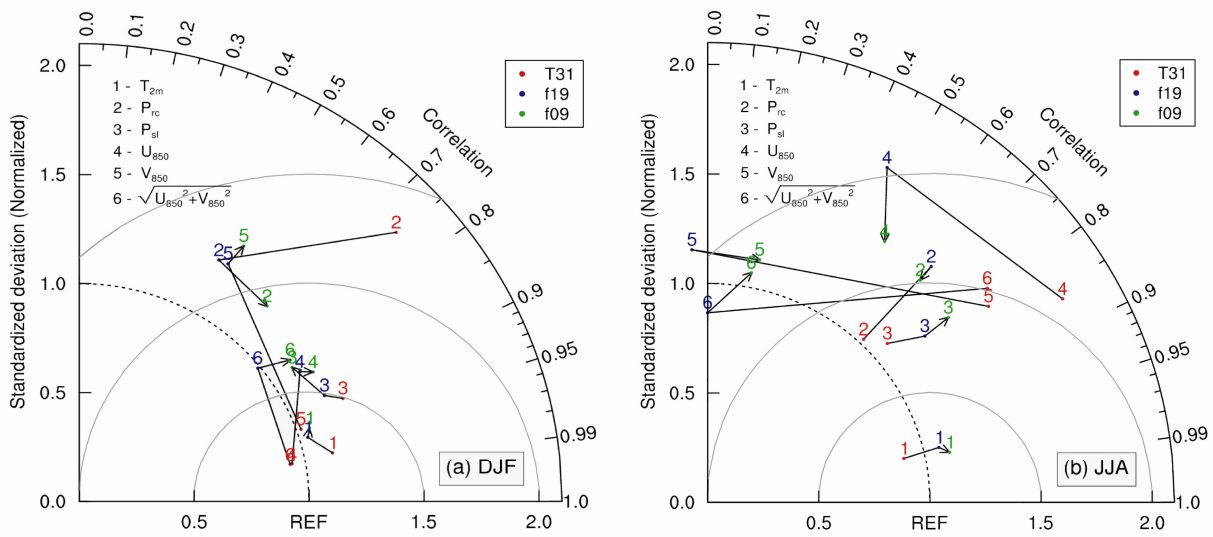


图9 CCSM4 不同分辨率下 (a) 冬季 (DJF) 和 (b) 夏季 (JJA) 各要素场的 Taylor 图。REF 所在的点表示各要素对应的观测资料, 数字 1~6 表示的要素依次为温度 (T_{2m})、降水 (P_r)、海平面气压 (P_{sl})、850 hPa 纬向风 (U_{850})、850 hPa 经向风 (V_{850})、850 hPa 风场的模 ($\sqrt{U_{850}^2 + V_{850}^2}$), 红色、蓝色及绿色分别代表 T31、f19 和 f09 的模拟值。黑色箭头表示模式分辨率逐级提高后各气候要素模拟能力的变化趋势

Fig. 9 Taylor diagrams of (a) winter (DJF) and (b) summer (JJA) variable fields for the three resolution versions of CCSM4. The point of "REF" indicates the corresponding observation data of each variable. Numbers 1 to 6 stand for surface air temperature (T_{2m}), precipitation (P_r), surface level pressure (P_{sl}), 850-hPa zonal wind (U_{850}), 850-hPa meridional wind (V_{850}), and the magnitude of 850-hPa wind vector ($\sqrt{U_{850}^2 + V_{850}^2}$), respectively. Red, blue, and green numbers show the model results at the resolutions of T31, f19, and f09, respectively. The black arrows indicate the trends of the model performance for each variable as the horizontal resolution gradually increases

由图 9a 可以直观地看到, 低分辨率对冬季 850 hPa 经向风模拟能力最好, 去除模式系统性误差的均方根误差 E' 在 0.5 个标准差之内; 而 f19 和 f09 的模拟能力大大降低, 前者较后者模拟能力稍好, 两种分辨率下 E' 值均约为 T31 的 3 倍。冬季 850 hPa 纬向风及风矢量大小的模拟情况与经向风结果类似, 低分辨率模拟能力要超过中、高分辨率, 前者与观测较为接近, 而后两种分辨率下的 E' 值均在 0.5 个标准差以外 (图 9a), 其中高分辨率较中等分辨率的模拟能力稍好。随着分辨率提高, 这两个要素模拟和观测场的区域平均误差、空间标准差之比以及模式系统性误差均不断增大, 空间相关系数先减小、后增加。就相关系数而言, 各分辨率对冬季 850 hPa 纬向风和风矢量大小的空间分布型模拟均要好于经向风。

