

东亚季风气候未来变化的情景分析 ——基于 IPCC SRES A2 和 B2 方案的模拟结果

布和朝鲁

(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. E-mail: bueh@lasg.iap.ac.cn)

摘要 利用最新的温室气体和 SO_2 排放方案, 即政府间气候变化委员会(IPCC)排放情景特别报告(SRES)的 A2 和 B2 方案, 通过海-气耦合模式模拟结果讨论东亚季风气候在 21 世纪后 30 年中的变化, 其主要结果如下: 全球变暖导致夏季海-陆温差增大和冬季海-陆温差减弱, 进而使东亚季风环流在夏季加强, 冬季减弱. 江淮流域和华北地区的夏季降水量显著增强, 其后者的增强更为显著, 使得东亚季风区的夏季多雨区向北延伸. 东亚季风区 9 月份的降水量在两个方案中都显著增加, 说明在全球变暖条件下东亚季风区的多雨季节将延迟一个月. 华北地区降水量在 7、8 和 9 月份的年际变率显著增强, 说明华北地区将经历比现在更大的降水年际差异, 遭受水灾的可能性要显著增大.

关键词 东亚季风 气候变化 年际变率 IPCC SRES A2 和 B2 方案

全球变暖将给全球生态系统和人类经济社会活动带来重大影响, 并已成为各国科学家共同关心的重大全球性环境问题. 我国广大的东部地区处于东亚季风区, 其未来的气候变化关系着该地区经济、农业等社会活动. IPCC 第三次评估报告^[1]指出, 温室气体浓度的持续增加使亚洲夏季风的变率增强, 而季风的持续期和强度变化则很大程度上取决于气候模式对亚洲季风季节循环的模拟能力. 目前, 人们对东亚季风在全球变暖条件下的未来变化方面的认识和研究尚未深入, 需要进一步研究.

东亚季风系统具有复杂的时空结构. Tao 等人^[2]总结出, 东亚季风的雨季以梅雨带持续滞留和北跳为主要特征, 它的活动包含了热带、副热带以及中、高纬度环流的共同影响. 组成东亚夏季风系统的主要成员为西太平洋副热带高压, 来自孟加拉湾和南海的低空跨赤道气流以及中、高纬度斜压扰动. 众所周知, 在冬季, 东亚地区盛行全球最强的季风环流, 它在热带和热带外大气相互作用及南北两个半球大气相互作用中扮演着重要的角色. 东亚季风的年际和年代际变率引起广泛而深入的研究^[3,4]. 与此相比, 在更长的时间尺度上, 全球变暖引起的东亚季风气候的变化并未深入进行研究. Wang 等人^[5]的研究发现, 20 世纪 80 年代中国北部及亚洲北部的变暖趋势主要归因于温室效应. 通过观测数据和模拟研究, Hulme 等人^[6]认为, 全球变暖对东亚季风区的温度和降水的变化具有重要的影响. Hu 等人^[7]利用模拟研

究指出, 全球变暖使东亚冬季风减弱. 但是, 至今为止, 全球变暖对东亚季风季节循环的影响缺乏进一步的探讨.

本文利用最新的温室气体和 SO_2 排放方案, 即 IPCC SRES A2 和 B2 方案^[1], 通过海-气耦合模式的模拟结果讨论东亚季风气候在 21 世纪的后 30 年中的变化, 特别是其季节循环的变化.

1 模式简介与排放方案

本工作中所用海-气耦合模式是德国马普气象研究所发展的 ECHAM4/OPYC3 CGCM. 其大气模式 ECHAM4 是在水平方向上三角形 42 波截断, 在垂直方向利用 19 层的混合 σ -气压坐标, 最上层达 10 hPa. 本大气模式中套用的陆面模式计算土壤的热量、水分、表面积雪和冰的收支. 该模式的详细介绍, 包括其动力和物理过程的描述, 可参考 Roeckner 等人^[8]的工作. 耦合模式的海洋部分由 Oberhuber^[9]发展起来的 OPYC3 模式, 它由 3 个子模块组成: 表面混合层、内部海洋和海冰. 表面混合层以下的内部海洋在垂直方向上分 10 层. 在海-气耦合方案中热量通量和淡水(fresh water)通量每年进行一次订正, 而动量通量则不订正. 详细的耦合方案和技术可参考 Bacher 等人^[10]的工作.

