

RegCM4 中陆面过程参数化方案对东亚区域气候模拟的影响^{* 1}

邹靖^{1,2} 谢正辉¹

ZOU Jing^{1,2} XIE Zhenghui¹

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

2. 中国科学院大学,北京,100049

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

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2011-04-27 收稿,2012-04-09 改回.

Zou Jing, Xie Zhenghui. 2012. The effects of the land-surface process parameterization of the RegCM4 on climate simulation in East Asia. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1312-1326

Abstract Two 44-year numerical simulations in East Asia by the regional climate model RegCM4.0 using its land-surface schemes, CLM3.5 and BATS1e were conducted to investigate the effects of land-surface process parameterization schemes in a regional climate model on the regional climatic simulation. The two simulations were named as R-BATS and R-CLM, corresponding to CLM3.5 and BATS1e, respectively. The results revealed that the simulated surface air temperature from R-CLM was 3.6°C higher in average, with its decreased root mean square error for 44% compared to that of R-BATS and higher differences appeared in South and Northwest China; the simulated precipitation by R-CLM was 0.17 mm/d less, with its root mean square error decreased for 6.9% and higher differences appeared in South and Northeast China; and the simulated 10 cm soil moisture by R-CLM was 0.008 m³/m³ wetter and higher differences appeared in the regions of the middle and high latitudes. Further analysis revealed that less evapotranspiration and runoff simulated by R-CLM induced its higher soil moisture in the regions of middle and high latitudes, suggesting that further improvement in runoff generation mechanism overthere is needed. More absorbed solar flux and weaker latent flux also induced the higher surface air temperature in R-CLM. Besides, weaker evapotranspiration and higher surface temperatures also induced changes in the general circulation, causing weaker water vapor transport in vertical and horizontal directions and less atmospheric precipitable water. As a result, less precipitation was simulated in most areas including South and Northeast China, which further affected the surface air temperature in some extent owing to more solar flux into land surface.

Key words RegCM4, Land surface process, Climate simulation, Analysis of sensibility

摘要 利用区域气候模式 RegCM4.0 分别选取其陆面参数化方案 CLM3.5 与 BATS1e, 针对东亚地区进行约 44 a(1957—2001 年)的模拟试验(分别取名为 R-CLM 与 R-BATS), 以研究陆面过程参数化方案对区域气候模拟的影响。结果表明, R-CLM 地表气温比 R-BATS 平均高 3.6°C, 均方根误差比 R-BATS 约减少 44%, 其中, 以中国华南、西北等地区的偏高改进最为明显; 降水平均减少 0.17 mm/d, 均方根误差约减少 6.9%, 其中, 在中国华南、东北等东部地区误差减少最多; 表层 10 cm 土壤湿度平均增加 0.008 m³/m³, 并在中国东北等中高纬度地区偏大最为明显。分析表明, R-CLM 模拟的土壤湿度在中高纬度地区比 R-BATS 偏高是由于其蒸散与地表径流较少使得陆地水储量相对较高所致, 因而该地区的产流机制仍需改进以改善

* 资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(2010CB951001、2009CB421407)、国家自然科学基金项目(91125016)。

作者简介: 邹靖, 主要从事陆面过程模式发展与区域气候模拟工作。E-mail: zoujing@mail.iap.ac.cn

通讯作者: 谢正辉, E-mail: zxie@lasg.iap.ac.cn

其土壤湿度模拟; R-CLM 的地表气温模拟普遍较高主要是由于其陆表吸收辐射量模拟较高潜热通量模拟较弱所致; 另外, R-CLM 中较弱的蒸散与较高的地表气温引起了大气环流场的改变, 导致 R-CLM 在模拟区尤其是中国东部地区模拟的垂直及水平水汽输送较弱, 大气可降水量较少, 因而在中国华南、东北等大部分地区降水相对偏少, 并在一定程度上增加了到达地表的辐射量, 进而影响其地表气温模拟。

关键词 RegCM4, 陆面过程, 气候模拟, 敏感性分析

中图法分类号 P461

1 引言

陆面过程是气候系统中的重要过程, 它受气候变化的影响并通过陆地表面与大气的物质(水汽、CO₂ 等)及能量交换过程影响气候。用于数值模拟这一过程的陆面过程模型从简单的水桶模型(Manabe, 1969)开始, 已发展成为以生物圈-大气圈传输方案 BATS 为代表的考虑植物生物物理过程的模型(Dickinson, et al, 1993), 以及以通用陆面模型 CLM 为代表的进一步考虑生物化学过程各类模型等(Oleson, et al, 2004)。这些陆面过程模型被广泛应用于气候系统模式, 并对其气候模拟能力产生重要的影响(Charney, 1975; Yeh, et al, 1984; Dale, 1997; Cui, et al, 2006; Gero, et al, 2006; Kueppers, et al, 2007)。区域气候模式与全球大气环流模式(GCM)相比能够考虑大尺度强迫和中小尺度强迫的相互作用, 并能更合理地描述复杂地形、海陆差异、土地利用等次大气环流模式网格尺度的强迫效应。因此, 陆面过程参数化方案的选择对于高分辨率的区域气候模式而言十分重要, 研究陆面过程参数化方案对区域气候模拟的影响对于改善区域气候模拟效果、减少物理过程描述的不确定性等方面具有重要意义。

区域气候 RegCM 系列模式目前被广泛应用于东亚区域的气候模拟(Gao, et al, 2006; 高学杰等, 2006; Zhong, et al, 2007)。人们利用 RegCM3 进行各种敏感性试验或模式内陆面参数化方案的更新, 以探讨不同陆面参数化描述对东亚地区气候模拟的影响(Ding, et al, 2006; Yuan, et al, 2008; 郑婧等, 2009; Chen, et al, 2010)。RegCM4.0 是由陆面过程模式 CLM3.5 与原区域气候模式 RegCM3.0 耦合而成(Giorgi, 2012a, 2012b)。本研究利用 RegCM4.0 分别选取陆面参数化方案 CLM3.5 与 BATS1e 对东亚地区进行了 44 a(1957—2001 年)的模拟试验, 并结合 CRU TS2.1(Climatic Research Unit Time Series 2.1)资料及中国台站观测资料, 评估 RegCM4.0 模式在不同陆面参数方案的选择下对东亚地区的气候模拟能力。同时, 也通过比较两组结果的差异, 探

讨模式内不同陆面过程参数化方案对东亚区域气候模拟的影响。

2 模式简介及试验设计

2.1 区域气候模式 RegCM4.0

区域气候模式 RegCM4.0(<http://www.ictp.it/research/esp/models/regcm4.aspx/>)是在 RegCM3.0 的基础上耦合了陆面模式 CLM3.5 发展而成的(Giorgi, et al, 1993a, 1993b, 2012a, 2012b)。与 RegCM3.0 相比, RegCM4.0 在代码方面有较大的更新, 如代码采用 Fortran95 编写、模块化设计、实现动态内存配置、唯一的 Makefile 文件、后处理程序的更新, 同时也加入了海冰的处理、新的海温诊断方案以及改进的气溶胶参数化方案等。

2.2 陆面过程模式 BATS 及 CLM3.5

生物圈-大气圈传输方案 BATS(Biosphere-atmosphere transfer scheme)(Dickinson, et al, 1993)在垂直方向上分为 3 层土壤、1 层冠层和 1 层雪盖。地表覆盖类型包括海洋一共 20 种, 每个网格只有一种地表覆盖类型。对于冠层反照率的计算, BATS 基于不同的陆面覆盖类型给定每一种植被对长波和短波的反照率, 其热量和水汽的粗糙度长度设为常数。BATS 使用两层强迫-恢复模型计算土壤温度(Deardorff, 1978; Yang, et al, 1997), 其冠层采用一层大叶模型, 并不计算光合作用率。

通用陆面模型 CLM3.5(Oleson, et al, 2008; Stöckli, et al, 2008)是在 NCAR CLM3.0 的基础上添加新的植物截流等参数化方案形成的。CLM3.5 采用植被功能类型(PFT)对陆面植被覆盖进行划分, 垂直方向上分为 1 层植被、10 层土壤和最多 5 层雪层, 其陆面数据集来自 MODIS 卫星产品。

BATS1e 与 CLM3.5 主要物理过程及模型结构差异见表 1。

2.3 试验设计

本次试验利用区域气候模式 RegCM4.0, 分别选取其陆面参数化方案 CLM3.5 与 BATS1e 对东亚地区进行两组模拟试验, 以探讨不同的陆面过程参数化方案对东亚区域气候模拟的影响。对应于陆面参

数化方案 CLM3.5 和 BATS1e 的两组试验结果分别记为 R-CLM 与 R-BATS。模式的初始及边界场数据采用 ERA-40 再分析资料。模式中心点设为 (36°N, 102°E), 东西向格点数 120, 南北向格点数 90, 格距 60 km, 模式垂直层数为 18 层, 顶层气压为 50 hPa, 大气模拟时间积分步长为 120 s, 侧边界条件频率为 6 h 一次。积云对流参数化方案选择 MIT-Emanuel 方案 (Emanuel, 1991; Emanuel, et al, 1999), 侧边界处理选用指数松弛方案 (Davies, et al,

1977)。模式海温强迫场选用英国大气数据中心的 GISST(Global Sea Surface Temperatures)月平均资料 (<http://badc.nerc.ac.uk/data/gisst/gisst.html>), 且模拟试验中未选用新添加的海温日变化、海冰及气溶胶模块。模拟时间为 1957 年 9 月 1 日至 2001 年 12 月 1 日, 将 1957 年 9 月至 1961 年 11 月作为起转时间, 分析 1961 年 12 月 1 日至 2001 年 12 月 1 日共 40 a 的模拟结果。模拟区域范围、地形及分区情况见图 1。