东亚夏季风系统在 850 hPa 风场上主要表现为中国南部和东部沿岸以及西北太平洋副热带高压西侧的西南风气流 (图 10e), 因此, 选取 ($20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$) 作为东亚夏季风的分析区域, 如图 10e 实线方框所示。各分辨率下模式均能在一定程度上模拟出夏季风气流, 其中 T31 (图 10h)

模拟的西南风气流较 NCEP-DOE2 偏强, 而 f19 模拟的夏季风在东部沿岸主要表现为南风气流。从夏季 850 hPa 经向风来看, 三种分辨率下区域平均的南风分量均模拟偏强, T31 模拟和观测的经向风空间相关显著, 相关系数达 0.82, 而 f09 的空间相关系数仅为 0.21, f19 模拟的经向风与观测呈现弱的负相关 ($R=-0.06$), 且未通过 95% 的显著性水平检验。随着分辨率提高, 夏季 850 hPa 经向风模拟场的空间标准差、模式系统性误差均不断减小。由图 9b 可以看出, 低分辨率对夏季经向风的模拟能力相对最好, E' 值在 1 个标准差之内; 高分辨率模拟能力次之; 中等分辨率 E' 值最大, 偏离观测最远, 因为它 R 值为负而落入 Taylor 图以外。不同分辨率对夏季 850 hPa 纬向风及 850 hPa 风矢量大小的模拟能力与经向风相似, 均表现为低分辨率模拟能力相对最好, 高分辨率次之, 中等分辨率最差。各分辨率模拟和观测的夏季 850 hPa 纬向风之间均有显著的正相关关系, R 值分别为 0.86、0.47、0.56; 空间标准差之比随水平分辨率提高而不断减小。各分辨率下 850 hPa 风矢量大小的区域平均值均比观测值模拟偏高, 其中 T31 的空间相关系数最高, 达 0.79,