在大气模式的辐射方案中, 除了主要温室气体 CO_2 , CH_4 , N_2O 以外, 还考虑了工业释放的 CFC-11, 12, 113, 114, 115 和 HCFC-22, 123, 141b 及 HFC-125,

134a, 152a 以及 CCl_4 和 CH_3CCl_3 , 这些气体对全球大气起着正辐射强迫作用, 硫酸盐气溶胶则对大气而言具有负辐射强迫作用. 为了计算硫酸盐气溶胶在大气中的浓度, 将一个硫循环化学模式与大气模式进行耦合. 工业排放的 SO_2 通过化学过程变为硫酸盐气溶胶, 并在大气中输送, 最终沉降. 硫酸盐气溶胶是与大气模式的辐射方案直接关联的含硫物质, 因此它是硫循环化学模式的最终的预报变量. 在大气中温室气体与硫酸盐气溶胶浓度随时间的变化将取决于不同的排放方案. 最近, IPCC 排放情景的特别报告提出了 4 个新的排放方案以便更新 IS92 版本. 4 个方案中考虑了与人口统计学、未来的经济发展状况以及引用的技术有关的温室气体和 SO_2 的排放机制. 4 个情景方案分别为 A1, A2, B1 和 B2 方案. 在 21 世纪: (1) A1 方案假定全球性合作, 迅速使用高新技术, 全球人口趋于稳定; (2) A2 方案反映区域性合作, 对新技术的适应较慢, 人口继续增长; (3) B1 方案中生态环境得到改善, 全球人口趋于稳定; (4) B2 方案假定生态环境的改善具有区域性. 从 4 个方案中, 我们选取了 A2 和 B2 方案探讨东亚季风的未来变化, 因为这两个方案反映的温室气体与 SO_2 的未来排放状况更趋于真实.

2 试验设计

根据 IPCC SRES A2 和 B2 方案, 进行了两个数值试验, 模拟时段为 1990~2100 年, 其结果与同一个模式模拟出的当代气候平均值进行比较. 本文中利用 Roeckner 等人^[11]进行的一个数值试验(该试验的名称为 GSDIO, 1961~1990)结果来代表当代气候状况. 同时, GSDIO 试验的结果与 CRU (climate research unit) 数据(1961~1990)和 NCEP 分析资料(1961~

1990)进行比较, 以此评估该耦合模式对当代的东亚季风气候的模拟能力.

3 辐射强迫与 SO_2 的排放

图 1 给出了整个温室气体的辐射强迫与 SO_2 排放的未来演变^[1]. 至 2100 年, A2 方案中的整个温室气体的辐射强迫从 1990 年的 2.0 W/m^2 增加到 8.1 W/m^2 . 在 B2 方案中的对应值则增加到 5.5 W/m^2 . A2 方案的温室气体浓度演变非常接近于 IS92a 方案^[1]的情况. A2 和 B2 方案最大的差异在于 SO_2 的排放状况. 在 A2 方案中, SO_2 的排放量至 2030 年增加 50%, 然后逐渐减少, 到 2100 年接近 1990 年的排放量. 而在 B2 方案中 SO_2 的排放量一直减少, 到 2100 年其排放量比 1990 年减少 30%. 这两个方案的 SO_2 的排放量都低于 IS92a 方案的情况^[1]. 从图 1(c)可看出, SO_2 排放对全球平均温度的作用十分明显. 尽管 A2 方案的温室气体辐射强迫 2020 年以后一直高于 B2 方案的情况, 但是由于 A2 方案的 SO_2 的排放量多于 B2 方案, 直到 2060 年后其全球平均温度距平才大于 B2 方案的值. 至 2100 年, 全球平均温度异常在 A2 和 B2 方案中分别达到 3.8°C 和 2.8°C .

4 东亚季风气候的未来变化

本文选取 3 个关键区域, 即中国东南沿海地区 ($110^\circ\sim 125^\circ\text{E}$, $20^\circ\sim 27^\circ\text{N}$)、江淮流域($110^\circ\sim 125^\circ\text{E}$, $27^\circ\sim 34^\circ\text{N}$)和中国华北地区($110^\circ\sim 125^\circ\text{E}$, $34^\circ\sim 42^\circ\text{N}$)来研究东亚季风气候的未来变化. 为简单起见, 在图和图题中我们用这些地区的英文简称, 分别为 SEC(东南沿海区)、YRV(江淮流域)和 NCN(华北地区).