表 1 BATS1e 与 CLM3.5 的模式结构及主要物理过程比较

Table 1 Comparison of the model structure and physical process between BATS1e and CLM3.5

| | BATS1e | CLM3.5 |
|--------|--|---|
| 垂直层次 | 3 层土壤, 1 层雪层, 1 层植被 | 10 层土壤, 最多 5 层雪, 1 层植被 |
| 陆表覆盖分类 | 20 类(含海洋)陆表覆盖 | 5 大类陆表覆盖, 其中植被类型按 PFT 分为 17 种 |
| 次网格过程 | 可选, 但单元网格内仅有一种陆表覆盖类型 | 有, 单元网格内含多种陆表覆盖类型 |
| 辐射能量过程 | 仅考虑辐射的反射、吸收计算 | 区分太阳短波辐射的吸收、散射、长波辐射的发射、吸收等 |
| 土壤热过程 | Deardoff 强迫-恢复模型 | 对土壤热传导方程进行数值求解, 考虑土壤水的相变 |
| 水过程 | 仅考虑冠层截流、融雪、径流、下渗等基本的水文过程; 冠层为一薄层, 无地下水 | 雪层为冰水混合, 考虑压实等作用; 产流机制基于 TOPMODEL 机制, 考虑冻土影响; 考虑地下水位变化; 考虑冠层内外水热计算的差异 |
| 植被动态 | 每种植被叶面积指数逐月变化 | 基于卫星观测的叶面积指数随时间变化; 含有动态植被模块 |
| 其他过程 | 无 | 湖模型、挥发性有机物(VOC)过程、河道汇流模型(RTM)、碳氮模块等 |

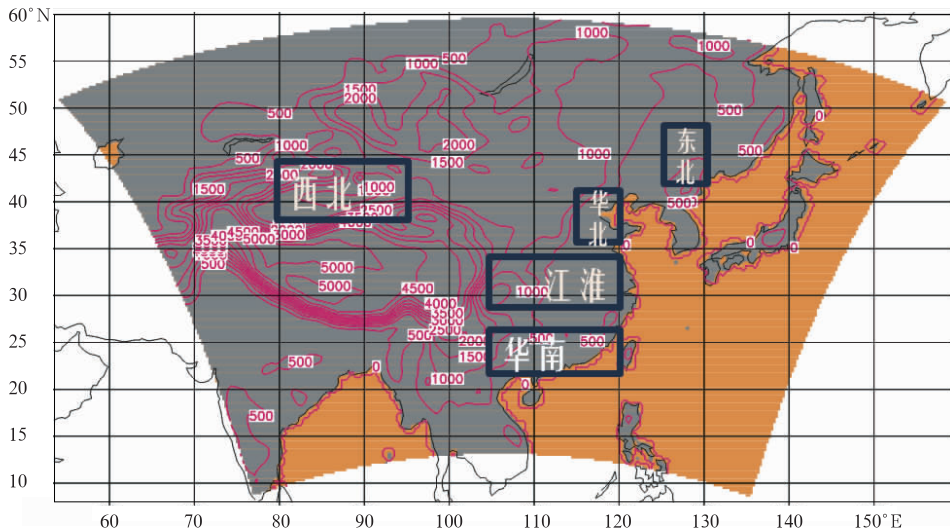


图 1 模拟区域范围、海拔高度及分区情况(单位:m)

Fig. 1 Coverage, altitude and the division of the simulated domain (unit:m)

3 结果

下文通过对地表 2 m 高温、降水以及表层 10 cm 土壤湿度的评估以及对风场、大气温湿度场等变量的比较, 探讨 RegCM4.0 中各气候变量对不同陆面过程参数化方案的响应。文中的典型区域是基于中国台站观测日降水的经验正交函数分解第一模态的空间分布来划分的, 并取如下 5 个典型区域:

华南区 (22°—26°N, 105°—120°E)、江淮区 (28°—34°N, 105°—120°E)、华北区 (36°—42°N, 115°—120°E)、西北区 (38°—44°N, 80°—95°E)、东北区 (42°—48°N, 125°—130°E) (图 1)。评估所用观测资料为 CRU TS2.1 (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>) 降水、地表气温资料以及中国 753 个气象站观测的降水、地表气温资料和 226 个台站观测的 10 cm 土壤湿度资料。

3.1 模式模拟能力评估

3.1.1 空间格局与统计特征

图2是R-CLM模拟、R-BATS模拟、CRU资料

与中国台站观测的多年平均降水、地面2 m 高温的空间分布。从降水的总体分布来看(图 2a、b、c、d), R-CLM的结果与R-BATS结果均能较好地再

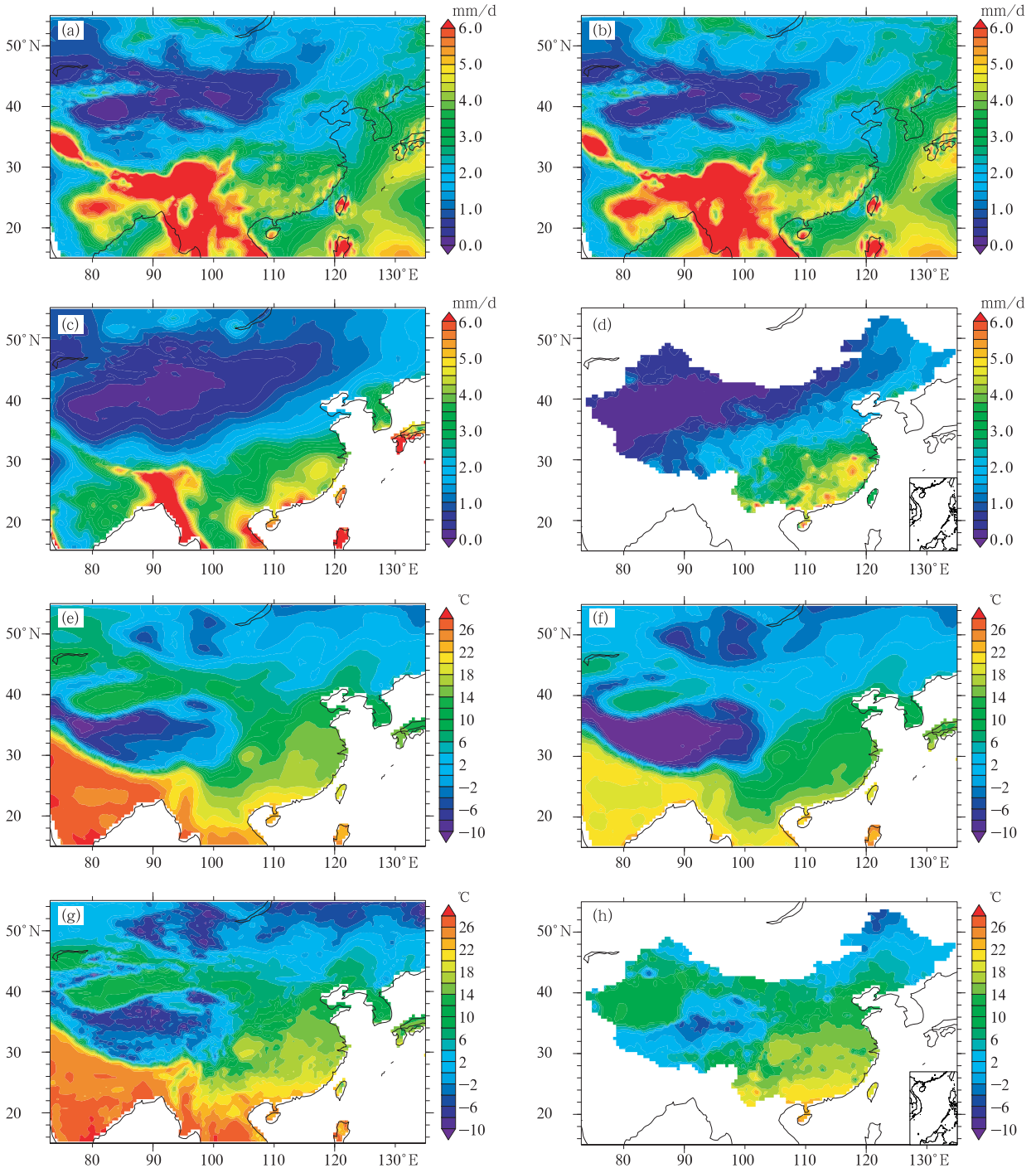


图2 模拟与观测的多年平均降水和地表2 m 气温

(a. R-CLM 模拟降水, b. R-BATS 模拟降水, c. CRU 资料降水, d. 台站观测降水, e. R-CLM 模拟气温, f. R-BATS 模拟气温, g. CRU 资料气温, h. 台站观测气温)

Fig. 2 Multi-year mean precipitation (mm/d) and 2 m air temperature (°C) as simulated and observed (a) simulated precipitation by R-CLM; (b) simulated precipitation by R-BATS; (c) precipitation based on the CRU data; (d) precipitation from station observation; (e) simulated air temperature by R-CLM; (f) simulated air temperature by R-BATS; (g) air temperature based on the CRU data; and (h) air temperature from station observation

现中国降水总量南多北少的阶梯状分布。但除中国东部地区以外的模拟区内,两组模式模拟降水均较观测偏多,其中,以喜马拉雅山南麓至中南半岛地区偏多最为明显,总降水偏多 2 mm/d 以上。采用不同降水方案的敏感性试验显示,模拟降水总量偏多与选择本次试验的 Emanuel 降水方案有关(李建云等,2008; Im, et al, 2008; Liu, et al, 2008); 尽管 Emanuel 方案总体模拟降水偏多,两组试验在中国东部季风区内模拟的总降水量仍然存在一定程度的偏少,这与 RegCM 模式对中尺度天气活动(如夏季热带气旋的活动等)缺乏较精确的描述有关,因而受热带气旋或其他中尺度系统影响较大的东部季风区降水模拟偏少(Zhong, 2006)。R-CLM 与 R-BATS 结果在年平均降水方面的差异主要体现为 R-CLM 的降水相对偏少,全中国区平均偏少约 0.17 mm/d, 其中,以中国西北地区至蒙古等干旱、半干旱地区差异较为明显,约 0.4 mm/d, 而在中国东部季风区内其差异相对较小,基本在 0.2 mm/d 左右。

