RegCM3 对中国 21 世纪极端气候事件变化的高分辨率模拟

徐集云^①, 石英^②, 高学杰^{②*}, GIORGI Filippo^③

① 浙江省气候中心, 杭州 310017;

② 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;

③ The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste 34100, Italy

* 联系人, E-mail: gaoxj@cma.gov.cn

2012-08-31 收稿, 2012-10-09 接受, 2013-02-20 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2009CB421407)、浙江省重大科技专项(2009C03008-2)和国家自然科学基金(40975041)资助

摘要 基于 RegCM3 区域气候模式对 21 世纪气候变化的连续模拟, 在对当代模拟能力检验的基础上, 对中国区域未来极端气候事件的变化进行了分析. 模拟中 RegCM3 所使用的水平分辨率为 25 km, 初始和侧边界场由 MIROC3.2_hires 全球模式结果提供, 积分时间为 1951~2100 年. 所使用的极端气候事件指数包括 SU(夏季日数)、FD(霜冻日数)、GSL(生长季长度)3 个温度指数和 SDII(日降水强度)、R10(日降水量 ≥ 10 mm 日数)、CDD(连续干旱日数)3 个降水指数. 结果表明, 模式在可较好地再现中国地区当代地面气温和降水空间分布及数值的同时, 对各项极端气候事件指数也有较好的模拟能力. 未来随着中国区域的明显升温 and 降水变化, 暖事件指数 SU 和 GSL 都将增加, 冷事件指数 FD 则将普遍减弱; 以 SDII 和 R10 反映的强降水事件指数也基本呈增加趋势, 其中 R10 指数在东北大部 and 青藏高原中部减弱, 其他除长江中下游部分地区外普遍加强, 而 CDD 则在北方明显缩短, 在青藏高原和四川盆地到中国南部增加. 从区域平均各指数的 21 世纪变化看, 除 CDD 变化不大外, 其余指数变化均表现出随时间增大的趋势.

关键词

气候变化
区域气候模式
极端气候事件
中国

在全球气候变暖的背景下, 极端气候事件频发. 由于它们对人类社会、经济发展及自然生态系统、环境等的重要影响, 在气候变化研究中, 对极端气候事件变化的重视程度也日益增加^[1-6].

和世界其他地区一样, 中国地区在过去几十年中, 同样发生了以高温日数和强降水事件增加、弱降水事件减少等为主要特征的极端事件变化^[7-9]. 在极端事件的未来变化方面, 不同研究者使用全球和区域气候模式的模拟结果, 进行了一系列相关研究, 取得大量成果^[10-20]. 一般来说全球模式由于水平分辨

率较低, 对中国气候的模拟能力偏差, 而高分辨率的区域模式则相对具有更多的优越性, 特别是在极端事件方面^[21,22]. 但目前使用区域模式所进行的模拟和预估, 存在模式分辨率偏低和模拟时间偏短等问题, 仍有必要进行进一步深入的研究. 本文基于一个水平分辨率为 25 km 的区域模式, 对中国地区所进行的 150 a (1951~2100 年)长度的连续气候变化模拟试验结果^[23,24], 在模式模拟能力检验的基础上, 对 21 世纪特别是 21 世纪中期的极端气候事件进行了分析, 并同时给出了平均气温和降水的变化, 作为参照.

引用格式: 徐集云, 石英, 高学杰, 等. RegCM3 对中国 21 世纪极端气候事件变化的高分辨率模拟. 科学通报, 2013, 58: 724-733

英文版见: Xu J Y, Shi Y, Gao X J, et al. Projected changes in climate extremes over China in the 21st century from a high resolution regional climate model (RegCM3). Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5548-6

1 模式、试验和极端气候事件指数简介

所使用的模式是由意大利国际理论物理中心(The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics, ICTP)在 Giorgi 等人^[25,26]的 RegCM2 基础上所发展的 RegCM3^[27]. 使用中运行模式所需的初始场和每 6 小时一次的侧边界场由 CCSR/NIES/FRCGC MIROC3.2_hires 全球气候模式结果提供^[28], 温室气体排放情景为 SRES A1B^[29], 模式的模拟范围覆盖整个中国大陆及周边地区, 水平分辨率为 25 km, 垂直方向分 18 层, 顶层高度为 10 hPa. 模式使用的各物理参数化方案包括 NCAR CCM3 辐射^[30]、Holtslag 行星边界层^[31]、SUBEX 大尺度降水^[32], 和基于 Fritsch-Chappell 闭合假设的 Grell 积云对流参数化方案^[33,34], 此外陆面过程使用 BATS1e (生物圈-X 大气圈传输方案)^[35], 海表通量由 Zeng 等人^[36]方法计算得到. 关于该模式和模拟的更多介绍可参见文献[23,24].