一般全球模式模拟东亚区域气候的能力较差, 特别是对降水的模拟. 本文所用模式对东亚近地面气温的年循环具有较好的模拟能力, 年平均气温(模

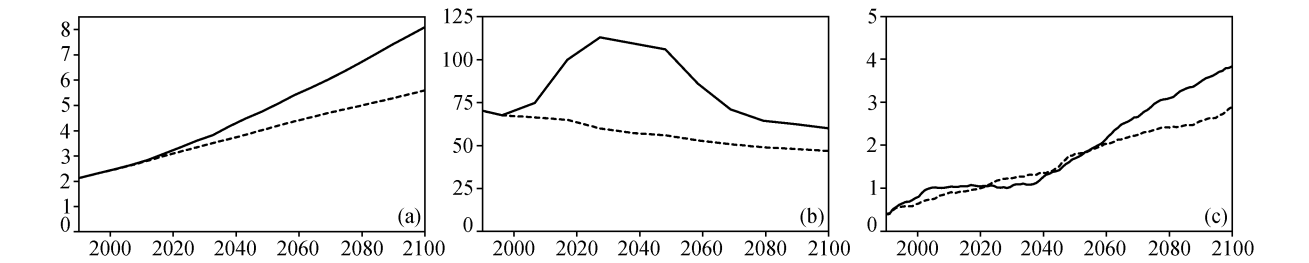


图 1 与全球变暖有关全球平均量的随时间演变曲线
实线、虚线分别代表 A2 和 B2 方案模拟结果, 横坐标为年份. (a) 整个温室气体辐射强迫(W/m^2 , 年平均); (b) SO_2 排放量(TgS/a , 10 年平均); (c) 2 m 温度距平($^\circ\text{C}$, 5 年滑动平均)

拟)只略低于观测值. 该模式对降水的模拟有较大的误差, 但其对东亚降水的季节循环和地理分布的模拟能力是国际上现有的全球模式中相当好的.

该文所用耦合模式对 2 m 温度年循环的模拟是相当好的, 尽管在东南沿海地区和江淮流域模拟出的冬夏温度略低于 CRU 数据(图 2, 左). 在 3 个关键区域中, 2071~2100 年的平均温度的升高是非常显著的(图 2, 右). 东南沿海地区和江淮流域的平均温度升高了 3℃以上, 而华北地区则升高了 4℃以上. 中、高纬度地区的升温明显高于副热带和热带地区, 这与 IPCC(2001)^[1]的结果是一致的. 与辐射强迫的变化一致, 温度变化在 A2 方案中明显大于 B2 方案.

全球变暖所致海、陆热力差异的变化将影响东亚

季风的强度和年循环. 这里用 3 个关键区的 1000 hPa 经向风来代表其季风环流的强度. 从图 3(上)可看出, 模式比较好地模拟出了 3 个关键区域季风气流的年循环(当代气候). 但是, 与 NCEP 在分析资料结果比较, 模拟出的东亚夏季风偏弱, 而冬季风偏强. 在 21 世纪的最后 30 年, 在两个方案中, 3 个关键区域的夏季风环流都得到加强(图 3, 下), 其变化在 95%置信度上都是显著的(图 4). 而对应的冬季风环流则减弱, 其变化只在江淮流域和华北地区是显著的, 这主要是因为全球变暖导致夏季海陆温差增大和冬季海、陆温差减弱. 这里两个方案的主要区别在于东亚夏季风强度变化的模拟, 其变化在 A2 方案中大于 B2 方案, 这与温度变化情况是一致的.