地表气温方面(图 2e、f、g、h), R-CLM 的多年平均气温分布与 CRU 资料和台站观测资料更为接近,与 R-BATS 结果比普遍较高,有效地纠正了先前的 RegCM 系列模式的系统冷偏差(廉丽妹等, 2007; 张冬峰等, 2005, 2007), 并且, R-CLM 模拟的

南北气温梯度相对更大,更接近实际观测,使得 RegCM4.0 对地表气温的模拟有较大幅度的改善。其中, R-CLM 对印度、中南半岛等低纬度地区的气温改进最为明显,与 R-BATS 相比高 3℃ 以上,而在中高纬度地区两组结果差异相对较小,全中国区平均约偏高 3.6℃。

R-CLM 模拟、R-BATS 模拟和台站观测的多年平均 10 cm 土壤湿度结果见图 3。由于观测资料的时间限制,土壤湿度分布采用 1993—2001 年平均的结果,且在绘图时, R-CLM 的 10 cm 表层土壤湿度是为了匹配 BATS 的土壤分层,进行简单的线性插值后的结果。可以看出, R-CLM 虽然模拟降水量相对较小,但其所模拟的表层土壤湿度在模拟区内较 R-BATS 结果在模拟区北方大部分地区存在明显的偏高,在全中国区平均偏大约 0.008 m³/m³, 其中以中国东北地区等中高纬度地区偏高效果最明显。在有观测的格点内, R-CLM 的相对误差平均比 R-BATS 增加 18%。另外, R-CLM 模拟的土壤湿度的南北梯度分布并不明显,与实际台站观测资料有较大的差异。

模拟降水、地表气温与表层土壤湿度的冬季差异见图 4。如图 4a、d 所示,在降水较多的夏季, R-CLM 降水较 R-BATS 低 1 mm/d 以上,仅在青藏高

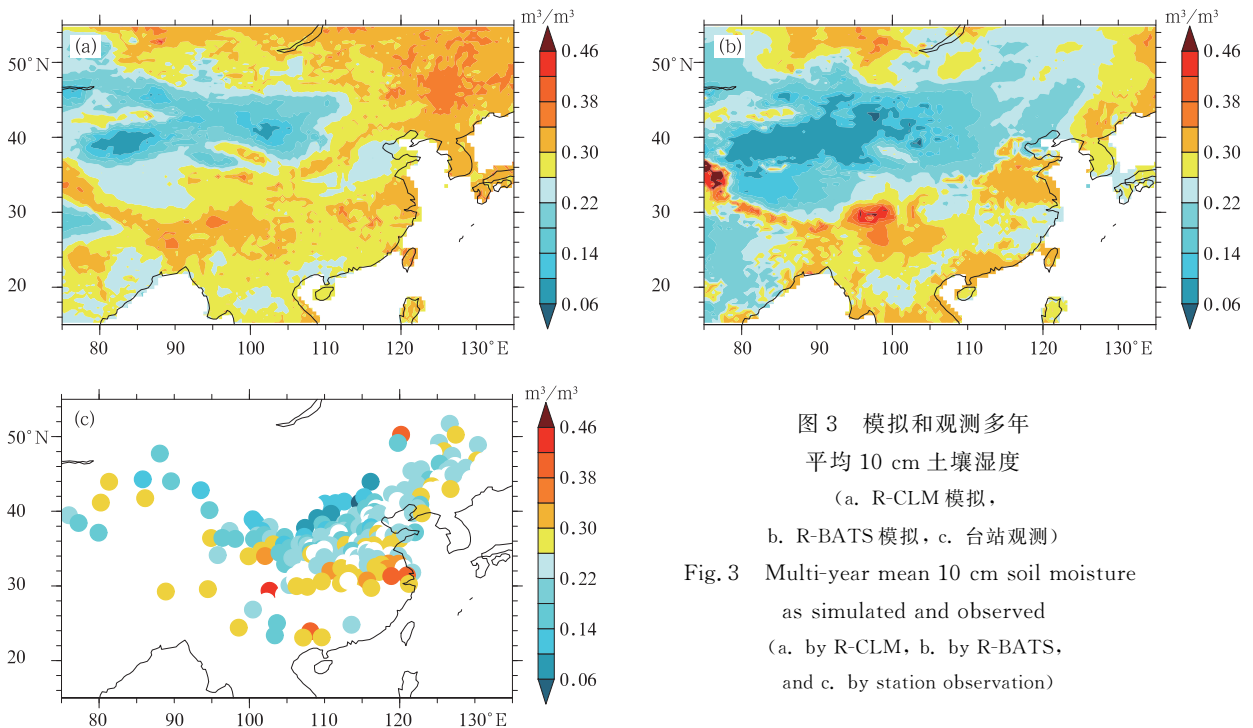


图 3 模拟和观测多年平均 10 cm 土壤湿度
(a. R-CLM 模拟, b. R-BATS 模拟, c. 台站观测)

Fig. 3 Multi-year mean 10 cm soil moisture as simulated and observed
(a. by R-CLM, b. by R-BATS, and c. by station observation)

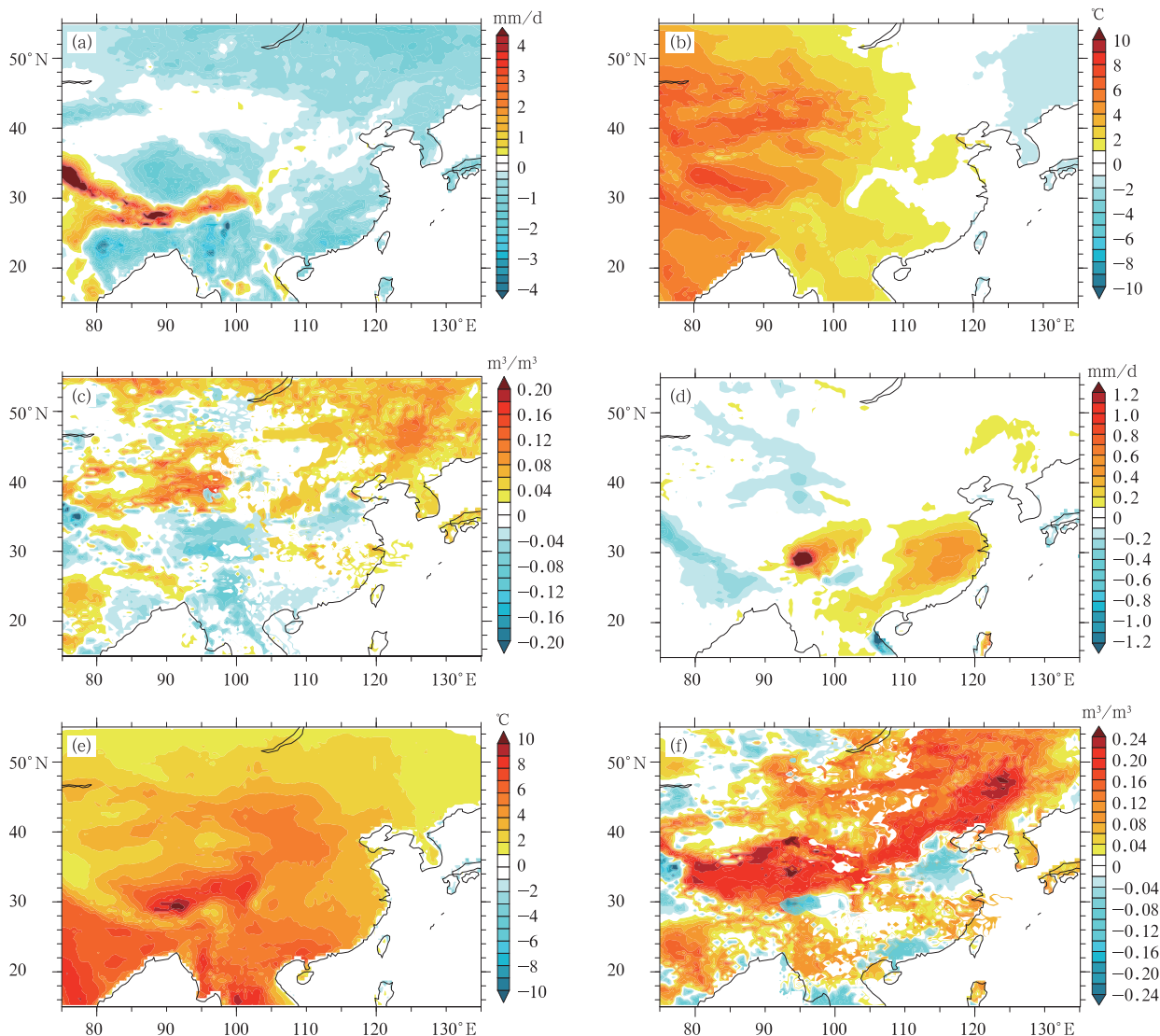


图 4 R-CLM 与 R-BATS 的降水、地表气温及 10 cm 土壤湿度差异(R-CLM - R-BATS)

(a. 夏季降水差异, b. 夏季气温差异, c. 夏季土壤湿度差异,
d. 冬季降水差异, e. 冬季气温差异, f. 冬季土壤湿度差异)