选取模拟中的 1980~1999 年作为当代气候, 通过与观测资料的对比, 检验了模式对当代气温和降水, 重点为对各极端指数的模拟能力, 以 2040~2059 年作为 21 世纪中期, 给出了各极端气候指数相对于当代变化的空间分布, 并在最后给出了区域平均的 21 世纪各指数变化的空间序列.

检验模式模拟能力所使用的观测资料, 为基于全国 2400 余个气象台站观测数据插值得到的 CN05.1 数据集^[37], 其分辨率为 0.25°×0.25°(经纬度). 为便于分析, 将模式输出结果使用双线性方法, 插值到了和观测资料一致的格点上.

极端气候事件采用文献[38]和 ETCCDI(expert team on climate change detection and indices, <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/>)所定义的 6 个指数进

行分析, 分别包括 3 个与温度相关(SU, FD 和 GSL)和 3 个与降水相关(SDII, R10 和 CDD)的指数, 具体参见表 1.

2 模式对当代气候与极端气候事件指数的模拟检验

2.1 年平均气温和降水

为更严格地对模拟结果进行检验, 我们在本文中将针对模拟与观测的差值进行分析, 在气候态方面的分析集中于年平均气温和降水. 首先在图 1 中给出中国区域当代平均气温和降水的观测及模拟与之的差.

观测中的中国年平均气温主要特征, 为高温区(>20℃)位于华南沿海, 东部气温由南向北递减, 西部气温的高低依赖于地形, 低温区分别出现在东北和青藏高原等高纬度和高海拔地区, 数值低于-10℃(图 1(a)). 模式模拟的偏差整体偏小(图 1(b)), 大部分地区在±1℃之间, 青藏高原及周边地区存在较大的冷偏差, 模拟的气温较观测偏低 2~5℃, 除全球模式驱动场本身的误差外^[24], 也反映了这一地形复杂的高原地区气候模拟的困难. 同时注意到这一地区观测台站稀少, 所使用的格点化资料也存在着较大不确定性^[37]. 在东北北部和西北北部等地, 可看到 2℃以上的暖偏差, 与 RegCM3 本身对高纬地区冬季气温模拟偏暖的系统性偏差有一定关系^[39]. 观测和模拟的年平均气温的空间相关系数为 0.98.

图 1(c)和(d)分别给出了年平均降水的观测和模拟与观测的差值分布. 观测中的中国降水中心位于东南部, 向北和西北方向递减, 最低值出现在西北的盆地(沙漠)地区. 模式模拟的主要偏差, 为对东南部

表 1 极端气候事件指数

指数	定义	单位
SU	夏季日数, 日最高气温>25℃的日数	d
FD	霜冻日数, 日最低气温<0℃的日数	d
GSL	生长季长度, 日平均气温连续 5 天>5℃和日平均气温连续 5 天<5℃之间的日数	d
SDII	日降水强度, 年总降水量与日降水量≥1 mm/d 的降水日数的比值	mm/d
R10	日降水量≥10 mm/d 的日数	d
CDD	最长连续干旱日数, 日降水量<1 mm 的最大连续日数	d

图 1 中国区域年平均气温($^{\circ}\text{C}$)与降水(mm/d)

(a) 气温观测; (b) 气温模拟与观测的差; (c) 降水观测; (d) 降水模拟与观测的差

降水中心的低估和在东北地区的高估。其中沿青藏高原周边(如昆仑山和川西)以及和华北(太行山)和西北(天山、昆仑山等)的高山区降水模拟的偏高,其原因一方面在于模式对地形引起的降水过于敏感,另一方面这些地方观测台站的缺乏,也同样对模式性能的评价带来了不确定性^[40,41]。观测和模拟的年平均降水的空间相关系数为 0.81。