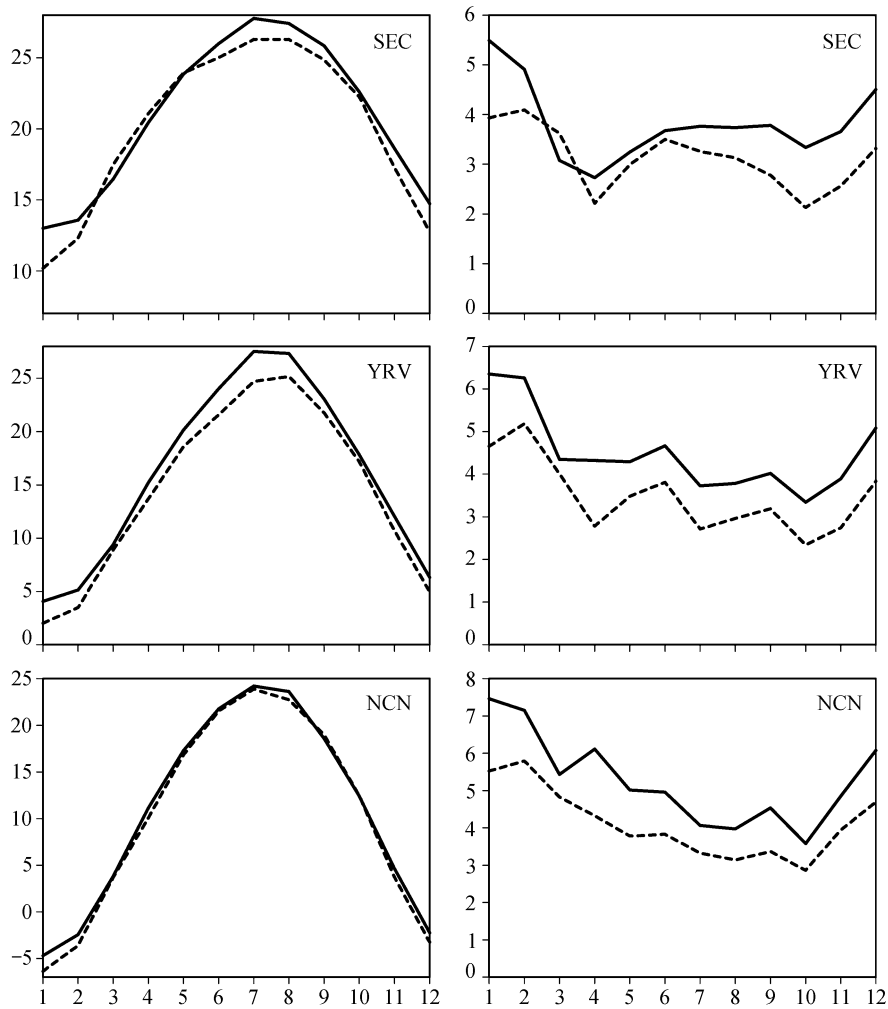


图 2 3 个关键区(区域平均, 只含陆地格点)2 m 温度及其变化的年循环曲线(单位: ℃, 横坐标为月份)
左: 2 m 温度, 实线和虚线分别代表 1961~1990 年气候平均的 CRU 数据和 GSDIO 试验结果; 右: A2(实线)和 B2(虚线)方案结果 (2071~2100 年气候平均)相对于 GSDIO 试验结果的变化