Fig. 4 Difference of the precipitation, surface air temperatures and 10 cm soil moistures between R-CLM and R-BATS simulations (R-CLM - R-BATS)

(a) summer precipitation difference, (b) summer air temperature difference,
(c) summer soil moisture difference, (d) winter precipitation difference,
(e) winter air temperature difference, and (f) winter soil moisture difference

原南部等局部地区模拟稍多;冬季 R-CLM 结果在中国东部的淮河流域及其以南直至中南半岛与 R-BATS 相比模拟降水较多,其差约为 0.3 mm/d,而在其他地区两组结果的差异并不明显,基本都在 0.1 mm/d 以下。地表气温差异如图 4b、e 所示,R-CLM 的模拟结果均较 R-BATS 结果高,更接近观测,而且,R-CLM 冬季的气温改善效果明显大于夏

季。而从两组模拟表层土壤湿度的冬夏季差异(图 4c、f)可以看出,R-CLM 结果在模拟区北部大部分地区明显较大,且冬季的偏大差异明显大于夏季。

基于中国台站观测和模拟的各典型区降水、气温的 Q-Q 图(Quantile-Quantile plot)(图 5)体现了观测和模拟各分位数的分布,图中横坐标与纵坐标分别为模拟与观测的分位数,图中的一点表示某分

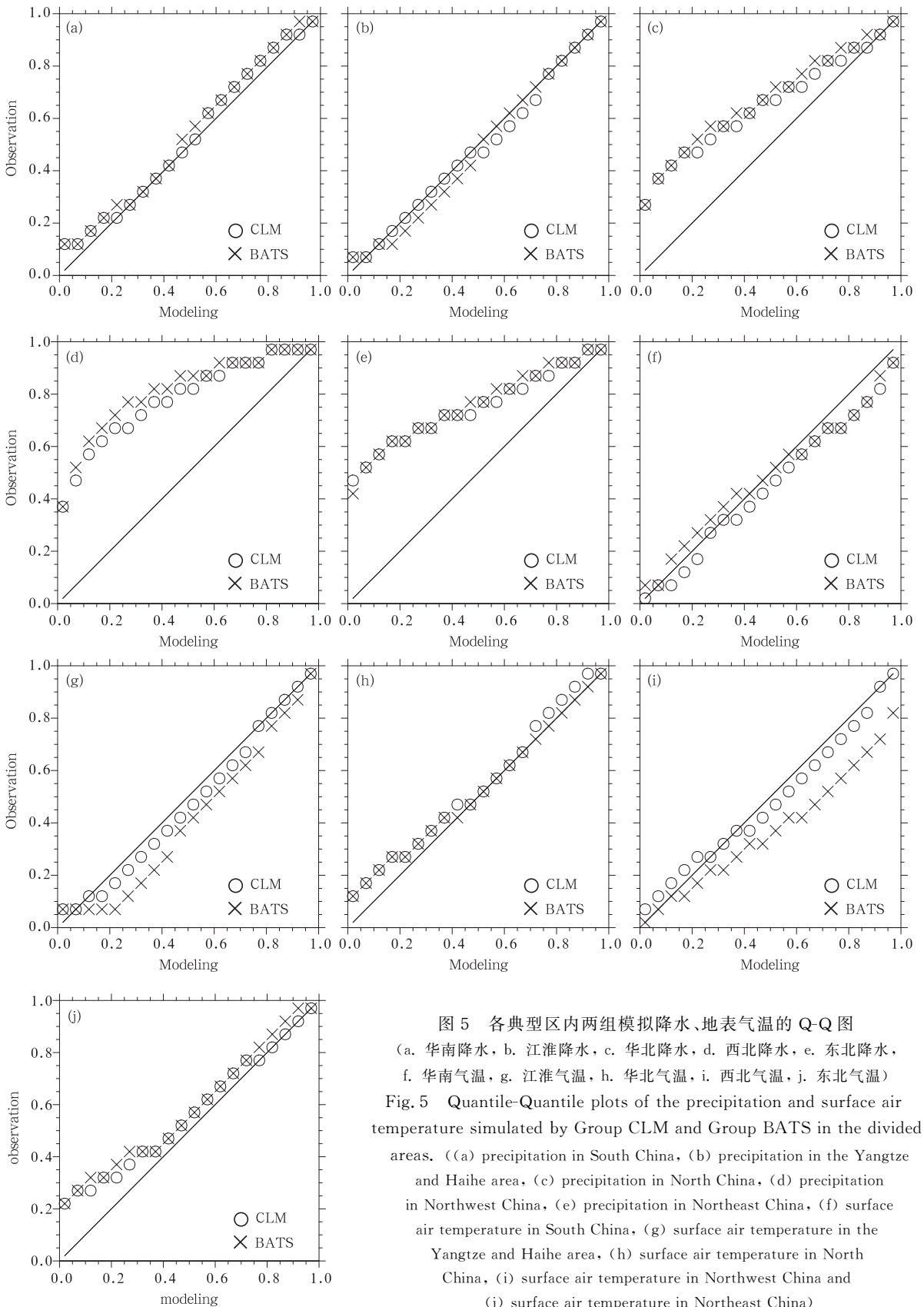


图5 各典型区内两组模拟降水、地表气温的 Q-Q 图

(a. 华南降水, b. 江淮降水, c. 华北降水, d. 西北降水, e. 东北降水, f. 华南气温, g. 江淮气温, h. 华北气温, i. 西北气温, j. 东北气温)

Fig.5 Quantile-Quantile plots of the precipitation and surface air temperature simulated by Group CLM and Group BATS in the divided areas. ((a) precipitation in South China, (b) precipitation in the Yangtze and Haihe area, (c) precipitation in North China, (d) precipitation in Northwest China, (e) precipitation in Northeast China, (f) surface air temperature in South China, (g) surface air temperature in the Yangtze and Haihe area, (h) surface air temperature in North China, (i) surface air temperature in Northwest China and (j) surface air temperature in Northeast China)

位数上的模拟值所对应的相同数值的观测值所在的分位数的位置,即图中某一点越接近 $y = x$ 直线,则代表模拟值在该分位数上与观测值越接近;若该点处于 $y = x$ 直线下,说明该分位数的模拟值所对应的是更低分位数的观测值,假设模拟值与观测值服从同一分布的话,则说明模拟值在该分位上较观测值偏低,反之亦然。从图 5a—e 可以看出,模拟降水在除华南、江淮等地外的各区域普遍偏大,在北方典型区内两组模拟均存在较大偏差,其中,西北地区由于模拟降水与实际相差较大,各分位的偏差相对更为明显。总体上,R-CLM 的降水较 R-BATS 稍小,但差异并不明显。地表气温方面,如图 5f—j,R-CLM 结果在 5 个典型区内较 R-BATS 与实测资料更为接近,各分位数的分布更贴近 $y = x$ 直线,其中以西北地区的改进效果最为明显。

表 2 和 3 是中国区域及其典型区内模拟结果与台站观测降水、地表气温的相关系数、均方根偏差以及标准差。如表 2 所示,在各典型区内,R-CLM 的降

水和观测资料的相关系数与 R-BATS 相比相差不大,除在西北区域相关系数有 5% 的提高之外,其他地区两组结果的相关系数差异基本在 $\pm 2\%$ 。标准差与均方根偏差,R-CLM 与 R-BATS 结果相比偏小,说明 R-CLM 模拟降水在各典型区内与台站观测更为接近,中国区域平均的均方根误差约缩小了 6.9%。如表 3 所示,两组气温结果与观测资料的均方根偏差差异十分明显,R-CLM 结果的偏差明显较 R-BATS 小,与实测资料更为接近,尤其在华南、江淮地区,R-CLM 的均方根偏差相对 R-BATS 缩小了约 50%,全中国区平均均方根误差 R-CLM 相对 R-BATS 约减少 44%;而标准差方面,两组结果均比台站观测资料偏高,但 R-CLM 结果较 R-BATS 稍小;相关系数两组结果的差异基本在 $\pm 0.5\%$ 以内,说明两组地表气温的模拟在各典型区内的时间变率基本保持一致。

由于观测资料的缺乏,表层土壤湿度并未参与各统计指标的计算。

表 2 各分区降水统计特性

Table 2 The statistical characteristic of the precipitation in the subareas

| 区域 | 相关系数 | | 标准差 (mm/d) | | | 均方根偏差 (mm/d) | |
|-----|-------|--------|------------|--------|-------|--------------|--------|
| | R-CLM | R-BATS | R-CLM | R-BATS | R-OBS | R-CLM | R-BATS |
| 华南 | 0.64 | 0.62 | 4.18 | 4.37 | 3.90 | 3.82 | 4.03 |
| 江淮 | 0.60 | 0.62 | 2.69 | 2.83 | 2.80 | 2.56 | 2.56 |
| 华北 | 0.64 | 0.66 | 2.17 | 2.25 | 2.23 | 2.01 | 2.06 |
| 西北 | 0.29 | 0.24 | 0.42 | 0.49 | 0.28 | 0.64 | 0.76 |
| 东北 | 0.73 | 0.75 | 1.73 | 2.00 | 1.80 | 1.63 | 1.85 |
| 全中国 | 0.64 | 0.64 | 2.36 | 2.60 | 2.02 | 2.33 | 2.49 |