2.2 极端气候事件指数

图 2 给出当代 SU, GSL 和 FD 3 个与气温相关的极端气候事件指数的观测及模拟与其的差值分布。3 个指数的空间分布与气温表现出较大一致性,其中代表暖事件的 GSL 和 SU 均为南方高、北方低,最小值出现在青藏高原和东北,代表冷事件的 FD 则与之相反(图 2(a), (c), (e))。分析表明,模式基本能够模拟出 3 个指数的总体空间分布趋势(图略),观测和模拟的 SU, GSL 和 FD 的空间相关系数分别为 0.94, 0.99 和 0.99,但在具体的指标强度上有一定的差异。其中

GSL 模拟值(图 2(b))除华南、华北平原、和西北的准噶尔、塔里木盆地误差较小或为略偏多外,其他大部分地区都偏少,在青藏高原以外地区偏少的数值一般在 10~25 d 间,在青藏高原及周边地区则达到 50 d 以上,这与模式对该区域春季和冬季气温模拟存在的较大冷偏差^[23]有关。SU 指数(图 2(d))除青藏高原等外,大部分地区的模拟值也偏少,其中以 SU 日数最多的华南地区偏少更明显,数值在 75 d 以上。FD 指数的总体误差特点为在北方偏少,数值除在华北和东北部分地区及西北的几个盆地较大外,一般在 10~25 d 间;在青藏高原及四川盆地周边的 FD 偏多 10~50 d。

观测和模拟的 3 个与降水相关的极端气候事件指数 R10, SDII 和 CDD 的空间相关系数分别为 0.83, 0.95 和 0.84。图 3 给出三者的观测及模拟与观测的差值分布。观测中 R10 的分布特征(图 3(a))与年平均降水(图 1(c))较相似,最大值出现在东南地区,最小值出现在西北,反映出中国区域强降水事件在降水量

图2 中国区域极端气温指数的观测和模拟(d)

(a) GSL 观测; (b) GSL 模拟与观测的差; (c) SU 观测; (d) SU 模拟与观测的差; (e) FD 观测; (f) FD 模拟与观测的差

中所占的较大比重. R10 模拟的偏差同样与降水的类似, 在东南地区偏少, 东北和青藏高原东部及高山地带偏多(图 3(b)), 从一定程度上表明模式对平均降水模拟误差产生的主要原因, 可能是对强降水事件的模拟不足. SDII 的分布(图 3(c))总体与 R10 类似, 但黄淮和江淮地区的 SDII 数值同样较大, 模式模拟的偏差主要为在长江流域及以南偏小, 在山区偏多. 在另一个全球模式驱动下, RegCM3 同样存在模拟

的强降水事件偏少的误差, 是未来模式改进中需要加以重视的地方^[16]. 观测中, CDD 的大值区出现在东北西部和河套以西的干旱、半干旱地区, 一般在 60 d 以上, 最大超过 100 d, 黄河以南大部分地区的 CDD 在 50 d 以下, 低值区一般沿长江以南分布, 数值在 10~25 d 之间(图 3(e)). 模式模拟的 CDD 在中国东部整体较小, 误差在 ± 10 d 以内, 在东北和西部与观测的偏差较大, 偏少 50 d 以上.

图3 中国区域极端降水指数的观测和模拟(d和mm/d)

(a) R10 观测; (b) R10 模拟与观测的差; (c) SD II 观测; (d) SD II 模拟与观测的差; (e) CDD 观测; (f) CDD 模拟与观测的差

3 未来气候与极端气候事件指数变化

3.1 气温和降水的变化

作为极端事件变化分析的背景,首先对模拟得到的年平均气温和降水变化进行简要介绍. 21 世纪中期中国区域的年平均气温相对于当代将明显升高

(图 4(a)), 其中长江以南的升温幅度较低,一般低于 2.5°C , 中国东部的黄河以北和中国西部地区的升温一般在 3°C 以上, 东北大部 and 青藏高原部分地区超过 3.5°C . 由图 4(b)可以看出, 21 世纪中期中国降水减少的地方主要位于东北和青藏高原, 西南和长江流域的降水变化不大, 在 $\pm 5\%$ 之间, 华南和由华北西部至西北的大范围地区降水呈增加趋势, 其中新疆的盆