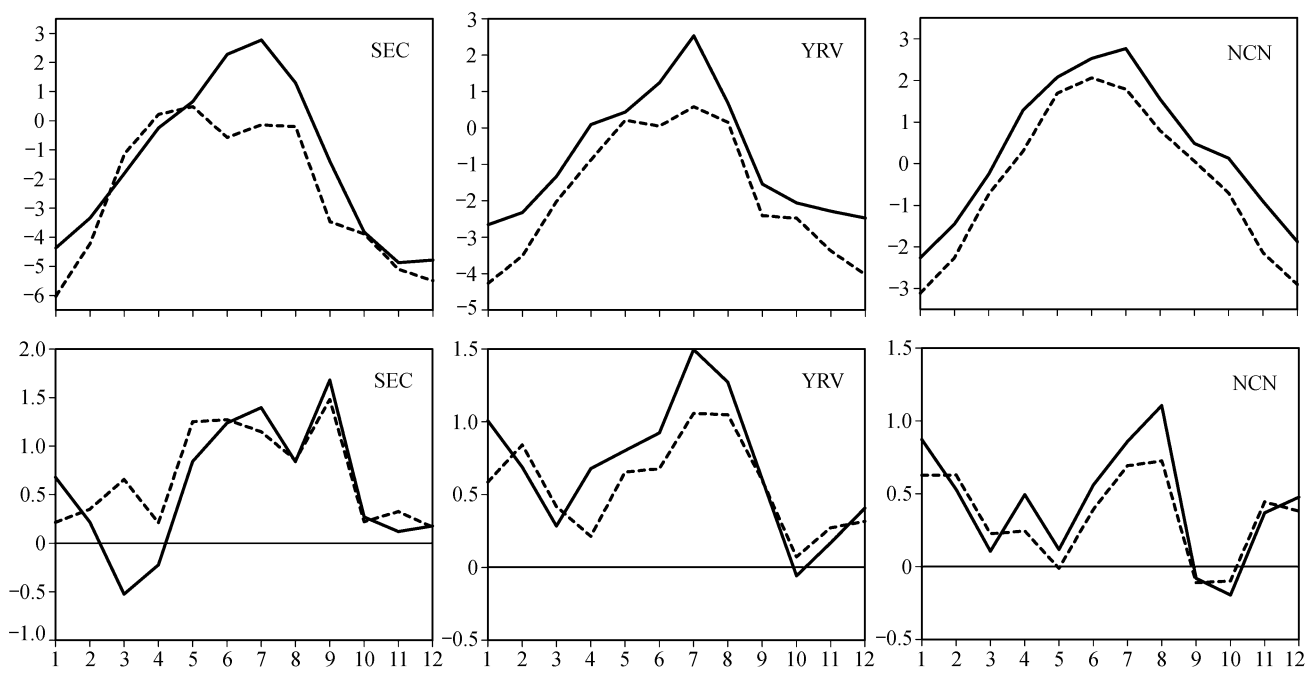


图3 同图2, 但为1000 hPa 经向风(单位: m/s), GSDIO 试验的对比数据为 NCEP 再分析资料

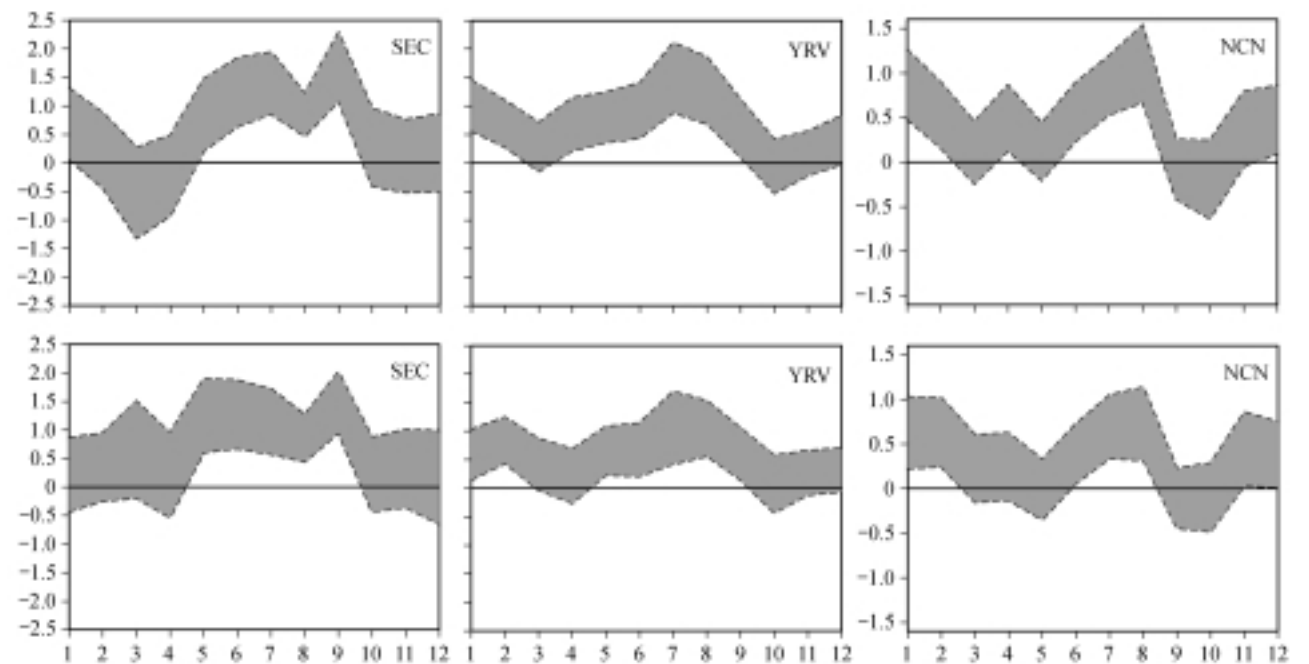


图4 3个关键区(区域平均)1000 hPa 经向风年循环变化(单位: m/s, 95%置信度, 横坐标为月份)
上: A2 方案结果(2071~2100 年)相对于 GSDIO 试验结果; 下: B2 方案结果(2071~2100 年)相对于 GSDIO 试验结果