表 3 各分区地表气温统计特性

Table 3 The statistical characteristic of the surface temperature in the subareas

| 区域 | 相关系数 | | 标准差 (°C) | | | 均方根偏差 (°C) | |
|-----|-------|--------|----------|--------|-------|------------|--------|
| | R-CLM | R-BATS | R-CLM | R-BATS | R-OBS | R-CLM | R-BATS |
| 华南 | 0.97 | 0.97 | 6.02 | 6.90 | 5.91 | 2.24 | 4.96 |
| 江淮 | 0.98 | 0.99 | 8.64 | 9.68 | 8.25 | 2.34 | 4.41 |
| 华北 | 0.99 | 0.99 | 10.78 | 11.16 | 10.79 | 2.12 | 2.97 |
| 西北 | 0.98 | 0.97 | 10.46 | 9.54 | 12.05 | 4.06 | 6.42 |
| 东北 | 0.98 | 0.99 | 12.20 | 12.91 | 13.76 | 3.12 | 2.41 |
| 全中国 | 0.97 | 0.98 | 9.07 | 9.71 | 10.00 | 3.93 | 5.66 |

3.1.2 时间变率

图 6 是各典型区内降水与地表气温 12 个月滑动平均的时间序列。对降水而言(图 6a、c、e、g、i),两组模拟结果在除华南、江淮以外的地区均有不同程度的偏多,并且,R-CLM 的降水在各区域内均比 R-BATS 稍低,而这与模拟降水的空间分布一致。地表气温方面(图 6b、d、f、h、j),除东北外的各典型

区,R-BATS 模拟的地表气温在各典型区内明显偏低,而 R-CLM 与观测更加接近。其中,在华南、江淮地区,R-CLM 的气温虽然改善较大,但仍与实际观测存在 1—2°C 的冷偏差,而 R-BATS 与观测偏差为 4°C 左右;而在纬度较高的华北、西北地区,R-CLM 模拟的气温与实际观测基本一致,表现出较好的模拟性能,而 R-BATS 则存在 2—4°C 的冷偏差。

另外,从图中可以看出,两组模拟结果随时间的变化幅度及趋势与观测资料基本一致,其均值的差异远

大于其时间变率的差异。

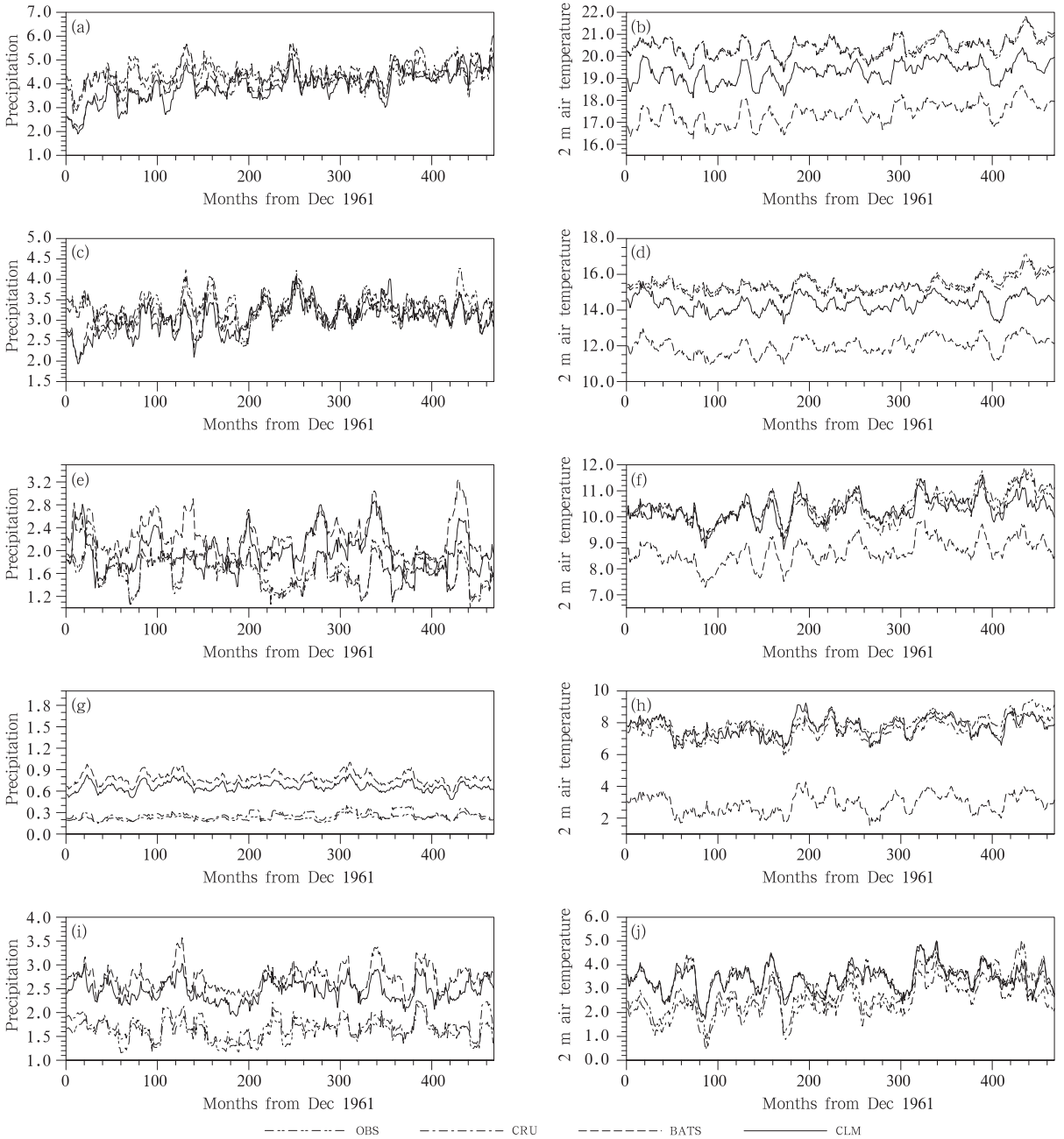


图 6 各典型区 12 个月滑动平均的降水(mm/d)和地表气温(°C)

(a. 华南降水, b. 华南气温, c. 江淮降水, d. 江淮气温, e. 华北降水, f. 华北气温, g. 西北降水, h. 西北气温, i. 东北降水, j. 东北气温)

Fig. 6 12-month moving average precipitation (mm/d) and 2 m surface air temperature (°C) in the divided areas

((a) precipitation in South China, (b) surface air temperature in South China,

(c) precipitation in the Yangtze and Haihe area, (d) surface air temperature in the Yangtze and Haihe area,

(e) precipitation in North China, (f) surface air temperature in North China,

(g) precipitation in Northwest China, (h) surface air temperature in Northwest China,

(i) precipitation in Northeast China and (j) surface air temperature in Northeast China)

关于表层土壤湿度随时间的变化情况如图 7, 由于观测站点分布的限制, 仅选取东北(43°—47°N, 122°—128°E)与江淮(28°—32°N, 116°—121°E)两个区域 1993—2001 年的结果进行比较。由图可见,

R-CLM 结果在东北典型区内表层土壤模拟偏高, 季节变化很小; 而在东部季风区内的江淮区两组模拟结果相差不大, 但 R-CLM 湿度偏大、季节变化偏弱的状态依然存在。

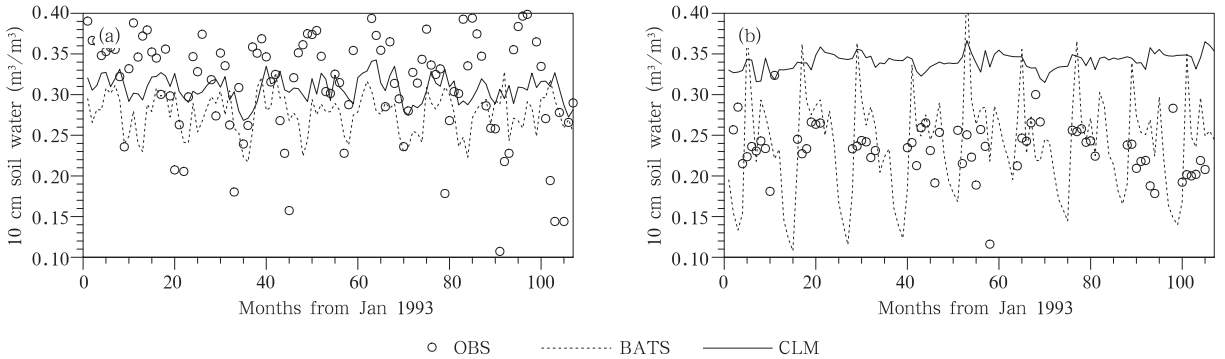


图 7 典型区内月平均表层 10 cm 土壤湿度序列(a. 江淮区域, b. 东北区域)
 Fig. 7 Monthly averaged 10 cm surface soil moisture in the divided areas
 ((a) the Yangtze and Huaihe River area, and (b) Northeast China)

图 8 是 40 a 来模拟区内地表气温与降水变化的线性趋势空间分布, 各典型区及中国区域的气温降水变化趋势见表 4。对降水而言, 由图 8a—d 和表 4 可以看出, 两组模拟结果与 CRU 资料的分布型基本一致: 中国江淮地区以南至中南半岛的降水呈增多的趋势, 而中国华北、东北部分地区降水呈微弱的减少趋势。两组模拟结果相比, R-CLM 的模拟在中国江淮、华南地区降水的增多趋势较 R-BATS 模拟偏强, 南北旱涝差异更加明显。地表气温方面(图 8e—h), 观测资料的线性增长趋势基本随着纬度的增高而增大。与观测资料相比, 两组地表气温的模拟结果均未模拟出这一地带性差异, 模拟区内呈现微弱的气温增高趋势, 因此, 不同陆面过程方案的选择对于区域增温趋势的模拟并无明显的影响。

壤湿度的主要差异为: 降水方面, R-CLM 对降水总量的模拟相对偏少, 其中, 夏季模拟区内普遍偏少, 而冬季在中国南方等地模拟稍多; 地表气温方面, R-CLM 结果整体偏高, 且更接近实测资料, 在时空分布及各统计量上均优于 R-BATS 结果; 表层 10 cm 土壤湿度方面, R-CLM 结果模拟明显偏高, 且冬季偏高程度明显大于夏季, 与实测资料相差较大。