图4 中国区域年平均气温(℃)和降水的变化(%) (相对于1980~1999年)
(a) 气温; (b) 降水

地和内蒙古中部的增加达到25%以上。

3.2 极端气候事件指数的变化

伴随着变暖,整个中国区域的生长季长度(GSL)也都呈增加的趋势(图5(a)). GSL增加较少的地区主要为华南和西北地区沿昆仑山的一个狭长地带,幅度在5 d以下,这主要由于前者是一个温暖地区, GSL数值本身已很大(>350 d,图2(a)),后者则为高寒地区,变暖对这里GSL的影响较小. 东北北部和西北的盆地地区GSL的增加也较少,一般在10~20 d间,沿长江至青藏高原及其东北邻近地区的GSL增加在30 d以上,其中在青藏高原部分地区达到50 d. 区域平均的GSL在21世纪呈一致增加趋势(图5(b)),中期和末期(2080~2099年)的增加值分别为10和17 d.

同GSL一样,除青藏高原及天山等高海拔地区外,中国区域的夏季日数SU也将普遍增加(图5(c)). 华南地区虽然升温幅度最小(图4(a)),但由于这里气温本身较高,较小幅度的升温对SU影响显著,从而出现SU增加的最大值(>50 d). 中国东部其他地区除黄河中下游和东北北部外,增加幅度一般在30~50 d之间,西北地区偏小一些,一般在20~30 d之间. 区域平均的GSL在21世纪的变化趋势和幅度与SU类似(图5(d)),中期和末期的增加值分别为8和13 d.

FD的变化为普遍减少(图5(e)),除华南和昆仑山等地变化较小外,四川盆地也是个变化的小值区(<5 d),沿黄河中下游至青藏高原大部分地区FD的减少明显,在30~50 d间. 21世纪区域平均的FD指数变化表现出明显下降的趋势,21世纪中期和末期的减少日数分别为9和15 d.

类似气温的各个指数,图6给出3个降水事件指数的变化. 首先由图6(a)可以看到,21世纪中期R10指数变化的空间分布特征,和同期年降水量的变化(图4(b))基本一致,在降水增加的地区,以R10为度量的强降水日数会增加,反之在降水减少的地方,强降水日数相应减少. 西北地区R10的增加幅度大都达到25%以上,并在很多地方超过50%. 从整个中国区域平均的长期变化上看(图6(b)),R10在21世纪总体呈增加趋势,但这个趋势并不均一,存在一定年代际尺度的变化(如图中所示在2070年左右存在一个相对低值). 21世纪中期和末期的区域平均变化分别为5%和10%.

与R10在东北和青藏高原等地区有所减少不同,日降水强度指数SDII除在东北中部、青藏高原中部等地变化不大外,在其他地区都呈增加的趋势(图6(c)),其中江南部分地区、内蒙古中部、青藏高原周边和西北部分地区的增幅达到10%~25%. 区域平均的SDII指数在21世纪基本呈一致增加趋势(图6(d)),中期和末期的增加值分布为5%和12%.

21世纪中期CDD指数(图6(e))的总体变化特征为在区域北部减少,减少的幅度一般达到10%~25%,而在青藏高原、长江中游和华南等地增加,增加的中心区域可在25%以上. 这种分布特征表明未来中国北部的干旱程度可能会有所减轻,而青藏高原和南方的干旱程度会增加. 总体来说区域平均的CDD在21世纪的变化不明显.