毋庸置疑, 东亚季风环流的变化将引起季风区降水状况的改变, 这也是我们最为关心的问题. 国际上所用现有的模式对东亚地区的降水模拟都有其不够完善的地方, ECHAM4/OPYC3 CGCM 模式也不例外. 与观测数据比较, 该模式模拟的东亚季风区夏季降水偏弱(见图5, 上). 模式结果中, 江淮流域降水峰值的出现比观测到的峰值早了两个月, 主要是因为模式没有很好地模拟西太平洋副热带高压的移动所致(图

略). 与此相比, 该模式较好地抓住了华北和东南沿海地区降水的年循环特征. 在 A2 和 B2 方案中, 21 世纪最后 30 年的夏季降水在华北地区和江淮流域增强(图 5, 下), 而且其变化达到了 95% 的置信度(图 6). 值得注意的是, 3 个关键区域 9 月份的降水量在两个

方案中都显著增加, 这说明在全球变暖条件下东亚季风区的多雨季节在本世纪的后 30 年中将延迟 1 个月左右. 降水量的未来变化在两个方案中的区别不明显.

除了东亚季风本身的变化外, 其年际变率的变

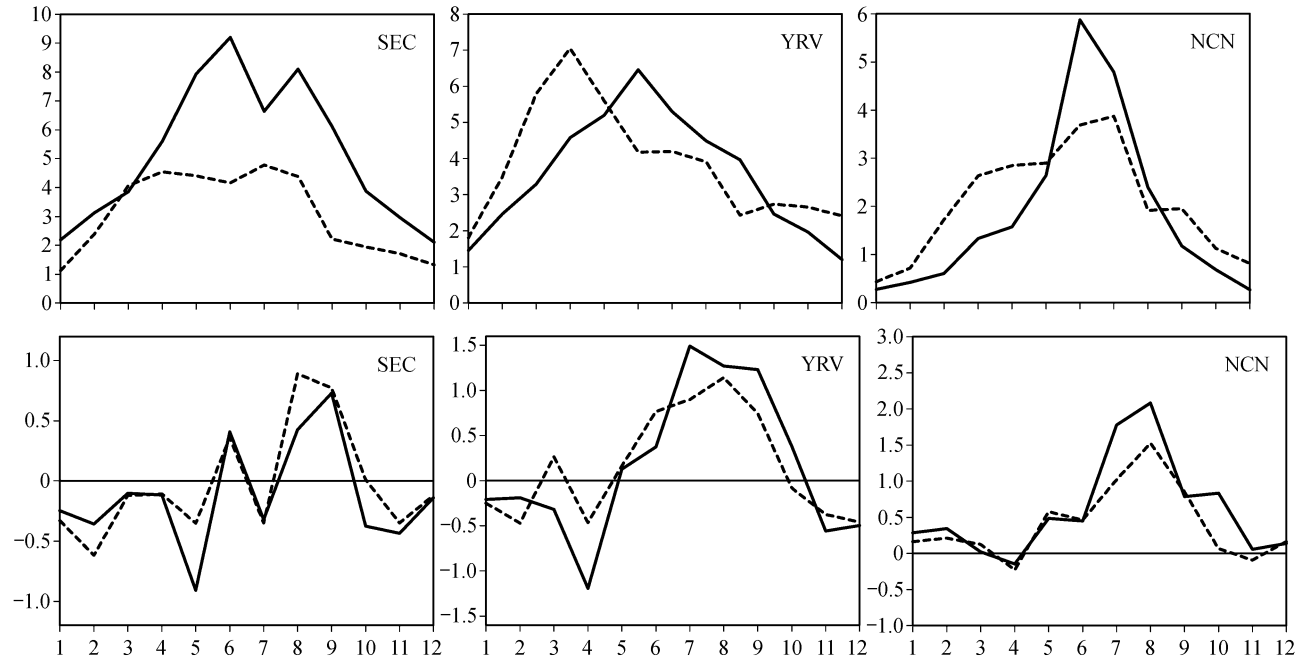


图 5 同图 2, 但为降水量(单位: mm/d)