3.2 陆面参数化方案对区域气候模拟的影响

如上所述, 两组模拟降水、地表气温与 10 cm 土

针对土壤湿度的模拟结果, 表 5 给出了典型区及中国区域内两组模拟结果的降水、蒸散、地表径流等陆表水循环变量之差。如表 5 所示, 中国区域整体平均而言, R-CLM 模拟的降水虽然相对 R-BATS 结果偏低 0.22 mm/d 左右, 但蒸散与地表径流的差异远大于降水差异, 分别偏低 0.52 和 0.34 mm/d 左右, 使得陆地水储量相对较大。根据计算, R-BATS 在中国区域内多年平均的陆地水储量变化为 0.17mm/d, 基本保持水量平衡, 而 R-CLM 结果相对

表 4 典型区及中国区平均的降水与地表气温的线性变化趋势

Table 4 The linear slope of the precipitation and surface temperature in the subareas and China

| 区域 | 降水 | | | 地表气温 | | |
|-----|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | R-CLM | R-BATS | OBS | R-CLM | R-BATS | OBS |
| 华南 | 3.43×10^{-3} | 3.31×10^{-3} | 1.08×10^{-3} | 2.23×10^{-3} | 2.79×10^{-3} | 1.75×10^{-3} |
| 江淮 | 1.31×10^{-3} | 1.04×10^{-3} | 2.4×10^{-4} | 1.46×10^{-3} | 2.26×10^{-3} | 2.60×10^{-3} |
| 华北 | 4.31×10^{-6} | -1.64×10^{-4} | -5.15×10^{-4} | 2.57×10^{-3} | 2.85×10^{-3} | 3.95×10^{-3} |
| 西北 | -5.14×10^{-7} | -3.42×10^{-6} | 1.23×10^{-4} | 2.82×10^{-3} | 1.91×10^{-3} | 3.65×10^{-3} |
| 东北 | 4.14×10^{-6} | 1.88×10^{-4} | 1.84×10^{-4} | 2.08×10^{-3} | 2.11×10^{-3} | 5.47×10^{-3} |
| 全中国 | 6.81×10^{-4} | 6.40×10^{-4} | 3.48×10^{-4} | 1.97×10^{-3} | 2.24×10^{-3} | 3.51×10^{-3} |

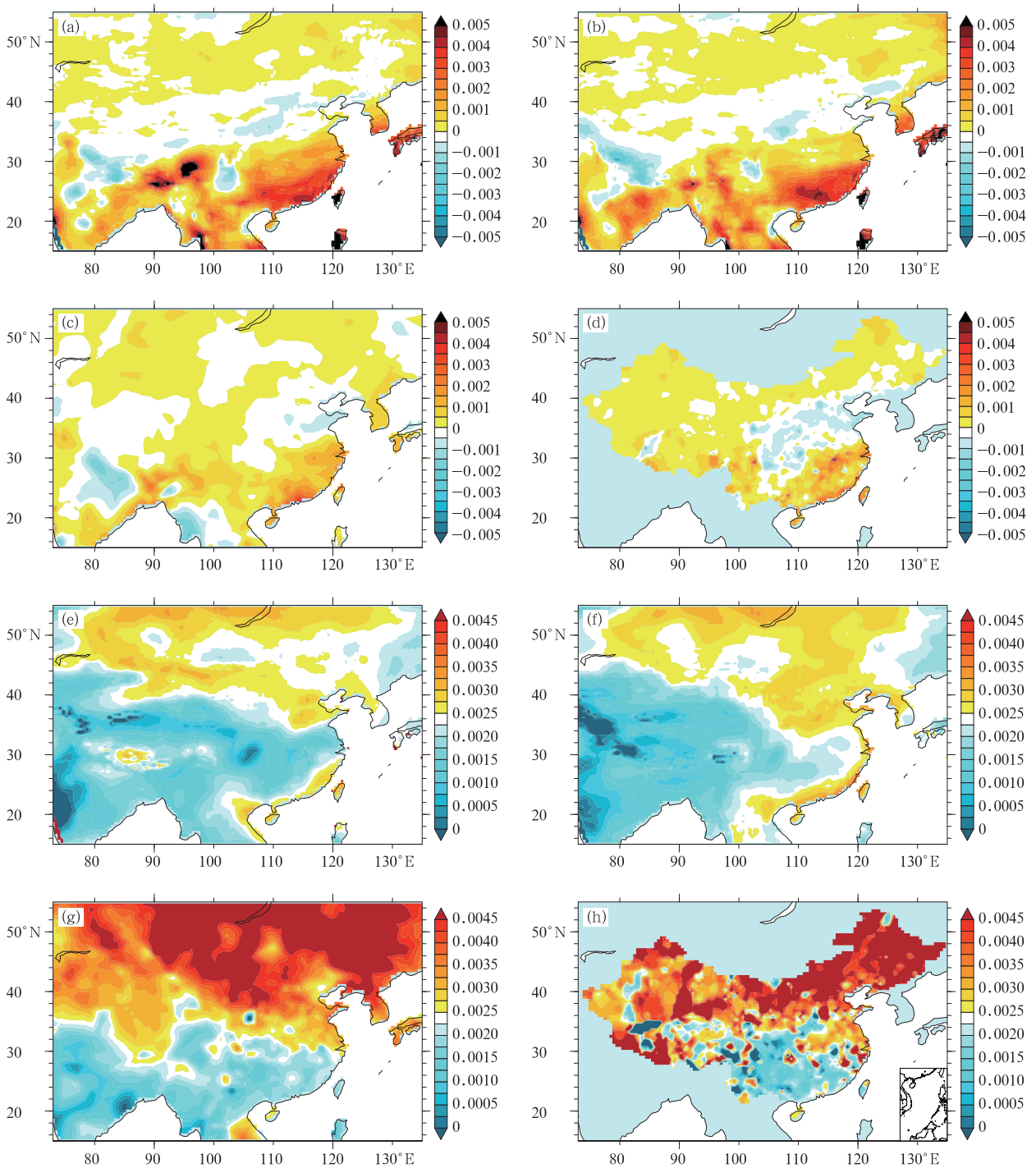


图 8 模拟与观测的地表气温、降水的 40 a 线性变化趋势

(a. R-CLM 模拟降水, b. R-BATS 模拟降水, c. CRU 资料降水, d. 台站观测降水, e. R-CLM 模拟气温, f. R-BATS 模拟气温, g. CRU 资料气温, h. 台站观测气温)

Fig. 8 Linear slopes of the 40-year surface air temperature and precipitation as simulated and observed

((a) simulated precipitation by R-CLM; (b) simulated precipitation by R-BATS;

(c) precipitation based on the CRU data; (d) precipitation by station observation;

(e) simulated air temperature by R-CLM; (f) simulated air temperature by R-BATS;

(g) air temperature based on the CRU data; and (h) air temperature by station observation)

R-BATS 陆地水储量增加 0.64 mm/d 左右, 土壤层呈现明显的偏湿差异。因此, R-CLM 的土壤湿度由于蒸散与径流量的模拟相对偏小, 使更多的水分滞留于土壤层, 造成包括表层土壤在内的陆地水储量

增加明显, 并且, 在中国东北、西北等中高纬度地区这一偏湿差异最为明显。对于中国区域平均的 10 cm 土壤湿度, R-CLM 相对偏大 3.63% 左右。

表 5 典型区及中国区域陆面水循环要素之差(R-CLM-R-BATS)

Table 5 The differences of the elements of the land-surface water cycle in the subareas and China (R-CLM-R-BATS)

| 区域 | 降水 ΔP (mm/d) | 蒸散 ΔE (mm/d) | 径流 ΔR (mm/d) | 陆地水储量变化 ($\Delta P - \Delta E - \Delta R$)(mm/d) | 10 cm 土壤湿度 ΔS_w (%) |
|----|-------------------------|-------------------------|-------------------------|---|--------------------------------|
| 华南 | -0.23 | -1.08 | -0.62 | 1.47 | -2.11 |
| 江淮 | -0.09 | -0.41 | -0.44 | 0.76 | 2.22 |
| 华北 | -0.20 | -0.62 | -0.34 | 0.76 | 4.31 |
| 西北 | -0.12 | -0.14 | -0.05 | 0.07 | 4.74 |
| 东北 | -0.30 | -0.38 | -0.44 | 0.52 | 3.98 |
| 中国 | -0.22 | -0.52 | -0.34 | 0.64 | 3.63 |

关于地表气温的模拟结果, 表 6 给出了中国及其典型区内感热通量、潜热通量和地表吸收的太阳辐射量之差。如表 6 所示, R-CLM 模拟的潜热通量明显偏低, 全中国平均偏低约 14.47 W/m², 而感热通量仅偏高 5.85 W/m² 左右, 并且在陆表吸收的太

阳辐射量方面, R-CLM 结果在全中国平均也有约 0.12 W/m² 微弱的偏高, 因而导致 R-CLM 模拟的陆表吸收太阳辐射并未以潜热的形式有效地传递至大气层, 而是储存在地表, 模拟的地表温度也因此增高。

表 6 中国及其典型区内各能量循环要素之差(R-CLM-R-BATS)

Table 6 The differences of the elements of the energy cycle in the subareas and China (R-CLM-R-BATS)

| 区域 | 感热通量 ΔH_s (W/m ²) | 潜热通量 ΔH_L (W/m ²) | 地表吸收太阳辐射 ΔF_{SA} (W/m ²) |
|-----|---------------------------------------|---------------------------------------|--|
| 华南 | 8.92 | -28.77 | -6.92 |
| 江淮 | 3.17 | -11.77 | -2.76 |
| 华北 | 2.28 | -17.13 | -4.62 |
| 西北 | 6.69 | -4.08 | 12.80 |
| 东北 | 6.63 | -10.98 | 1.19 |
| 全中国 | 5.85 | -14.47 | 0.12 |