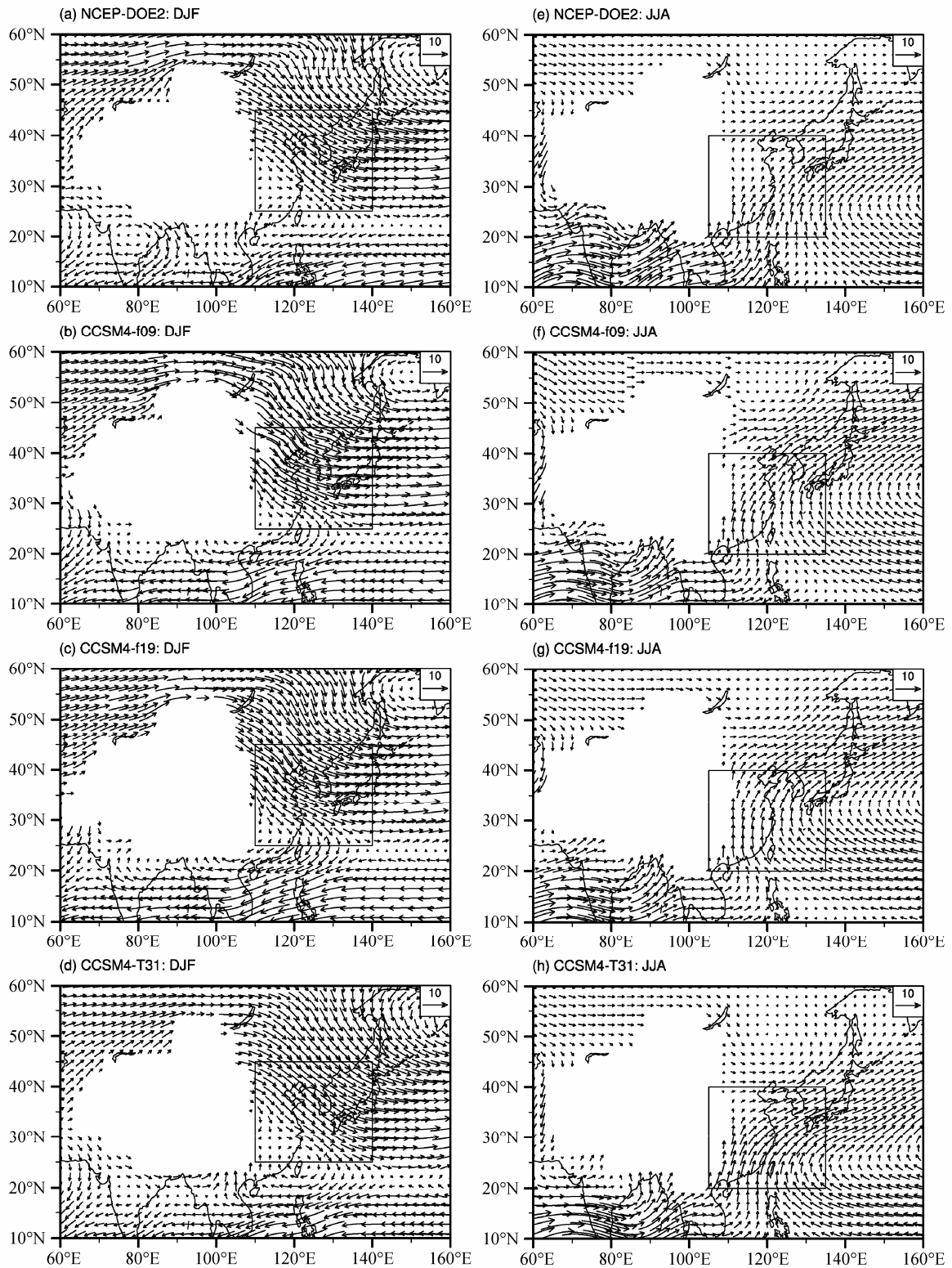


图 10 (a-d) 冬季 (DJF) 和 (e-h) 夏季 (JJA) 850 hPa 风场 (单位: m s^{-1}), 其余同图 8。左列 (右列) 图中方框表示冬季 (夏季) 850 hPa 风场的研究区域

Fig. 10 850-hPa wind fields (m s^{-1}) in (a-d) winter (DJF) and (e-h) summer (JJA). Others are the same as Fig. 8. The box in the left (right) panels indicates the study region of 850-hPa wind field in winter (summer)

f09 的 R 值仅为 0.18, 而 f19 模拟与观测场之间没有显著的相关性 ($R=-0.00$)。

3.5 Taylor 图综合分析

图 9 不仅分别给出了冬、夏季三种分辨率下

CCSM4 对不同要素场平均状况的模拟情况,图中的箭头还指示了随着模式分辨率逐级提高,各要素模拟能力的变化趋势。对比可以发现,各分辨率下所有气候要素的冬季平均状况模拟值(图 9a)在 Taylor 图上的分布比夏季平均状况模拟值(图 9b)更加集中,表明 CCSM4 不同分辨率对中国和东亚冬季气候模拟差别相对较小,而对夏季气候模拟则差别较大;除温度和降水外,各分辨率对冬季气候的整体模拟能力要好于夏季。

就冬季而言,除降水外,图 9a 中各要素对应箭头所指示的方向均逐渐背离 REF 表示的参考点,这说明随着分辨率逐级提高,这些要素模拟和观测场的 E' 值均不断增大,模拟能力逐渐降低。可见, T31 低分辨率在东亚和中国冬季气候模拟中表现出一定的优势。特别值得指出的是,当分辨率由 T31 提高到 f19 后,冬季 850 hPa 经向风、纬向风、风矢量大小的模拟能力急剧下降,而由 f19 提高到 f09 后这些要素的模拟能力变化不大。冬季降水的模拟情况则相反,分辨率越高,模拟值越靠近参考点、模拟能力越好,但低分辨率模拟与观测降水场的空间相关系数与高分辨率接近。此外,就冬季东亚海平面气压场来说,随着分辨率提高,虽然模拟和观测场的空间相似程度降低,但空间标准差却不断靠近观测值。整体而言,在所分析的气候要素中,各分辨率对温度的模拟能力表现最好,模拟和观测场的空间相关系数均大于 0.95,标准差之比略大于 1, E' 值均在 0.5 个标准差以内。

夏季的模拟情况则较为复杂。随着分辨率逐级提高,中国温度和降水、东亚夏季 850 hPa 经向、纬向风模拟值均表现为先远离参考点、后又向参考点靠近,但前者的幅度远大于后者,使得低分辨率的 E' 值仍然小于高分辨率,表明低分辨对这些要素的模拟能力要好于中、高分辨率。此外, T31 对东亚夏季 850 hPa 风矢量大小模拟的 E' 值小于 f19 和 f09 的相应值,而两种较高分辨率的 E' 值较为接近;东亚夏季海平面气压场的 E' 值随分辨率提高变化幅度不大,均在 1 个标准差以内,但模拟与观测场的空间标准差之比则不断增大。就空间相关系数而言,低分辨率对夏季 850 hPa 三个风场要素模拟的 R 值均远大于中、高分辨率的相应值,其中 f19 分辨率下经向风和风矢量大小的 R 值分别为 -0.06 和 -0.00;各分辨率下夏季温度的 R 值均大于 0.97,东亚夏季海平面气压场的 R 值在 0.74 与 0.79 之间,