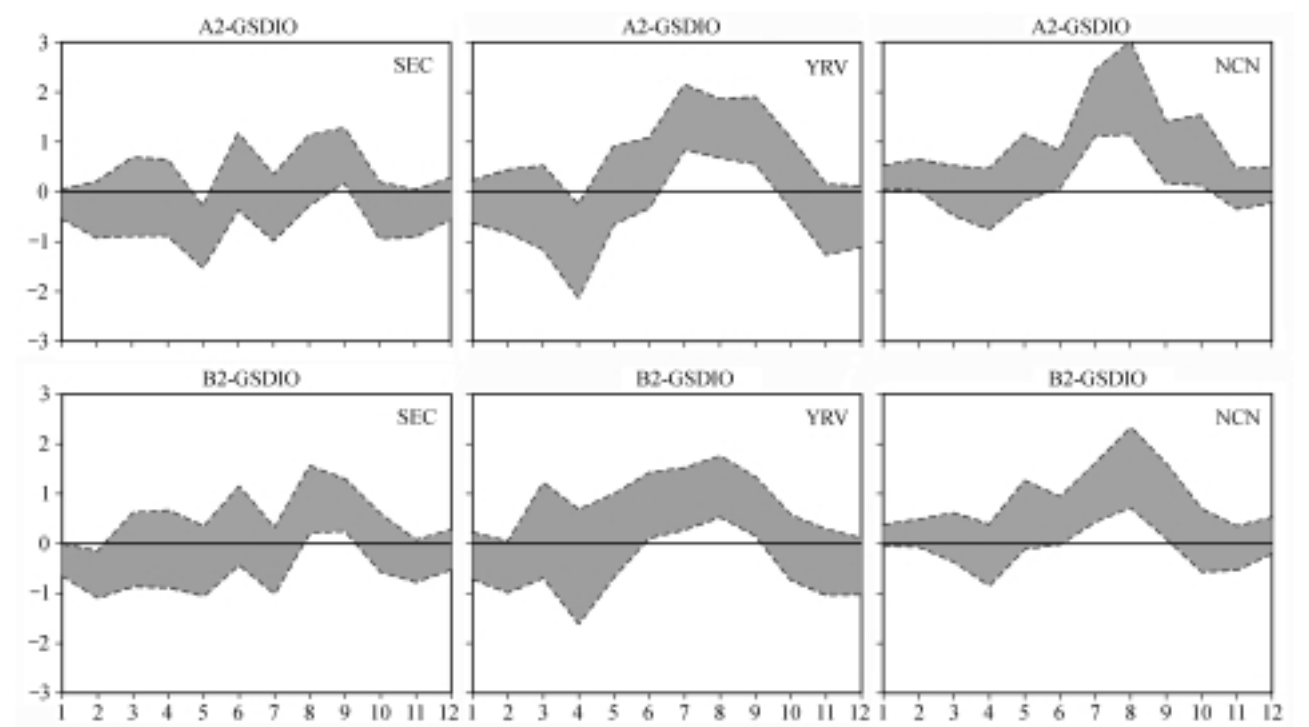


图 6 同图 4, 但为降水量(单位: mm/d)

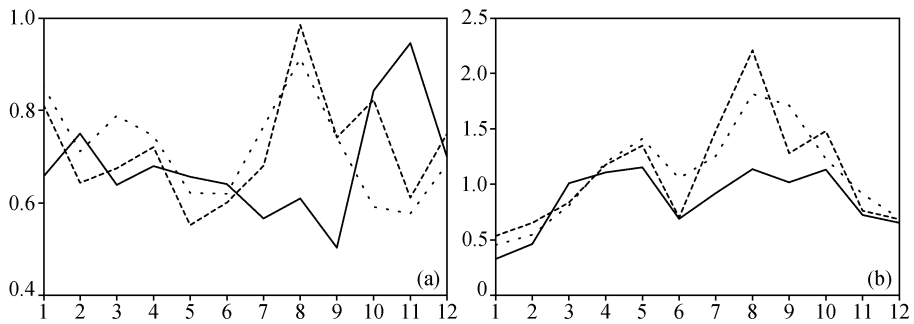


图 7 华北地区(区域平均)1000 hPa 经向风(单位: m/s)(a)和降水量(单位: mm/d)标准差年循环曲线(b)
实线、虚线和点线分别代表 GSDIO 试验、A2 和 B2 方案模拟结果(2071~2100 年), 横坐标为月份