由上所述, R-CLM 结果由于受 CLM3.5 模型的蒸发、产流机制影响, 模拟的蒸散及潜热相对偏弱, 地表温度偏高。而陆表的暖干差异会进一步影响大气环流和水汽输送, 进而影响降水的模拟。

图 9 是 R-CLM 与 R-BATS 两组结果冬、夏两季的 850 与 500 hPa 高度的风场、气温场与湿度场的差异(R-CLM-R-BATS)。如前文所指出, R-CLM 模拟的地表气温较 R-BATS 结果明显偏高, 并且, 在冬季其偏高差异明显大于夏季。图 9 中两组模拟结果的大气温度差异基本与地面气温差异保持一致, 且随着高度的增加, 两组模拟的大气温度差异越来越小。如图 9b、e、h、k 所示, 夏季, 850 hPa 高度上, R-CLM 来自地面的暖偏差影响仍然较强, 模拟区大部分呈现较强的偏暖差异, 仅在中国东部地区差异较小, 上升至 500 hPa 高度之后, 来自地面的暖偏差影响几乎消失, R-CLM 结果呈现微弱的偏

冷差异。冬季, 模拟区内尤其是东部季风区内 R-CLM 结果 850 hPa 高度呈现 1℃ 以上的偏高差异, 而且直至 500 hPa 高度, 这种暖差异仍然存在。

两组试验的风场模拟与气温相对应, 也呈现较大的差异。如图 9a、d、g、j 所示, 夏季, R-CLM 模拟的东亚夏季风相对 R-BATS 偏弱, 两组模拟结果的 850 hPa 差异风场在中国东部地区以及中南半岛及孟加拉湾北部基本呈东北风, 由大陆吹向海洋, 阻碍了来自印度洋与西太平洋的低层水汽向中国季风区的输送。500 hPa 差异风场, 在高纬度地区呈西风偏弱, 而在中国东部及低纬度地区差异风场与 850 hPa 基本一致, 仅在差异风速方面偏小。冬季, 两组结果的差异风场风速明显较夏季偏大, 风向基本与夏季反向。850 hPa 高度上差异风场呈南风差异, 由海洋吹向大陆, 说明 R-CLM 结果模拟的来自北方的干冷空气南下强度减弱, 中国南方地区

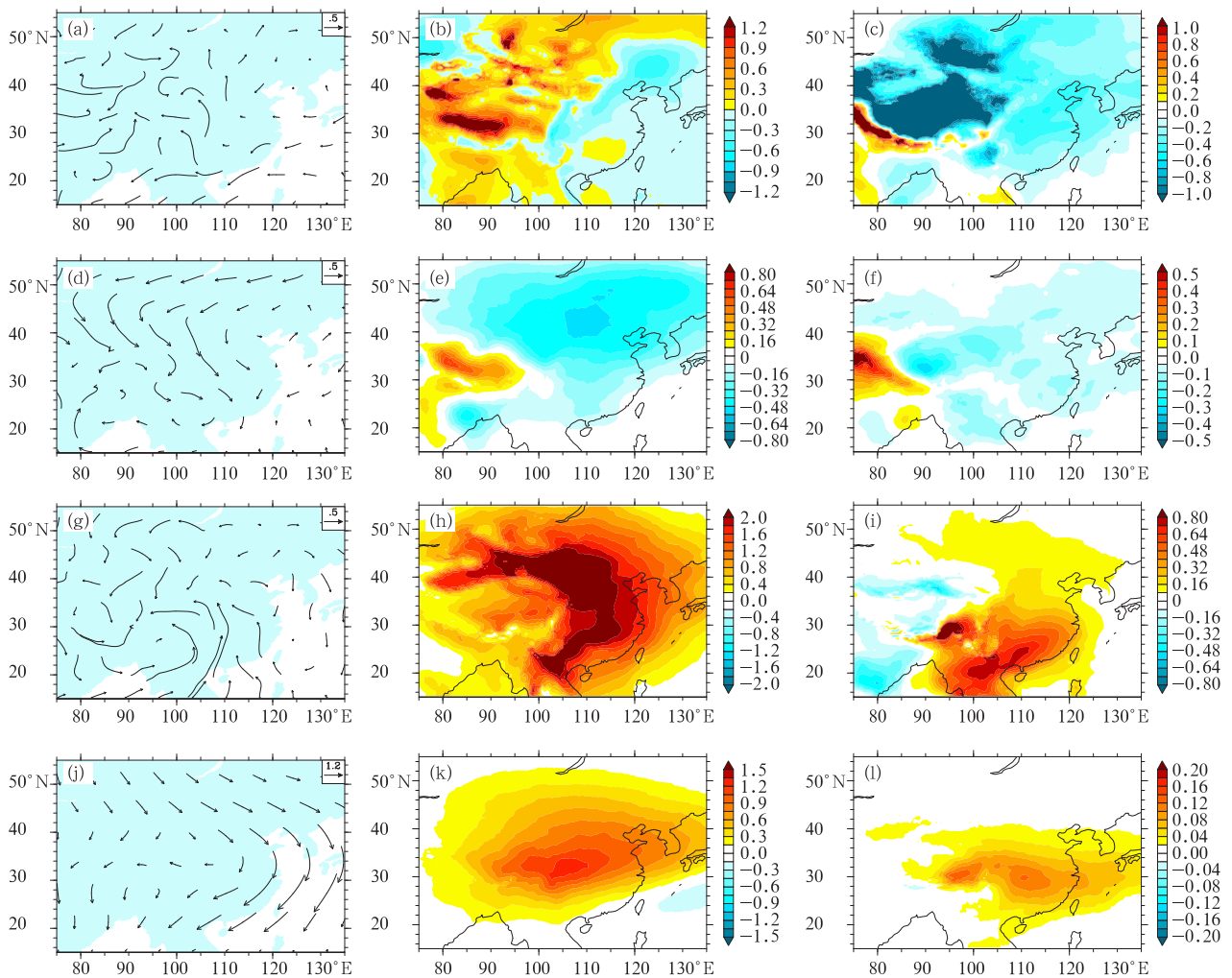


图9 R-CLM与R-BATS的风场(m/s)、温度场(°C)和比湿(g/kg)差异(R-CLM-R-BATS)

- (a) 850 hPa 夏季风场差异, (b) 850 hPa 夏季气温差异, (c) 850 hPa 夏季比湿差异,
 (d) 500 hPa 夏季风场差异, (e) 500 hPa 夏季气温差异, (f) 500 hPa 夏季比湿差异,
 (g) 850 hPa 冬季风场差异, (h) 850 hPa 冬季气温差异, (i) 850 hPa 冬季比湿差异,
 (j) 500 hPa 冬季风场差异, (k) 500 hPa 冬季气温差异, (l) 500 hPa 冬季比湿差异)

Fig.9 Difference of the wind(m/s), temperature (°C) and specific humidity (g/kg) between R-CLM and R-BATS (R-CLM-R-BATS)

- ((a) summer wind difference in 850 hPa, (b) summer air temperature difference in 850 hPa,
 (c) summer specific humidity difference in 850 hPa, (d) summer wind difference in 500 hPa,
 (e) summer air temperature difference in 500 hPa, (f) summer specific humidity difference in 500 hPa,
 (g) winter wind difference in 850 hPa, (h) winter air temperature difference in 850 hPa,
 (i) winter specific humidity difference in 850 hPa, (j) winter wind difference in 500 hPa,
 (k) winter air temperature difference in 500 hPa, and (l) winter specific humidity difference in 500 hPa)

在冬季相对R-BATS偏暖偏湿。上升至500 hPa高度后,差异风场呈北风差异,与低层的差异场大致呈反向配置。因此,两组模拟结果的风场差异表现为R-CLM模拟冬夏季风偏弱,且冬季风场差异大于夏季。

两组试验结果的陆表变量的差异引起了大气环流的模拟相应也出现较大的差异。如图9c、f、i、l所

示,夏季,R-CLM模拟的大气湿度在模拟区内普遍相对较低,其中在850 hPa的近地层R-CLM偏低差异明显,上升至500 hPa高度上,偏低差异虽有所减小,但仍然明显。这种偏低的差异使得R-CLM模拟的大气可降水量相对偏小,不利于R-CLM的夏季降水模拟。对于冬季,两组结果的湿度差异分布与夏季分布基本相反,R-CLM在模拟区内大部分地区呈偏高,其

中 850 hPa 高度上中国南部及低纬度地区偏高明显, 这种偏高在 500 hPa 高度仍然较强。冬季 R-CLM 的大气温、湿度差异分布与其冬季降水差异基本一致, 说明冬季 R-CLM 模拟中国南部地区的偏暖偏湿差异与其降水模拟相对偏多联系密切。

大气环流场的差异会直接导致水汽通量的差异, 进而影响局地降水模拟。R-CLM 模拟的夏季风相对偏弱, 水平水汽通量差异(图 10c)主要由大陆

吹向海洋, 中国东部季风区内呈微弱的正散度差异, 而且, R-CLM 模拟的蒸散(图 10a)也呈现明显偏弱, 这种水平与垂向的水汽通量差异使得 R-CLM 模拟的夏季大气明显较 R-BATS 偏干, 可降水量偏少, 不利于降水的形成。冬季, R-CLM 模拟的冬季风相对较弱, 中国南部及低纬度地区虽然蒸散仍存在微弱的负差异(图 10b), 但大气总体呈偏暖、偏湿, 因而降水模拟相对较多。