4 小结和讨论

使用区域气候模式RegCM3, 嵌套MIROC3.2_hires

图 5 中国区域未来极端气温指数变化的空间分布和时间序列(d)

相对于 1980~1999 年. (a) GSL, 21 世纪中期; (b) 区域平均 GSL, 21 世纪; (c) SU, 21 世纪中期; (d) 区域平均 SU, 21 世纪; (e) FD, 21 世纪中期; (f) 区域平均 FD, 21 世纪. (b), (d)和(e)中的黑色曲线为 10 a 滑动平均

全球模式输出结果,进行了 A1B 温室气体排放情景下, 25 km 水平分辨率、150 a 长度的连续气候变化模拟, 首先通过与观测资料的对比, 检验了模式对多个气温和降水极端事件指数的模拟能力. 总体而言, 模式可较好地再现各极端指数空间分布及数值, 但对 GSL 和 SU 存在模拟值普遍偏小的情况, 同时模拟的北方地区 FD 偏少, 青藏高原地区偏多, 而对强

降水的模拟能力仍有待进一步提高.

在此基础上, 对中国区域 21 世纪气候以及极端气候事件的变化进行了分析, 结果表明:

(1) 未来中国区域年平均气温将明显升高, 升温幅度基本呈南低北高的纬向分布, 以东北和青藏高原升温幅度最大. 年平均降水在东北中部和青藏高原减少明显, 长江中下游地区变化不大, 其他地区都

图 6 同图 5, 但为极端降水指数的变化(%)

呈增加趋势。

(2) 随着气温的升高, 除青藏高原上 SU 指数基本不变外, 21 世纪中期的 SU 和 GSL 都将明显增加, 而 FD 则明显减少, 青藏高原地区 GSL 的增加和 FD 的减少最明显, 而 SU 的增加则在华南地区最大。上述变化的幅度随时间的演变而呈一致增大趋势。未来夏季高温日数的增加会对社会和经济生活产生一定影响, 而生长季长度的增加和霜冻日数的减少, 以

及降水量的变化, 会对中国农业生产和生态环境产生较大影响, 对此有待进一步的深入研究。

(3) R10 的变化和降水量变化表现出一定程度的相似性。而 SDII 指数的增加表明在气候变暖的环境下, 水循环过程将得到增强, 引起大部分地区降水强度的增加, 洪涝灾害发生的可能性增大。注意到四川盆地南部 CDD 将增加, 云南地区 CDD 的变化虽然不大, 但考虑到升温引起的蒸发增加作用, 这一地区类

似近年所发生的连续干旱灾害事件^[42]可能增加。华北、东北和西北地区 CDD 的减少,可能对这些地区的经济和生态系统带来有益影响,但同样变暖会引起蒸发量的增加,两者的综合效应如何仍有待于进一步的研究。同时注意到华南和东北等地的 R10, SD II 与 CDD 指数表现出相同方向的变化,表明未来这些地区会出现强降水事件和干旱事件同时增加的情况。

(4) 最后需要指出的是,在对未来气候变化的模拟和预估方面,存在着许多不确定性,包括未来温室

气体排放情景的不确定性、气候模式发展水平的限制、用于检验气候模式结果的高分辨率观测资料不足、以及人类对气候系统认知程度尚存在很大局限性等。这些不确定性同样存在于对极端气候事件的模拟和预估中。其中进行多模式集合是减少不确定性的一个重要方面,未来需要在改进模式的基础上,进行多全球-多区域模式的模拟,以得到中国地区未来气候变化更多和更可靠的信息,并最终为气候变化的影响评估和适应服务。