化也具有重要的科学意义, 因为它描述气候灾害强度与频率的增加与否. 由图 7 可见, 在两个排放方案中, 我国华北地区的 1000 hPa 经向风和降水量在 7, 8 和 9 月份的年际变率显著增强, 这意味着华北地区在夏季和早秋将经历比现在更大的降水差异. 换言之, 在未来(2071~2100 年)该地区遭受水灾的可能性要显著增大. 在我国东南沿海地区和江淮流域 1000 hPa 经向风和降水量的年际变率没有显著变化(图略).

5 讨论与小结

有一种观点认为, 在 21 世纪中叶之后东亚季风区的夏季多雨区向北延伸. 本文的主要结果支持这种观点. 从图 6(下)可知, 21 世纪的后 30 年中, 我国东南沿海地区的夏季降水量略有增加, 但不显著, 而江淮流域的夏季降水量显著增加, 8 月份的降水量增加超过 1.0 mm/d. 与此对应的华北降水量的增加更加显著, 其 8 月份的降水量增加超过 1.5 mm/d. 也就是说, 8 月份的华北降水量将增加 37%, 在夏季其降水量接近江淮流域地区的降水量(当代气候).

本文利用最新的温室气体和 SO₂ 排放方案, 即 IPCC SRES A2 和 B2 方案, 通过 ECHAM4/OPYC3 CGCM 模式模拟结果, 讨论东亚季风气候在 21 世纪后 30 年中的变化, 其主要结果如下: 全球变暖导致夏季海陆温差增大和冬季海陆温差减弱, 进而使东亚季风环流在夏季加强, 冬季减弱. 江淮流域和华北地区的夏季降水量显著增强, 而后的增强更为显著, 使得东亚季风区的夏季多雨区向北延伸. 东亚季风区 9 月份的降水量在两个方案中都显著增加, 说明在全球变暖条件下东亚季风区的多雨季节将延迟 1 个月. 华北地区降水量在 7, 8 和 9 月份的年际变率显著增强, 说明华北地区将经历比现在更大的降水年际差异, 遭受水灾的可能性要显著增大.

致谢 感谢 U. Cubasch 教授、纪立人研究员和吴国雄院士对本工作的支持和鼓励. 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(G1998040904)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKCX2-SW-210, ZKCX2-203)以及国家自然科学基金资助项目(批准号: 40105006)资助.

参 考 文 献

- 1 Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 944
- 2 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian monsoon in China. 见: 王明星主编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 89~124
- 3 Wang H J. The interannual variability of the East Asian monsoon and its relationship with SST in a coupled atmosphere-ocean-land climate model. Adv Atmos Sci, 2000, 17: 31~47
- 4 布和朝鲁, 纪立人. 东亚冬季风活动异常与热带太平洋海温异常. 科学通报, 1999, 44(3): 252~259
- 5 Wang S W, Ye D Z. Analysis of the global warming during the last one hundred years. Climate variability. In: Ye D, Matsuno T, Zeng Q, et al, eds. Beijing: China Meteorological Press, 1993. 23~32
- 6 Hulme M, Zhao Z C, Jiang T. Recent and future climate change in East Asia. Int J Climatol, 1994, 14: 637~658
- 7 Hu Z Z, Bengtsson L, Arpe K. Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. J Geophys Res, 2000, 105(D4): 4607~4624
- 8 Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L, et al. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. MPI-Report, 1996, (218): 90
- 9 Oberhuber J M. Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea-ice-mixed layer-isopycnal general circulation model. Part I: Model description. J Phys Oceanogr, 1993, 22: 808~829
- 10 Bacher A, Oberhuber J M, Roeckner E. ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model. Clim Dyn, 1998, 14: 431~450
- 11 Roeckner E, Bengtsson L, Feichter J, et al. Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. J Climate, 1999, 12: 3004~3032

(2002-07-29 收稿, 2002-12-24 收修改稿)