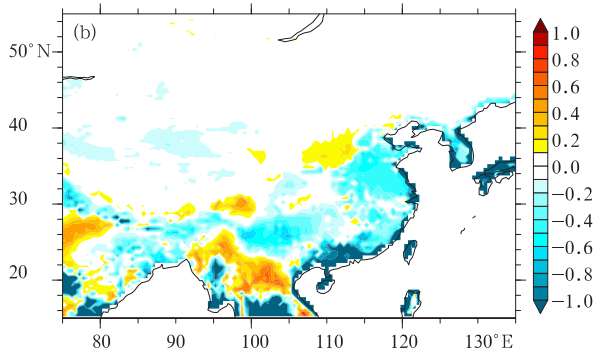
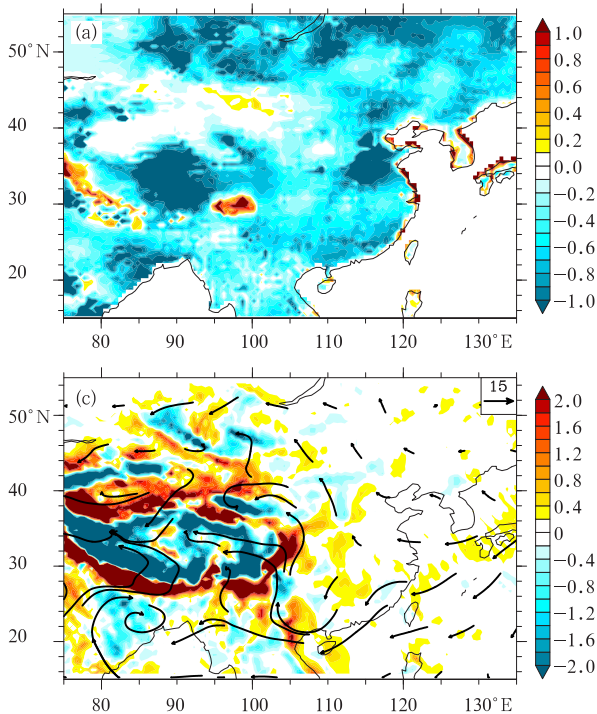


图 10 R-CLM 与 R-BATS 的蒸散差异(单位: mm/d)、水平水汽通量差异及其散度(水汽通量单位: $g/(s \cdot hPa \cdot cm)$, 水汽通量散度单位: $g/(s \cdot hPa \cdot cm^2)$): (a. 夏季蒸散差异, b. 冬季蒸散差异, c. 夏季水平水汽通量差异及其散度)

Fig. 10 Differences of the evapotranspiration and the horizontal water vapor flux and its divergence between R-CLM and R-BATS (unit of water vapor flux: $g/(s \cdot hPa \cdot cm)$; unit of water vapor flux divergence: $g/(s \cdot hPa \cdot cm^2)$): (a) evapotranspiration difference in summer (shaded; unit: mm/d); (b) evapotranspiration difference in winter (shaded); and (c) horizontal water flux difference (arrows) and its divergence (shaded) in summer

4 结论与讨论

本研究采用 ERA-40 再分析资料作为边界条件, 利用区域气候模式 RegCM4.0 并选择其陆面参数化方案 BATS1e 与 CLM3.5, 针对东亚区域做了两组长约 44 a 的模拟试验, 研究陆面参数化方案对区域气候模拟的影响。对两组试验结果的评估表明: (1) 选用 CLM3.5 的 R-CLM 试验模拟的地表气温相对选用 BATS1e 的 R-BATS 试验结果普遍偏高, 中国区域平均偏高约 $3.6^\circ C$, 均方根误差减少近 44%, 其中, 中国华南及西北等地误差减少最明显; (2) 模拟降水量均较观测资料偏大, 且 R-CLM 降水与 R-BATS 相比相对偏少约 0.17 mm/d , 均方根误差减少约 6.9%, 其中, 中国东部地区降水偏差减少相对较多; (3) R-CLM 土壤湿度平均偏高约 $0.008 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 尤其在中高纬度地区增湿效果最为明显。针对上述结果的评估和比

较, 进一步分析表明: CLM3.5 的蒸发、产流机制的参数化方案使得 R-CLM 结果在中高纬度地区模拟的蒸散及地表径流相对偏小, 造成陆地水储量较高, 土壤湿度因而偏高; 陆表吸收辐射量的增加及潜热通量的偏弱, 也直接导致了 R-CLM 相对较高的地表气温模拟; 另外, 陆表偏弱的蒸散与偏高的地表气温引起了 R-CLM 结果在模拟区内尤其是中国东部季风区模拟的垂向及水平水汽输送偏弱, 大气可降水量相对偏少, 降水模拟因此相对偏少, 并且, 相对偏干的大气也在一定程度上增加了到达地表的太阳辐射, 进而影响地表气温的模拟。

对模式模拟的气温、降水等变量的气候平均态进行了简单的评估和讨论, 但对于时间变化相对剧烈的风场等变量的讨论仍然存在很大的不确定性。并且, 本文关于评估结果的讨论也相对比较简单, 今后需要针对模式内部具体的物理过程参数化过程做

进一步的研究。

参考文献

- 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. *大气科学*, 30(2): 186-192
- 李建云, 王汉杰. 2008. RegCM3 积云参数化方案对中国南方夏季强降水过程模拟的影响. *气候与环境研究*, 13(2): 149-160
- 廉丽姝, 束炯. 2007. 区域气候模式对我国中、东部夏季气候的数值模拟. *热带气象学报*, 23(2): 162-170
- 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈等. 2005. RegCM3 区域气候模式对中国气候的模拟. *气候变化研究进展*, 1(3): 119-121
- 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰等. 2007. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. *热带气象学报*, 23(5): 444-452
- 郑婧, 谢正辉, 戴永久等. 2009. 陆面过程模型 CoLM 与区域气候模式 RegCM3 的耦合及初步评估. *大气科学*, 33(4): 737-750
- Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart J Roy Meteor Soc*, 101(428): 193-202
- Chen F, Xie Z H. 2010. Effects of interbasin water transfer on regional climate: A case study of the Middle Route of the South-to-North Water Transfer Project in China. *J Geophys Res*, 115: D11112, doi: 10.1029/2009JD012611
- Cui X, Gras H, Langmann B, et al. 2006. Climate impacts of anthropogenic and land use changes on the Tibetan Plateau. *Global Planet Change*, 54(1-2): 33-56
- Dale V H. 1997. The relationship between land-use change and climate change. *Ecol Appl*, 7(3): 753-769
- Davies H C, Turner R E. 1977. Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart J Roy Meteor Soc*, 103(436): 225-245
- Deardorff J W. 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J Geophys Res*, 83(C4): 1889-1903
- Dickinson R E, Sellers H A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, NCAR/ TN387 + STR, 72pp
- Ding Y, Shi X, Liu Y. 2006. Multi-year simulations and experimental seasonal predictions for rainy seasons in China by using a nested regional climate model (RegCM_NCC). Part I: Sensitivity study. *Adv Atmos Sci*, 23(3): 323-341
- Emanuel K A. 1991. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, 48(21): 2313-2335
- Emanuel K A, Zivkovic M. 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J Atmos Sci*, 56(11): 1766-1782
- Gao X J, Pal J S, Giorgi F. 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys Res Lett*, 33(3), L03706, doi: 10.1029/2005GL024954
- Gero F, Pitman A J, Narisma G T, et al. 2006. The impact of land cover change on storms in the Sydney basin, Australia. *Global Planet Change*, 54(1-2): 57-78
- Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. 1993a. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative-transfer processes. *Mon Wea Rev*, 121(10): 2794-2813
- Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. 1993b. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Wea Rev*, 121(10): 2814-2832
- Giorgi F, Anyah R O. 2012a. The road towards RegCM4. *Clim Res*, 52: 3-6
- Giorgi F, Coppla E, Solmon F, et al. 2012b. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Clim Res*, 52: 7-29
- Im E S, Gutowski W J, Giorgi F. 2008. Consistent changes in twenty-first century daily precipitation from regional climate simulations for Korea using two convection parameterizations. *Geophys Res Lett*, 35(14): L14706, doi: 10.1029/2008GL034126
- Kueppers L M, Snyder M A, Sloan L C. 2007. Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change. *Geophys Res Lett*, 34: L03703, doi: 10.1029/2006GL028679
- Liu Y, Fan G, Zhou D, et al. 2008. Numerical simulation of summer precipitation in China by using a regional climate model (RegCM3). *J Chengdu Univ Infor Technol*, 23(4): 442-447
- Manabe S. 1969. Climate and ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon Wea Rev*, 97: 939-805
- Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note, NCAR/TN-461 + STR, 186pp
- Oleson K W, Niu G, Yang Z, et al. 2008. Improvements to the community land model and their impact on the hydrological cycle. *J Geophys Res*, 113: 1021-1047
- Stöckli R, Lawrence D M, Niu G, et al. 2008. Use of FLUXNET in the Community Land Model development. *J Geophys Res*, 113(G1): 1025-1043
- Yang Z L, Dickinson R E, Robock A, et al. 1997. Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data. *J Climate*, 10(2): 353-373
- Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S. 1984. The effect of soil moisture on the short term climate and hydrology change: A numerical experiment. *Mon Wea Rev*, 112(3): 474-490
- Yuan X, Xie Z H, Zheng J, et al. 2008. Effects of water table dynamics on regional climate: A case study over east Asian monsoon area. *J Geophys Res*, 113: D21112, doi: 10.1029/2008JD010180
- Zhong Z. 2006. A possible cause of a regional climate model's failure in simulating the east Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 33: L24707, doi: 10.1029/2006GL02765
- Zhong Z, Hu Y, Min J, et al. 2007. Numerical experiments on the spin-up time for seasonal-scale regional climate modeling. *Acta Meteor Sinica*, 21(4): 409-419