参考文献

- 1 Diffenbaugh N S, Pal J S, Giorgi F, et al. Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L11706
- 2 Emori S, Hasegawa A, Suzuki T, et al. Validation, parameterization dependence, and future projection of daily precipitation simulated with a high-resolution atmospheric GCM. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L06708
- 3 Gao X J, Pal J S, Giorgi F. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L03706
- 4 Mearns L O, Hulme M, Carter T R, et al. Climate scenario development. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 583–638
- 5 Tebaldi C, Hayhoe K, Arblaster J M, et al. Going to the extremes: An inter-comparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim Change*, 2006, 79: 185–211
- 6 Torma C, Coppola E, Giorgi F, et al. Validation of a high-resolution version of the regional climate model RegCM3 over the Carpathian Basin. *J Hydrol Meteorol*, 2011, 12: 84–100
- 7 Zhai P M, Pan X H. Trends in temperature extremes during 1951–1999 in China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1913–1916
- 8 翟盘茂, 邹旭恺. 1951~2003 年中国气温和降水变化及其对于干旱的影响. *气候变化研究进展*, 2005, 1: 16–18
- 9 Qian W H, Lin X. Regional trends in recent precipitation indices in China. *Meteorol Atmos Phys*, 2005, 90: 193–207
- 10 Feng J M, Wang Y G, Fu C B. Simulation of extreme climate events over China with different regional climate models. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2011, 4: 47–56
- 11 Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 927–942
- 12 高学杰, 石英, Giorgi F. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 911–922
- 13 石英, 高学杰, Giorgi F, 等. 全球变暖背景下中国区域不同强度降水事件变化的高分辨率模拟. *气候变化研究进展*, 2009, 6: 164–169
- 14 Sun J Q, Wang H J, Yuan W, et al. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. *J Geophys Res*, 2010, 115: D16110
- 15 Xu Y, Xu C H, Gao X J, et al. Projected changes in temperature and precipitation extremes over the Yangtze River Basin of China in the 21st century. *Quat Int*, 2009, 208: 44–52
- 16 Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, 2005, 18: 1096–1108
- 17 Zhang Y, Xu Y L, Dong W J, et al. A future climate scenario of regional changes in extreme climate events over China using the PRECIS climate model. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L24702
- 18 Chen H P, Sun J Q, Fan K. Decadal features of heavy rainfall events in eastern China. *Acta Meteorol Sin*, 2012, 26: 289–303
- 19 Wang S, Yu E, Wang H. A simulation study of a heavy rainfall process over the Yangtze River valley using the two-way nesting approach. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29: 731–743
- 20 Wang H J, Sun J Q, Chen H P, et al. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection. *Meteorol Z*, 2012, 21: 279–304
- 21 Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. *Theor Appl Climatol*, 2006, 86: 173–185

- 22 高学杰. 中国地区极端事件预估研究. 气候变化研究进展, 2007, 3: 162–166
- 23 高学杰, 石英, 张冬峰, 等. RegCM3 对 21 世纪中国区域气候变化的高分辨率模拟. 科学通报, 2012, 57: 374–381
- 24 Gao X J, Shi Y, Zhang D F, et al. Uncertainties in monsoon precipitation projections over China: Results from two high-resolution RCM simulations. *Clim Res*, 2012, 52: 213–226
- 25 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2794–2813
- 26 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2814–2832
- 27 Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM2. *Bull Amer Meteor Soc*, 2007, 88: 1395–1409
- 28 K-1 model developers. K-1 coupled model (MIROC) description. In: Hasumi H, Emori S, eds. K-1 Technical Report 1. Tokyo: University of Tokyo, 2004
- 29 IPCC. Special report on emissions scenarios. In: Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, et al, eds. A Special Report of WGIII of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 599
- 30 Kiehl J, Hack J, Bonan G, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR/TN-420 STR. 1996
- 31 Holtslag A, de Bruijin E, Pan H L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon Weather Rev*, 1990, 118: 1561–1575
- 32 Pal J S, Small E E, Eltahir E. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J Geophys Res*, 2000, 105: 29579–29594
- 33 Grell G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 764–787
- 34 Fritsch J M, Chappell C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I. Convective parameterization. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 1722–1733
- 35 Dickinson R E, Kennedy P J, Henderson-Sellers A, et al. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the NCAR community climate model. NCAR Technical Report. 1986
- 36 Zeng X, Zhao M, Dickinson R E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J Clim*, 1998, 11: 2628–2644
- 37 吴佳, 高学杰. 一套格点化的中国区域日观测资料及与其他资料的对比. 地球物理学报, 2013, 56
- 38 Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim Res*, 2002, 19: 193–212
- 39 Zhang D F, Gao X J, Ouyang L C, et al. Simulation of present climate over East Asia by a regional climate model. *J Trop Meteorol*, 2008, 14: 19–23
- 40 石英, 高学杰, 吴佳, 等. 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟. 应用气象学报, 2010, 21: 580–589
- 41 吴佳, 高学杰, 石英, 等. 新疆 21 世纪气候变化的高分辨率模拟. 冰川冻土, 2011, 33: 479–487
- 42 黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析. 大气科学, 2012, 36: 443–457