中国夏季降水模拟和观测场的空间相关系数则相对较小,分辨率由低到高 R 值依次为 0.69、0.68、0.69。与冬季模拟情况相似,就夏季整体而言,各分辨率对温度的模拟能力在所有气候要素中表现最好, E' 值均在 $0.5\sigma_r$ 以内;东亚夏季海平面气压场的模拟能力其次,其它气候要素的模拟能力则随分辨率变化较大。

4 结论

本文利用通用气候系统模式 CCSM4 在三种不同水平分辨率下对工业化革命前期气候的模拟结果,结合观测和再分析资料,比较了各分辨率对中国温度和降水、东亚海平面气压和 850 hPa 风场的模拟能力,并通过 Taylor 图综合评价了模式分辨率对东亚和中国气候模拟的影响。得到以下结论:

(1) CCSM4 三种分辨率对中国全年温度均具有很好的模拟能力,模拟与观测场的空间相关系数均超过 0.95,去除模式系统性误差的均方根误差都在 0.5 个标准差以内。经过地形效应校正之后,各分辨率模式对全年青藏高原冷中心和塔里木盆地暖中心的模拟能力均得到显著提高。除春季外, T31 低分辨率对全年温度的模拟能力均要稍好于其它两种分辨率。

(2) CCSM4 各分辨率对中国降水的模拟能力远不如温度。除冬季外,中国中部全年都模拟出现较强的虚假降水区,而且它并未因为模式分辨率的提高而得到本质改善;除夏季外,低分辨率对降水空间分布型的模拟均好于其它两种分辨率。

(3) CCSM4 各分辨率均能合理地模拟出东亚海平面气压场的基本分布特点,其中冬季的整体模拟能力要优于夏季。低分辨率对东亚冬季海平面气压模拟能力相对最好,中等分辨率对夏季模拟能力相对较好,而高分辨的模拟能力均表现最差。

(4) CCSM4 三种分辨率均能模拟出 850 hPa 东亚冬季风和夏季风的主要环流系统。低分辨率对研究区域内冬、夏季 850 hPa 经向风、纬向风、风矢量大小的模拟能力均要超过中、高分辨率,而两种较高分辨率的模拟能力则比较接近。

综上所述, CCSM4 对东亚和中国气候的模拟能力具有水平分辨率依赖性,不同水平分辨率对不同要素的模拟能力存在较大差异。整体而言,低分辨率在东亚和中国气候模拟中表现出了一定优势,尤其体现在对 850 hPa 风场的模拟上;三种分辨率

对中国温度的模拟能力较为接近, 对于中国降水和东亚海平面气压场则在不同季节表现出不同的模拟能力。可见, 根据所研究的对象选取合适的分辨率, 既能提高相应气候要素的模拟能力, 又能最大程度地节省模式运行时间。计算代价小通常被认为是低分辨率模式最突出的优势, 不仅如此, 从本文可以看出, 低分辨率在对一些气候要素的模拟中也表现出优于或接近于较高分辨率的能力, 这使得低分辨率 CCSM4 在东亚和中国气候模拟中具有较大的应用潜力, 尤其适合进行需要较长时间积分的气候模拟试验, 例如数百年甚至数千年的古气候模拟研究。

致谢 感谢两位审稿人和美国国家大气研究中心徐晓明老师对本文提出的宝贵意见, 感谢美国国家大气研究中心提供气候系统模式 CCSM4 的模拟结果。

参考文献 (References)

- Calov R, Ganopolski A, Claussen M, et al. 2005. Transient simulation of the last glacial inception. Part I: Glacial inception as a bifurcation in the climate system [J]. *Climate Dyn.*, 24: 545–561.
- Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al. 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24: 954–971.
- 高学杰, 徐影, 赵宗慈, 等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验 [J]. *大气科学*, 30: 185–192. Gao Xuejie, Xu Ying, Zhao Zongci, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30: 185–192.
- 高学杰, 周广庆, 陈嘉滨. 2003. 仅引入质量守恒律的 T63 模式对全球大气环流和中国气候的模拟 [J]. *气候与环境研究*, 8: 338–347. Gao Xuejie, Zhou Guangqing, Chen Jiabin. 2003. Simulation of global circulation and climate in China by T63 model with mass conservation law [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8: 338–347.
- 高学杰, 石英, Giorgi F. 2010. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟 [J]. *中国科学 (D 辑: 地球科学)*, 40: 911–922. Gao Xuejie, Shi Ying, Giorgi F. 2010. A high resolution simulation of climate change over China [J]. *Science in China (Series D: Earth Science) (in Chinese)*, 54: 462–472.
- 高学杰, 石英, 张冬峰, 等. 2012. RegCM3 对 21 世纪中国区域气候变化的高分辨率模拟 [J]. *科学通报*, 57: 374–381. Gao Xuejie, Shi Ying, Zhang Dongfeng, et al. 2012. Climate change in China in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 57: 1188–1195.
- Gent P R, Danabasoglu G, Donner L J, et al. 2011. The community climate system model version 4 [J]. *J. Climate*, 24: 4973–4991.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 590–662, 848–940.
- Jiang D B, Lang X M. 2010. Last Glacial Maximum East Asian monsoon: Results of PMIP simulations [J]. *J. Climate*, 23: 5030–5038.
- Jiang D B, Wang H J, Lang X M. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22: 479–495.
- Joos F, Gerber S, Prentice I C, et al. 2004. Transient simulations of Holocene atmospheric carbon dioxide and terrestrial carbon since the Last Glacial Maximum [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 18: GB2002, doi: 10.1029/2003GB002156.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.
- Mitchell T D, Jones P D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids [J]. *International Journal of Climatology*, 25: 693–712.
- Otto-Bliesner B L, Tomas R, Brady E C, et al. 2006a. Climate sensitivity of moderate- and low-resolution versions of CCSM3 to preindustrial forcings [J]. *J. Climate*, 19: 2567–2583.
- Otto-Bliesner B L, Brady E C, Clauzet G, et al. 2006b. Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3 [J]. *J. Climate*, 19: 2526–2544.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D7): 7183–7192.
- 田芝平, 姜大膀, 张冉, 等. 2012. CCSM4.0 的长期积分试验及其对东亚和中国气候模拟的评估 [J]. *大气科学*, 36: 619–632. Tian Zhiping, Jiang Dabang, Zhang Ran, et al. 2012. Long-term climate simulation of CCSM4.0 and evaluation of its performance over East Asia and China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36: 619–632.
- 王会军, 姜大膀. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异 [J]. *第四纪研究*, 24: 19–27. Wang Huijun, Jiang Dabang. 2004. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and weak composite [J]. *Quaternary Sciences (in Chinese)*, 24: 19–27.
- 王淑瑜, 熊喆. 2004. 5 个海气耦合模式模拟东亚区域气候能力的初步分析 [J]. *气候与环境研究*, 9: 240–250. Wang Shuyu, Xiong Zhe. 2004. The preliminary analysis of 5 coupled ocean-atmosphere global climate models simulation of regional climate in Asia [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 9: 240–250.
- 许崇海, 沈新勇, 徐影. 2007. IPCC AR4 模式对东亚地区气候模拟能力的分析 [J]. *气候变化研究进展*, 3: 287–292. Xu Chonghai, Shen Xinyong, Xu Ying. 2007. An analysis of climate change in East Asia by using the IPCC AR4 simulations [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 3: 287–292.
- 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 2002. 近 30 年人类活动对东亚地区气候变化影响的检测与评估 [J]. *应用气象学报*, 13: 513–525. Xu Ying, Ding Yihui, Zhao Zongci. 2002. Detection and evaluation of effect of human activities on climatic change in East Asia in recent 30 years [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13: 513–525.
- Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. 2009. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation [J]. *Advances in*

- Atmospheric Sciences, 26: 763–772.
- Xu Y, Gao X J, Giorgi F. 2010. Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections [J]. *Climate Research*, 41: 61–81.
- Yeager S G, Shields C A, Large W G, et al. 2006. The low-resolution CCSM3 [J]. *J. Climate*, 19: 2545–2566.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. *大气科学*, 32: 261–276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean–atmosphere general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32: 261–276.
- 赵宗慈, 丁一汇, 李晓东, 等. 1995. 海气耦合模式在东亚地区的可靠性评估 [J]. *应用气象学报*, 6 (增刊): 9–18. Zhao Zongci, Ding Yihui, Li Xiaodong, et al. 1995. Evaluation of CGCM climate simulation in East Asia region [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 6 (Suppl.): 9–18.